



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EVALUACIÓN GEOLÓGICA DEL POTENCIAL DE EXPLORACIÓN AURÍFERA EN
EL DISTRITO GORBEA, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ORLANDO MANUEL ELGUEDA TARGARONA

PROFESOR GUÍA

FERNANDO BARRA PANTOJA

MIEMBROS DE LA COMISION:

MARTIN REICH MORALES

MIGUEL CÁCERES MUNIZAGA

Este trabajo fue financiado por la empresa Barrick Chile

SANTIAGO DE CHILE

2024

RESUMEN

El estudio de depósitos minerales desde la perspectiva del “Sistema Mineral” (*Mineral Systems*), es un enfoque implementado recientemente en la orientación conceptual de la exploración minera. Este concepto plantea que los yacimientos minerales de gran envergadura resultan de la conjunción, en tiempo y espacio, de una arquitectura litosférica favorable, asociada a un evento geodinámico transitorio, que favorece la fertilidad de sistemas magmáticos. El presente trabajo intenta discernir el potencial del distrito aurífero Gorbea, a través del análisis de estos macroelementos geológicos. Este estudio integra el mapeo geológico y estructural, así como análisis petrográficos, petroquímicos y geocronológicos, con el fin de analizar la evolución geológica del área, determinar la fertilidad de unidades ígneas y definir los periodos y zonas con mayor potencial para la formación de depósitos de oro.

La geología regional en la que se encuentra inmerso el distrito Gorbea se compone de un basamento Neoproterozoico a Cretácico, truncado por rocas derivadas del arco volcánico cenozoico. La mineralización epitermal de la zona está principalmente restringida al Mioceno Inferior a Superior, y se relaciona con eventos freatomagmáticos y vetas de tipo epitermal de alta sulfuración. Las estructuras del basamento, actualmente cubiertas por unidades volcánicas cenozoicas, controlaron la disposición del arco actual, mientras que las estructuras conjugadas controlaron la circulación de fluidos hidrotermales. Esto último se evidenció mediante el mapeo geológico en donde la intersección de estructuras transversales al arco con orientación NW-SE y NE-SW se caracterizan por la presencia de extensas zonas de alteración.

A escala distrital es posible identificar que el principal periodo de mineralización corresponde al Mioceno-Plioceno, asociado a un evento de transición de un régimen levemente compresivo a uno netamente compresivo con componentes *strike-slip*. Este evento se relaciona a escala local con la mineralización, donde la expulsión de fluidos desde las cámaras magmáticas comprimidas ocurrió a lo largo de fallas activas *strike-slip*, que proporcionaron conductos verticales óptimos para los eventos freatomagmáticos.

Adicionalmente, las evidencias geológicas sugieren la existencia de dos eventos geodinámicos de compresión anómala acotados al Mioceno Inferior y al Mioceno Medio-Superior. Estos han sido identificados tanto por una tasa de subducción superior a la media como por indicadores petroquímicos que, junto con las evidencias estructurales del terreno, sustentan estos periodos de compresión anómala.

En cuanto a los indicadores de fertilidad magmática en el distrito, se han identificado dos periodos con indicadores petroquímicos favorables: el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio-Superior. Según el análisis realizado, es posible señalar que el Mioceno Medio-Superior presenta los indicadores de roca total más favorables, mientras que el Mioceno Inferior presenta indicadores relativamente favorables tanto desde el punto de vista de la roca total como de la petrocronología de circones.

La combinación documentada en este estudio de una arquitectura favorable, con un desencadenante geodinámico, junto con la presencia de suites magmáticas fértiles en el distrito, confirma la utilidad del enfoque del *Mineral System* como una herramienta en la prospección de depósitos auríferos.

Dedicado a mi familia y a todas las personas que me han
acompañado y apoyado en este hermoso sueño que se llama
geología.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco a mis padres por todo su increíble cariño y enseñanzas que me han entregado a lo largo de toda mi vida, y por siempre apoyar mis ideas y sueños. Es por ellos que he podido vivir mi mayor sueño.

Agradezco a mi profesor guía Fernando Barra por ser la primera persona en presentarme la geología de manera académica y haberme brindado importantes conocimientos para mi carrera profesional. Por otro lado, agradezco a Barrick Chile por la oportunidad de desarrollar y financiar este trabajo, en especial a Constanza Jara (Gerente Exploraciones Barrick Chile-Argentina) por presentarme las primeras aproximaciones al mundo laboral y a pesar de su apretada agenda siempre tener un tiempcito para responder mis dudas geológicas. Agradezco también a Miguel Cáceres por ser un excepcional mentor de terreno tanto en mi práctica profesional como en la memoria, así también a todo el equipo de exploraciones de Barrick, Cristian Avalos, Miguel Gallardo, Jaime Cortes, Daniela Astaburuaga, Andrés Canales, Patricio Osorio, Giovanna Neira por entregar su tiempo de manera desinteresada para apoyar el desarrollo de mi memoria y carrera profesional y a todos los asistentes de terreno que fueron un siete en todo el sentido de la palabra ya que sin ellos no habría sido posible este trabajo.

Así también agradezco a todos los profesores que estuvieron durante mi carrera, que me influenciaron en mi etapa de desarrollo estudiantil, profesor Martin Reich quien con su característico entusiasmo invitaba a siempre llegar más allá. Agradezco a esas personas especiales que conocí a lo largo de la carrera (Mallen, Maximiano, Sebastián, Javiera, Antonia, Javier, Martin, Acuña, Daniela) Quienes hicieron de mi vida universitaria una grata experiencia y me apoyaron en los momentos más difíciles de esta.

Por último, agradezco a todas esas personas que a pesar de que no señale sus nombres, contribuyeron en diversas formas al desarrollo de mi carrera. Muchas Gracias a todos.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Hipótesis	2
1.3. Objetivos de la investigación.....	2
1.3.1. Objetivo General	2
1.3.2. Objetivos Específicos.....	2
1.4. Metodología.....	2
1.5. Ubicación y acceso	3
1.6. Estudios previos.....	4
2. Marco Teórico	5
2.1. Mineral System	5
2.1.1. Arquitectura	6
2.1.2. Geodinámica.....	6
2.1.3. Fertilidad	7
2.1.4. Preservación	8
2.2. Aplicación del <i>Mineral System</i> a la exploración.....	8
2.3. Depósitos epitermales	8
2.3.1. Depósitos epitermales de baja sulfuración.....	9
2.3.2. Depósitos epitermales de alta sulfuración	10
3. Marco geológico	12
3.1. Marco metalogénico	12
3.1.1. Franja del Mioceno-Plioceno	13
3.2. Litología Regional	13
3.3. Litología distrital.....	20
3.3.1. Unidades del Basamento	20
3.3.2. Productos volcánicos efusivos.....	21
3.3.3. Productos piroclásticos.....	21
3.3.4. Unidades sedimentarias de cobertura.....	21
3.4. Geología estructural.....	24
3.4.1. Estructuras Principales.....	24
3.5. Geología Económica.....	28

4. Resultados	30
4.1. Estructuras distritales.....	30
4.1.1. Fallas y Lineamiento	30
4.1.2. Dominios distritales.....	36
4.2. Caracterización petrográfica y geoquímica de las unidades principales	39
5. Discusión	51
5.1. El Distrito Gorbea: implicancias para la exploración desde el punto de vista de <i>Mineral System</i>	51
5.1.1. Arquitectura	51
5.1.2. Geodinámica.....	56
5.1.3. Fertilidad	67
6. Conclusiones y recomendaciones	79
Bibliografía	81

Índice de Tablas

Tabla 1. Elementos críticos para la formación de un depósito epitermal de oro. Tomado de Jara (2021).....	8
Tabla 2. Unidades y formaciones que componen el cenozoico.	15
Tabla 3. Ubicación de puntos de medición y estructura asociada.....	35
Tabla 4. Resumen muestras petrografía.....	36
Tabla 5. Resumen de las muestras analizadas por LA-ICP-MS.	48
Tabla 6. Asignación estructuras menores a corredores.	52
Tabla 7. Ubicación de las anomalías visitadas.....	74

Índice de Ilustraciones

Figura 1. Mapa de ubicación distrito Gorbea.....	4
Figura 2 Elementos críticos del Mineral System.....	6
Figura 3. Diagrama simplificado del proceso de formación de un depósito tipo pórfido durante periodos acotados de deformación extensional.....	7
Figura 5. Diagrama simplificado de depósitos tipo epitermal de baja sulfuración.....	10
Figura 6. Diagrama simplificado de depósitos tipo epitermal de alta sulfuración.....	11
Figura 7. Franjas metalogénicas del Mioceno-Plioceno y Eoceno-Oligoceno.	12
Figura 8. Mapa geológico y secciones geológicas representativas.....	18
Figura 9. Columna estratigráfica regional.....	19
Figura 10. Mapa geológico distrital junto con secciones.....	23
Figura 11 Mapa geológico estructural regional.	27
Figura 12. Mapa geológico estructural del distrito.....	38
Figura 13. Mapa de ubicación de muestras extraídas y puntos estructurales medidos.....	40
Figura 14. Diagrama Roca Total.	45
Figura 15. Variaciones de elementos traza versus edad.	47
Figura 16. Diagrama Spider para REE, normalizada al condrito.	49
Figura 18. Diagramas Petroquímica de Circones.	50
Figura 19. Diagrama de estructuras heredadas sobre cobertura volcánica.	53
Figura 20. Proceso de activación de una falla y ascenso de fluidos.....	54

Figura 21. Diagrama de estructuras, con vista en planta y lateral dominio Noroccidental.	55
Figura 22. Diagrama de estructuras, con vista en planta y lateral dominio Suroriental.	56
Figura 23. Diagramas de evolución con respecto al tiempo.	58
Figura 24. Diagrama La/Sm (LREE) vs Sm/Yb (HREE) para grosor cortical.	59
Figura 25. Diagrama explicativo de la relación del grosor cortical y el fraccionamiento de especies minerales.	59
Figura 26. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación entre los 20 a 17 Ma.	60
Figura 27. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación entre 16 a 12 Ma. Vista en planta de la disposición del rift de Juan Fernández en este mismo rango de tiempo.	60
Figura 28. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación entre los 11 y 8 Ma. Vista en planta de la disposición del JFR en este mismo rango de tiempo.	62
Figura 29. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación entre 7 y 5 Ma. Vista en planta de la disposición del JFR.	63
Figura 30. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación >5 Ma.	64
Figura 31. Diagrama de evolución del Mioceno Medio-Superior.	67
Figura 32. Diagrama spider REE normalizado.	68
Figura 33. Variabilidad temporal de Sr/Y, V/Sc.	70
Figura 34. Sr/Y versus sílice.	71
Figura 35. V/Sc versus sílice.	72
Figura 36. Nb/Y versus sílice; Th/Yb versus sílice; Ba/Zr versus sílice.	73
Figura 37. Tendencia (Dy/Yb) _N vs Dy _N en circones.	75
Figura 38. Razón V/Sc vs Sr/Y en rocas ígneas con SiO ₂ >60%.	77
Figura 39. Indicador de fertilidad en circones.	78

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo corresponde a un estudio geológico de detalle, como parte de la exploración minera del distrito Gorbea, ubicado en la Región de Antofagasta, Chile. Este estudio utiliza un enfoque de *Mineral Systems* o Sistema Mineral (McCuaig et al., 2014) para determinar potenciales zonas de exploración avanzada y definición de zonas prospectivas.

El área de investigación ha sido estudiada desde la década del 2010, correspondiendo en un inicio a estudios únicamente de carácter regional. El año 2014 *Mirasol Resources* inicia un proceso de exploración de oro y plata, fomentado por evidencias de alteración hidrotermal reconocidas en los trabajos regionales anteriores, los que señalaban la probable presencia de mineralización de oro del tipo epitermal, siendo esto posteriormente corroborado en los sectores Atlas y Titán del distrito Gorbea.

El distrito Gorbea presenta evidencias de actividad magmática desde el Carbonífero-Pérmico hasta el Holoceno. En particular, las secuencias volcánicas que representan el arco Mioceno exhiben extensas zonas de alteración y notables anomalías de color. La zona ha sido estudiada realizando sondajes, en donde se ha confirmado la presencia de oro asociado a un sistema epitermal de alta sulfuración. Estos factores, en conjunto con lo anteriormente expuesto, han otorgado al distrito un estatus de área con un alto potencial exploratorio. En virtud de esta situación, surge la necesidad de llevar a cabo un estudio geológico de detalle en esta zona, con el propósito de determinar en forma más precisa la prospectividad del distrito Gorbea.

A pesar de las acotadas señales de mineralización aurífera, se ha formulado como principal hipótesis de este estudio que las evidencias geológicas en el distrito sugieren un potencial prospectivo significativo. Para poder corroborar esta hipótesis se adopta en este estudio un enfoque desde el concepto de exploración del *Mineral Systems*. Este enfoque se dirige a la definición del potencial asociado a una zona a través de tres pilares fundamentales, el contexto geodinámico, la arquitectura y la fertilidad magmática.

La información actualmente disponible sobre el distrito, en combinación con mapeo de estructuras, nuevos estudios petrográficos de las unidades ígneas, análisis de roca total de las unidades ígneas y petrocronología de circones, contribuirán a incrementar el conocimiento geológico de la zona y facilitarán una definición más precisa de potenciales blancos de perforación. Adicionalmente, el estudio y caracterización de las principales estructuras de la zona permitirá identificar patrones estructurales regionales/distritales como controles primarios para la circulación de fluidos mineralizadores.

1.1. Planteamiento del problema

Actualmente existe una dificultad creciente en la localización de nuevos recursos mineros de clase mundial. Sumado a esto, hay una constante necesidad de ejercer un uso eficiente de los

recursos disponibles para la exploración. De ahí surge la necesidad de nuevas estrategias de exploración, considerando el desarrollo de modelos geológicos actualizados como también de técnicas analíticas innovadoras que permitan identificar blancos de exploración con un mayor potencial de éxito. Dentro de este contexto, el presente estudio pretende establecer el potencial aurífero del distrito Gorbea e proponer blancos de exploración utilizando el enfoque del *Mineral System*.

1.2. Hipótesis

En base a los reportes anteriormente realizados por parte de *Mirasol Resources* en la zona de estudio y a la información geológica disponible, es posible proponer que el distrito Gorbea representa un área con un potencial económico de oro de interés.

Para validar esta hipótesis, el presente trabajo propone llevar a cabo un análisis prospectivo desde la perspectiva del *Mineral System*, evaluando cada uno de los aspectos asociados a este enfoque, vale decir, considerando la arquitectura litosférica y estructuras geológicas asociadas, la geodinámica y la fertilidad magmática.

1.3. Objetivos de la investigación

Los objetivos del trabajo de investigación se dividen en general y específicos:

1.3.1. Objetivo General

Determinar el potencial prospectivo del distrito Gorbea utilizando el enfoque de *Mineral System*, basado en distintas técnicas o herramientas utilizadas en la prospección minera, desde el mapeo geológico, análisis mineralógico mediante petrografía, geoquímica de roca total y petrocronología de circones.

1.3.2. Objetivos Específicos

1. Determinar la fertilidad magmática mediante análisis de petrocronología de circones y análisis de geoquímica de roca total.
2. Correlacionar la evolución del régimen tectónico y las estructuras asociadas con la formación de depósitos del distrito.
3. Proponer potenciales zonas para la exploración avanzada.

1.4. Metodología

La metodología empleada en la presente investigación se puede sintetizar en cinco aspectos:

- Investigación bibliográfica: en esta primera fase se lleva a cabo la revisión de los antecedentes disponibles sobre la evolución geológica regional y de la geología de la zona, apoyándose en cartas geológicas y publicaciones científicas. Del mismo modo, se compila la información relativa a las aplicaciones del concepto de *Mineral System* a la exploración de recursos, dando especial énfasis a la prospección de sistemas epitermales.
- Trabajo de campo: durante esta etapa se elabora un mapa geológico a escala distrital con especial énfasis en las estructuras mayores y unidades geológicas asociadas al magmatismo. Durante esta etapa se realiza además, la recolección de muestras para estudios petrográficos y químicos (roca total y circones).
- Trabajo de laboratorio: las muestras seleccionadas son enviadas a diferentes laboratorios nacionales incluyendo: (i) Departamento de Geología Universidad de Chile (estudios petrográficos y de petrocronología en circones– dataciones U-Pb y obtención de concentraciones de elementos traza en circones mediante LA-ICP-MS) y (ii) ALS: laboratorio comercial para la determinación de la geoquímica de roca total.
- Análisis e interpretación de datos geoquímicos: identificación de parámetros de fertilidad metálica de rocas ígneas del distrito.
- Discusión, conclusiones y recomendaciones: En la fase final del estudio, se compilan todos los datos relevantes, se discuten e interpretan los resultados con el propósito de establecer el potencial prospectivo del distrito Gorbea utilizando el enfoque del *Mineral System*, entregando una respuesta concluyente a la hipótesis propuesta y recomendaciones para la ejecución de trabajos futuros.

1.5. Ubicación y acceso

El Proyecto Gorbea se ubica a 150 km de la ciudad de Taltal, en las coordenadas 505000 m E y 7187000 m N; en el límite entre las regiones de Antofagasta y Atacama y a una altitud comprendida entre los 4.000 y 4.700 m.s.n.m. (Fig. 1).

El acceso se logra desde la ciudad de Taltal, siguiendo la ruta 1 por aproximadamente 21 km, con dirección a Las Breas, hasta la intersección con la Ruta 5. Luego se continúa por 65 km hasta llegar a Agua Verde, donde la Ruta 5 empalma con la ruta B-885. Finalmente, recorridos aproximadamente 100 km por la ruta B-885, se llega al borde occidental del distrito (Fig. 1).

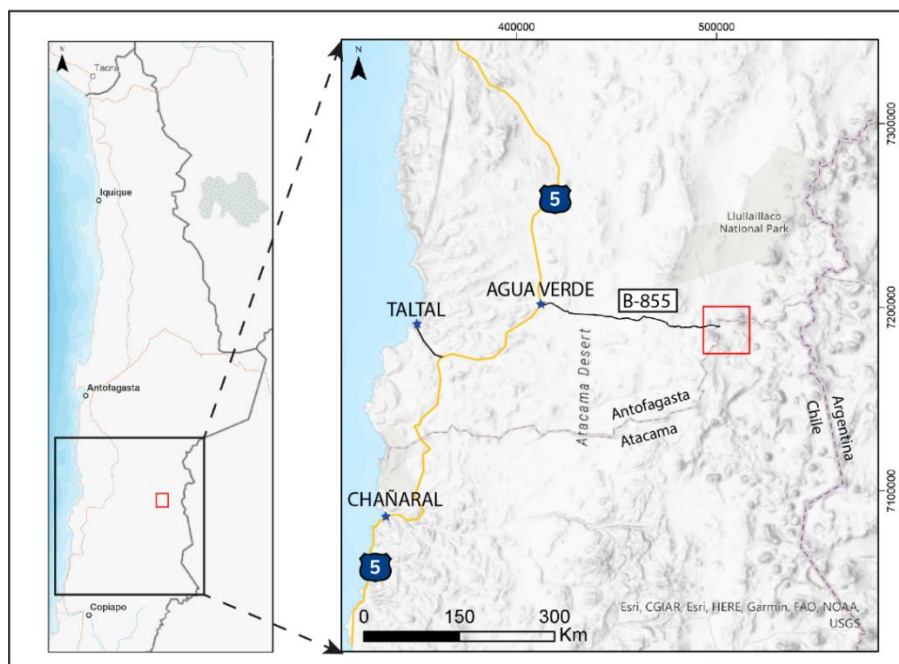


Figura 1. Mapa de ubicación del distrito Gorbea.

1.6. Estudios previos

Entre los años 2005 y 2013 el SERNAGEOMIN realizó el levantamiento geológico a escala regional de la zona. Estos mapeos resultaron en la confección de cinco cartas geológicas: Hoja geológica Antofalla (Seggiaro et al., 2007), Exploradora (Cornejo et al., 2009), Salar de Pajonales y Gorbea (Naranjo et al., 2013a), Salar de Agua Amarga y Aguilar (Naranjo et al., 2013b) y Sierra Vaquillas Altas (Venegas et al., 2013). En particular, en estos estudios se reconocieron varias zonas de alteración hidrotermal incluyendo aquellas actualmente conocidas como Atlas, Titán y Mioceno-El Dorado.

A partir del año 2014 se dio inicio a las primeras campañas de exploración realizadas por la empresa *Mirasol Resources*, quienes identifican una anomalía de oro y plata en el proyecto Atlas. Posteriormente, la empresa *Yamana Gold* realizó una serie de campañas de perforación durante el periodo 2015-2018 principalmente en Atlas. Los resultados de estas campañas posibilitaron la elaboración de un modelo geológico de este prospecto y la determinación de la edad del evento hidrotermal (~21 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en alunita; Osorio, 2018).

Posteriormente en 2019, *Newcrest International*, forma un *joint venture* con *Mirasol Resources*, en donde se realizaron nuevos estudios geofísicos, geocronológicos y geoquímicos, con el fin de generar un modelo corroborando las anomalías de oro en las ocurrencias de Atlas, Titán y Mioceno-El Dorado. Finalmente, el año 2023 la empresa Barrick Chile comienza la exploración inicial en esta zona.

2. Marco Teórico

2.1. Mineral System

El concepto de *Mineral System* (Wyborn et al., 1994), involucra todos los factores geológicos que influyen en la generación y conservación de los depósitos minerales, poniendo especial énfasis en los procesos que intervienen en la movilización de los componentes (fluidos y metales), desde una fuente, su transporte, acumulación y la subsiguiente preservación del depósito.

Entre las décadas 1950 y 1990, los estudios de depósitos minerales se centraban fundamentalmente en determinar las características geológicas de los depósitos con el objetivo de generar modelos genéticos aplicables en la exploración de recursos. Esta metodología de exploración fue exitosa por muchos años, sin embargo, en la actualidad la tasa de aciertos en exploración ha bajado significativamente debido a que la mayoría de los depósitos superficiales ya han sido identificados, evaluados y en algunos casos se encuentran en explotación o ya agotados. De lo anterior surge la necesidad de nuevas estrategias de exploración sobre recursos que se encuentren a una mayor profundidad (o cubiertos) y es aquí donde se ha planteado el referido concepto de *Mineral Systems*.

Este concepto se basa en cuatro pilares fundamentales (Fig. 2) los que, cuando se combinan, aumentan la probabilidad de formar un depósito mineral (McCuaig et al., 2014). Estos elementos críticos corresponden a la presencia de una arquitectura litosférica propicia, acompañada de una geodinámica transiente favorable, una fertilidad de la fuente y la preservación de los cuerpos mineralizados. El concepto se deriva a partir de diversos estudios que identifican que los yacimientos minerales gigantes están asociados con estructuras de gran extensión tanto en dirección como la vertical, constituyendo en algunos casos estructuras translitosféricas. Estas estructuras de gran envergadura serían el resultado de escenarios geodinámicos específicos, como periodos de cambios en los regímenes tectónicos. En estos distintos escenarios, se pueden generar gradientes extremos de energía y presión de fluido (o magma) que potencialmente pueden generar yacimientos. Adicionalmente, la fertilidad aparece como un componente fundamental para la formación de un depósito mineral. Esto implica que una región, área o un período de tiempo particular está inherentemente enriquecido en metales y tiene un potencial mayor para generar depósitos.

El *Mineral System* destaca por su enfoque en estrategias de exploración que se basan en la identificación de factores críticos de los sistemas minerales a diversas escalas, en particular a nivel regional y distrital, lo que resulta fundamental para tomar decisiones de exploración efectivas. Este enfoque multiescalar tiene un poder predictivo significativo en comparación con el concepto estándar de aplicación de modelos de depósitos minerales (McCuaig et al., 2010). En resumen, la confluencia de estos pilares fundamentales son esenciales para la formación de un depósito mineral (Fig. 2).

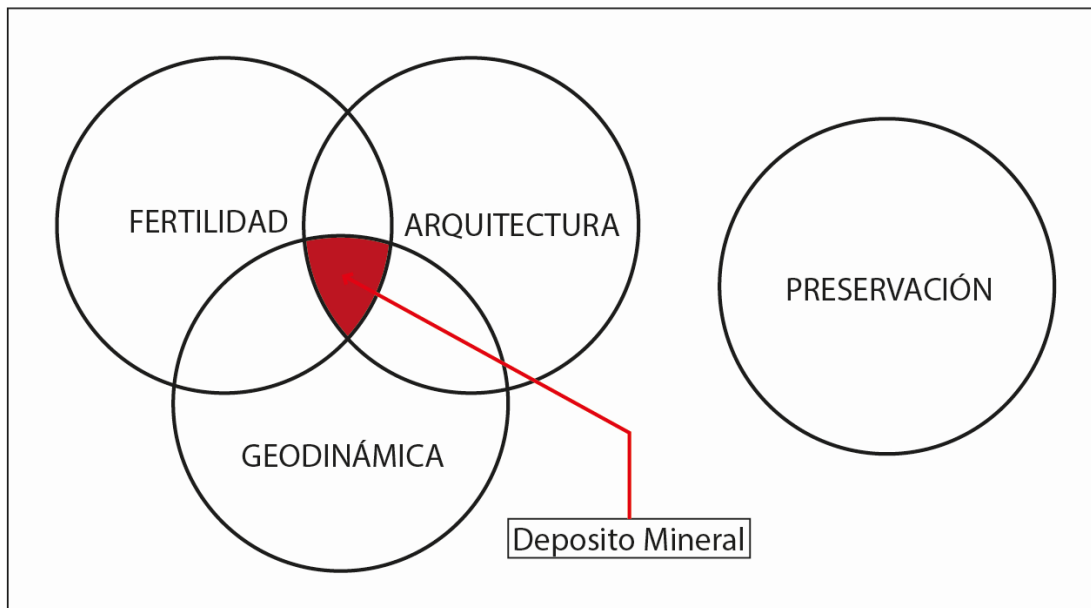


Figura 2 Elementos críticos del *Mineral System* (tomado de McCuaig y Hronsky, 2014)

2.1.1. Arquitectura

El control estructural en la formación de depósitos minerales hidrotermales ha sido ampliamente reconocido (McCuaig y Hronsky, 2014). Sin embargo, los patrones estructurales de primer orden en la búsqueda de depósitos minerales gigantes son las estructuras translitosféricas. Estas estructuras se caracterizan por: (i) tener una extensión en dirección y profundidad, generalmente penetrando el manto litosférico, (ii) ser relativamente difíciles de identificar (no son estructuras evidentes u observables a nivel depósito) y (iii) tener una larga historia cinemática potencialmente de varios millones de años, con reactivaciones múltiples y comúnmente con sentidos variables de movimiento (Love et al., 2004).

2.1.2. Geodinámica

La formación de diferentes tipos de depósitos minerales ocurre generalmente durante intervalos de tiempo muy acotados dentro de una evolución geológica de cadenas orogénicas. Estos periodos de tiempo críticos corresponden a configuraciones geodinámicas regionales inusuales que son particularmente favorables para la mineralización. McCuaig y Hronsky (2001) proponen que estos períodos favorables corresponden a momentos en los que las condiciones geodinámicas predominantes imponen fuertes barreras al flujo de magmas y fluidos que impide la migración vertical desde la zona fuente hacia la corteza superior. Esta falta de permeabilidad vertical activa y o simplemente a la ausencia de fracturamiento del basamento está directamente asociada al régimen tectónico imperante (Fig. 3). En particular estos escenarios de stress compresional que transitoriamente cambian a una tectónica transtensional o transpresional son importantes para la formación de sistemas porfíricos y, por lo tanto, también para los depósitos epitermales. Un ejemplo bien documentado son los cinturones de pórfidos en la provincia andina, donde las tres

frangas metalogénicas más productivas en Chile, con los pórfidos de Cu-Mo gigantes a supergigantes, se formaron durante breves períodos de compresión/transpresión.

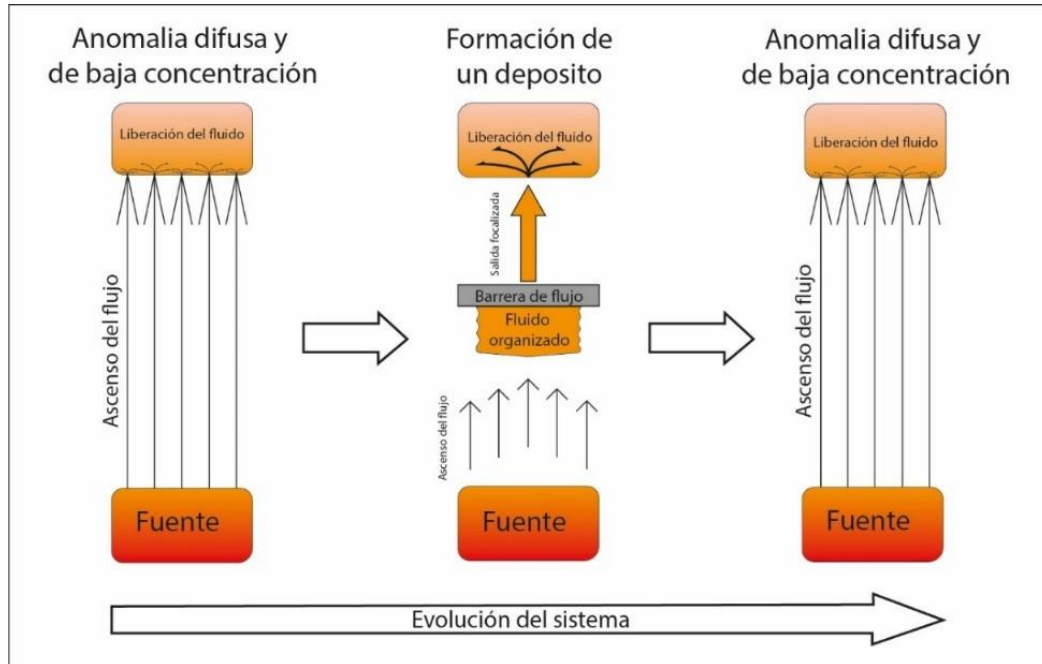


Figura 3. Diagrama simplificado del proceso de formación de un depósito tipo pórfido durante periodos acotados de deformación transpresional (basado en McCuaig y Hronsky, 2014).

2.1.3. Fertilidad

La fertilidad se define aquí como la tendencia de una región, o un período geológico en particular, a estar sistemáticamente mejor dotada en metales, que entornos geológicos equivalentes. La fertilidad suele ser el control principal sobre el potencial de *endowment* (riqueza mineral). Hronsky et al. (2012) desarrollaron esta idea relacionando regiones en el manto litosférico enriquecidas en metales— a causa del metasomatismo— con grandes depósitos de oro en la corteza, siendo estas zonas de diferente fertilidad, delimitadas y definidas por la arquitectura (estructuras) de la litósfera.

La relación entre la fertilidad y el contexto geodinámico a gran escala ha demostrado ser un punto clave para el estudio de la formación de grandes yacimientos, por ejemplo, en el margen occidental de América del Sur. La rápida apertura del océano Atlántico resultó que en el margen occidental de la incipiente cordillera andina se pasara de un régimen extensional con la formación de la cuenca de Tarapacá durante el Jurásico, a un estilo compresional durante el Cretácico (Rosenbaum et al., 2005). Ambos regímenes tectónicos se asocian a la formación de distintos tipos de yacimientos, como la formación de depósitos estratoligados de Cu-Ag asociados a un stress tectónico extensional, mientras que los sistemas porfíricos se relacionan a eventos de compresión.

2.1.4. Preservación

Este criterio se centra en el estudio de la conservación de la zona de depósito original, lo que equivale al análisis de preservación de la integridad del cuerpo mineralizado. Es importante destacar que no todos los depósitos presentan igual potencial de preservación, ya que su profundidad de formación dentro la corteza terrestre juega un papel crucial. Por ejemplo, los depósitos epitermales o los pórfidos, al emplazarse en zonas más someras de la corteza, tienden a experimentar una erosión más intensa, lo que se traduce en una menor preservación. Además, factores externos pueden influir en la preservación, como la presencia de una estructura litosférica que actúe como factor protector o eventos geológicos que desempeñen un papel similar— como el depósito de material volcánico (o sedimentario)— que cubre y protege el depósito, evitando así su erosión.

2.2. Aplicación del *Mineral System* a la exploración

La metodología del *Mineral System* presenta una serie de características que se deben tomar en cuenta al momento de identificar zonas con potencial exploratorio. Para facilitar la contextualización de este proceso McCuaig et al. (2010) proponen un método de cuatro pasos para vincular el *Mineral System* como concepto, con los datos disponibles para respaldar la orientación de la exploración. Estos pasos incluyen la identificación de: (i) procesos críticos, (ii) procesos constituyentes del sistema mineral, (iii) elementos de orientación reflejados en la geología, y (iv) criterios de orientación utilizados para detectar aquellos de tipo directo o por asociación (*proxy*). Dentro de cada sistema mineral, cada proceso crítico puede ser potencialmente causado por una combinación de varios procesos constituyentes diferentes. Por el contrario, la ocurrencia de cualquier proceso constituyente individual no es crítica para la formación de un depósito mineral. Adicionalmente, al momento de definir estos pasos de identificación se debe tomar en cuenta que la escala es un criterio de orientación relevante. Esto debido a que a distinta escala los procesos críticos del sistema mineral pueden operar de distinta manera (Tabla 1).

Tabla 1. Elementos críticos para la formación de un depósito epitermal de oro. Tomado de Jara (2021).

Escala	Geodinámica	Arquitectura	Fertilidad	Zonas de deposición
Regional	<ul style="list-style-type: none"> > Fases terminales en de la formación de un orogeno. > Geodinámica transiente asociada a flat-slab. > Evidencias de variaciones en el regimen de subducción. 	<ul style="list-style-type: none"> > Estructuras de larga data y profundidad. > Presencia de lineamientos transitosfericos. > Estructuras cross arc que levantan rocas del basamento sobre volcanismo joven. > Importantes anomalías gravimétricas y magnéticas. > Relación estructural con el magmatismo Cenozoico. 	<ul style="list-style-type: none"> > Dominios litosfericos enriquecidos con Au (evidencias de asociación con belt) 	<ul style="list-style-type: none"> > Productos volcánicos Cenozoicos mantenidos (relacionados a flat-slab). > Movimiento estructural restringido posterior a eventos transformato y extensionales.
Distrito	<ul style="list-style-type: none"> > Evidencias de compresión tectónica. > Presencia de fallas de rumbo a extensionales. > Areas con evidencias de importantes procesos de elevación. 	<ul style="list-style-type: none"> > Estructuras paralelas al arco que se intersectan con estructuras cross arc. > Presencia de estructuras mayores con evidencias de multiples eventos magmaticos a través del tiempo. 	<ul style="list-style-type: none"> > Lo mismo que a escala regional. > Zonas de alteración mas amplias. 	<ul style="list-style-type: none"> > Superficie de alteración ampliamente distribuida. > Presencia de cobertura post mineral.
Depósito	<ul style="list-style-type: none"> > Evidencias de ebullición y altas presiones. > Zonas de intersección entre estructuras verticales y sub-horizontales. 	<ul style="list-style-type: none"> > Presencia de vetillas, ledges, diques, brechas y fallas activas. 	<ul style="list-style-type: none"> > Roca favorable para ser fracturada por pulsos de liberación de fluidos. > Presencia de anomalías asociadas a <i>path finders</i>. > Anomalías de Au. 	<ul style="list-style-type: none"> > Eventos freatomagmaticos someros preservados (domos volcanicos). > Preservación de alteraciones y eventos epitermales.

2.3. Depósitos epitermales

Lindgren (1939), define los depósitos epitermales como un conjunto de depósitos de carácter somero y formados a temperaturas entre 160° a 270°C. Estos depósitos contienen típicamente oro

(Au), plata (Ag), y metales base, así como mercurio (Hg), antimonio (Sb), y azufre (S) presentando además una alteración con caolinita, alunita y sílice. En general, se reconocen dos tipos de epitermales, aquellos que se forman en entornos análogos a manantiales geotermales dominados por fluidos reducidos y de pH neutro (“baja sulfuración”) y otros asociados a fumarolas volcánicas con fluidos oxidados y ácidos conocidos como de “alta sulfuración” (Hedenquist et al., 2000).

2.3.1. Depósitos epitermales de baja sulfuración

En los depósitos epitermales de baja sulfuración, el azufre se encuentra en su estado reducido S^{-2} y los fluidos tienen un pH neutro a alcalino (6-8). Estos se manifiestan en fuentes termales alejados de conductos magmáticos contemporáneos. La mineralización en este tipo de depósitos generalmente varía desde vetas hasta formaciones de tipo stockwork o diseminado (Hedenquist et al., 2000), mientras que la asociación mineralógica típica corresponde a pirita-pirrotina-arsenopirita y esfalerita rica en hierro. La alteración hipogénica asociada se caracteriza por vetas de cuarzo-adularia-carbonato con halo sericítico o de arcilla que suelen albergar mineralización. Un subconjunto del estilo de baja sulfuración tiene un estado de sulfuración intermedio con una asociación de pirita-tetraedrita/tennantita-calcopirita y esfalerita con bajo contenido de hierro. Los depósitos de estado de sulfuración intermedio son ricos en plata y metales base en comparación con los depósitos de baja sulfuración propiamente tal, lo que probablemente refleja variaciones en la salinidad (Hedenquist et al., 2000).

La característica más distintiva en la paleosuperficie de los sistemas de baja sulfuración es el sínter silicio, que forma terrazas finamente laminadas de sílice amorfa alrededor de manantiales termales de pH neutro. La presencia de sínter demuestra que el sistema es de baja sulfuración, fija la posición de la paleosuperficie y lo más importante, identifica la ubicación de un canal principal de ascenso del fluido en ebullición (Hedenquist et al., 2000).

El oro en los depósitos de baja sulfuración generalmente está asociado con cuarzo y adularia, además de calcita o sericita como los principales minerales de ganga (White et al., 1995). La alteración argílica se desarrolla parcialmente en transición hacia una alteración propilítica que pueden extenderse por varios cientos de metros. El agua ligeramente ácida (pH 4-5) crea halos de illita, arcillas interestratificadas y esmectita, así como caolinita y siderita que se extienden localmente hasta 1,000 metros de profundidad (Fig. 5).

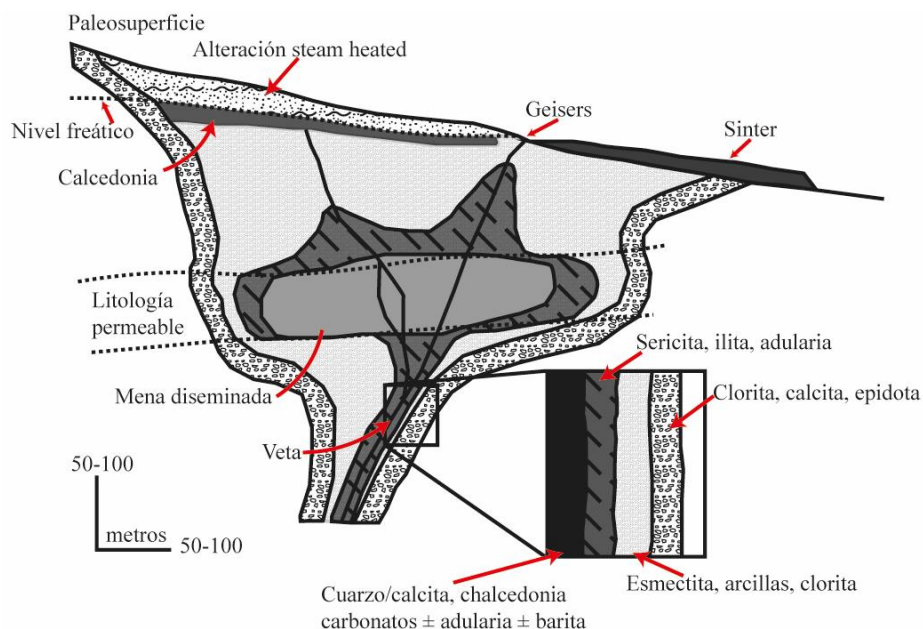


Figura 4. Diagrama simplificado de depósitos tipo epitermal de baja sulfuración (extraído de Hedenquist, 2000).

2.3.2. Depósitos epitermales de alta sulfuración

Los depósitos de alta sulfuración corresponden al extremo asociado a azufre oxidado (S^{+6}) y a un pH muy bajo (<2). Los depósitos de este tipo generalmente se asocian a entornos de domos o complejos volcánicos. La morfología de la mineralización varía desde disseminada, reemplazos de vetas, stockworks y cuerpos de brechas hidrotermales (Hedenquist et al., 2000). La mineralogía metálica está representada por enargita, luzonita, covelina y piritita, mientras que los minerales de alteración hipógena que se asocian a una roca silíceá lixiviada con halos de cuarzo microcristalino, alunita, pirofilita y dickita.

Cuando la paleosuperficie está parcialmente preservada, por ejemplo, en La Coipa, Pascua y Tambo, Chile, además de Yanacocha, Perú (Sillitoe, 1999), es común el desarrollo de una capa de alteración blanquecina y opalina de cuarzo. Esta capa se forma a partir de aguas calentadas por vapor (*steam-heated*). Al igual que en los sistemas de baja sulfuración, la calcedonia se forma en la base de la zona no saturada a lo largo del nivel freático (Hedenquist et al., 2000).

La deposición de oro se asocia a la precipitación de enargita, por lo que la ebullición podría no ser el único mecanismo de precipitación de sulfuros y oro en depósitos de alta sulfuración (Hedenquist et al., 2000). Además, el oro se aloja en una roca de textura oquerosa (*vuggy silica*), compuesta por cuarzo recristalizado a partir de sílice residual, con leyes que disminuyen hacia el borde del núcleo silíceo. Hacia afuera de la zona de *vuggy silica* se encuentra una zona de alteración argílica avanzada compuesta por cuarzo-alunita y los minerales de la caolinita, nacrita o dickita, a veces con pirofilita, diáspora o zunyita. Esta asociación también puede ocurrir en parches dentro de la zona silíceá, posiblemente preservados de la lixiviación completa por zonas locales de menor

permeabilidad. El núcleo alterado silíceo y argílico gradúa hacia una alteración argílica de illita o arcillas interstratificadas seguida de una zona externa de alteración propilítica con clorita (Hedenquist et al., 2000). El grosor total de la zona de alteración argílica avanzada puede ser estrecho (~1 m), pero puede llegar hasta 100 m de ancho (Fig. 6).

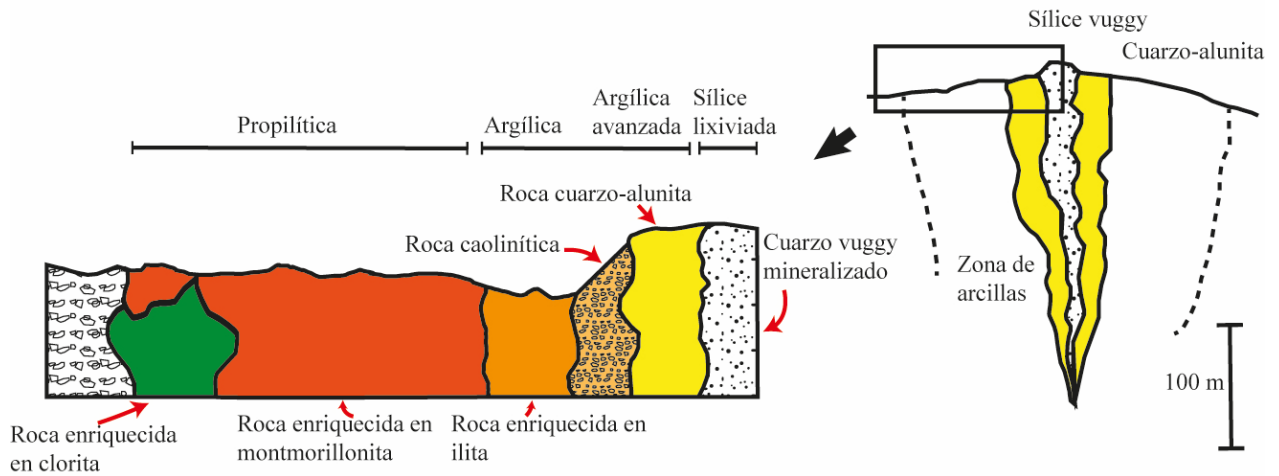


Figura 5. Diagrama simplificado de depósitos tipo epitermal de alta sulfuración (extraído de Hedenquist, 2000).

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. Marco metalogénico

La zona de estudio se enmarca entre dos franjas metalogénicas de edad Miocena-Pliocena y Eocena-Oligocena (Fig. 7). En particular, la franja del Mioceno-Plioceno se caracteriza por su alta prospectividad para depósitos tipo epitermal, y en donde se han encontrado importantes depósitos como Salares Norte y Pascua-Lama, y yacimientos asociados a los distritos Veladero, El Indio y La Coipa (Osorio, 2018) ubicados más al sur del área de trabajo.

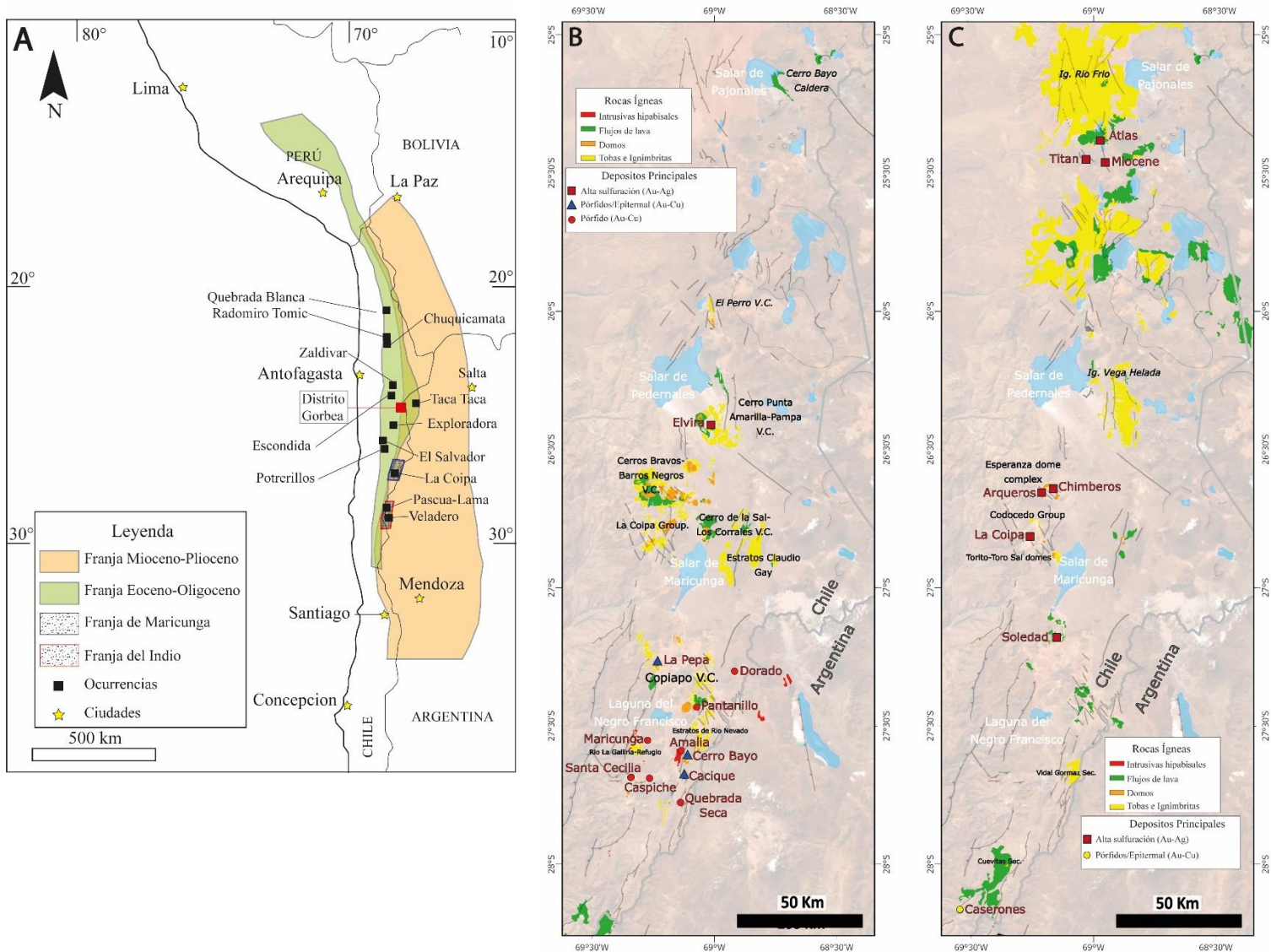


Figura 6. Rocas ígneas y depósitos tipo pórfido y epitermal de la Franja de Maricunga. (A) Franjas metalogénicas del Mioceno-Plioceno y Eoceno-Oligoceno. (B) Depósitos del Oligoceno tardío hasta el Mioceno temprano (26-21 Ma), (C) Depósitos del Mioceno temprano hasta el Mioceno medio temprano (21-17 Ma) (Modificado de Gamonal, 2024).

3.1.1. Franja del Mioceno-Plioceno

La franja metalogénica del Mioceno-Plioceno de la zona norte y central de los Andes se extiende aproximadamente 6,000 km desde el suroeste de Colombia hasta la zona central de Chile y el centro-oeste de Argentina (Fig. 7). Las áreas más estudiadas en Chile incluyen las Franjas de Maricunga y de El Indio, y la zona central de Chile (Los Pelambres-El Teniente). Esta franja contiene una amplia variedad de sistemas magmáticos-hidrotermales como depósitos tipo pórfido, cuerpos de brecha, skarns y epitermales de alta sulfuración (Sillitoe y Perelló, 2005).

Dentro de esta extensa franja destacan los depósitos tipo pórfido Cu-Au y epitermales de alta sulfuración de la Franja de Maricunga y El Indio, así como en algunas áreas de Argentina. Estos cuerpos porfídicos de Cu-Au consisten principalmente en intrusivos dioríticos con textura porfírica caracterizada por fenocristales de cuarzo, hornblenda y biotita (Sillitoe y Perelló, 2005). El magmatismo calcoalcalino, activo entre los 26 y 7 Ma, coincidió con el volcanismo en el centro de Chile. Este periodo se caracterizó por varios pulsos discretos de volcanismo seguidos de pausas magmáticas, coincidiendo con eventos de deformación compresional y engrosamiento cortical (Sillitoe y Perelló, 2005).

3.2. Litología Regional

La zona de estudio se caracteriza por presentar abundantes depósitos volcánicos relacionados fundamentalmente al desarrollo del arco Cenozoico. Este arco se desarrolló sobre un basamento de edad Neoproterozoica a Mesozoica.

La unidad más antigua llamada Metamorfitas de mediano a alto grado se ubican en el lado Argentino, al sureste de la zona de estudio (Fig. 8) y corresponde a esquistos de cuarzo-biotita-anfíbol y cuerpos graníticos intrusivos de edad Neoproterozoica (Palma, 1990) y correlacionable a la Formación Puncoviscana (Seggiaro et al., 2007).

El basamento Paleozoico en la zona noroccidental chilena, está representado por los Estratos del Cerro del Medio, una unidad metasedimentaria de edad ordovícica (Fig. 8; Naranjo y Puig, 1984). En Argentina, se encuentra el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas, compuesto por rocas sedimentarias, lavas andesíticas, intrusivos ácidos y básicos, con metamorfismo de facies de esquistos verdes (Seggiaro et al., 2007). En la zona occidental, unidades pérmicas incluyen granitos cataclásticos y esquistos del Complejo Metamórfico Quebrada Del Carrizo (Fig. 8). Seguidamente, se emplazan lavas riolíticas amigdaloidales y brechas, tobas y lavas andesíticas subordinadas de la Formación La Tabla de edad Carbonífero-Pérmico (Naranjo y Puig, 1984). Algunos autores sugieren que esta unidad volcánica se originó por fusión de corteza continental (Mpodozis y Kay, 1990) y sería el equivalente efusivo de grandes complejos plutónicos como son los complejos plutónicos Punta del Viento (Marinovic et al., 1995) y Sierra de Doña Inés Chica, el Batolito Sierra Castillo y Granito Parinas (Venegas et al., 2013). Luego de este evento ígneo, en el sureste de Argentina se deposita la Formación Patquía de La Cuesta, compuesta por

conglomerados y ubicada en discordancia sobre el Complejo Sedimentario-Volcánico Cortaderas Chicas. La última actividad en la zona se asocia a la Granodiorita León Muerto que intruyó a la Formación La Tabla (Naranjo y Cornejo, 1992).

El basamento Mesozoico se dispone de manera discordante sobre las unidades paleozoicas (Fig. 9) y se encuentra principalmente en la zona oriental del área (Fig. 8). La unidad más antigua es la Formación Quebrada del Salitre (Naranjo y Puig, 1984) correspondiente a una secuencia de rocas sedimentarias asociadas a ambientes marinos, continentales y volcánicos. Luego, se describe la Formación Candeleros, compuesta por lavas andesíticas a basálticas en estructuras de almohadilla y brechas volcanoclásticas (Cornejo y Mpodozis, 1996). Sobre esta, se encuentra una secuencia sedimentaria jurásica con alternancia de rocas siliciclásticas y bioclásticas, niveles evaporíticos y areniscas en el techo, asignadas a la Formación El Profeta (Chong, 1973), equivalente a la Formación Sedimentitas y Vulcanitas Jurásicas descrita en Argentina (Seggiaro et al., 2007) (Fig. 8). La última formación del basamento mesozoico es la Formación Llanta (Cornejo et al., 1987), una secuencia principalmente continental con rocas sedimentarias, volcano-sedimentarias y volcánicas.

Las unidades intrusivas del Mesozoico incluyen la unidad de Intrusivos Hipabisales Andesíticos de Sierra Candeleros (Naranjo y Puig, 1984) y la unidad de Intrusivos Hipabisales Dacíticos del Cretácico Superior (Cornejo y Mpodozis, 1996).

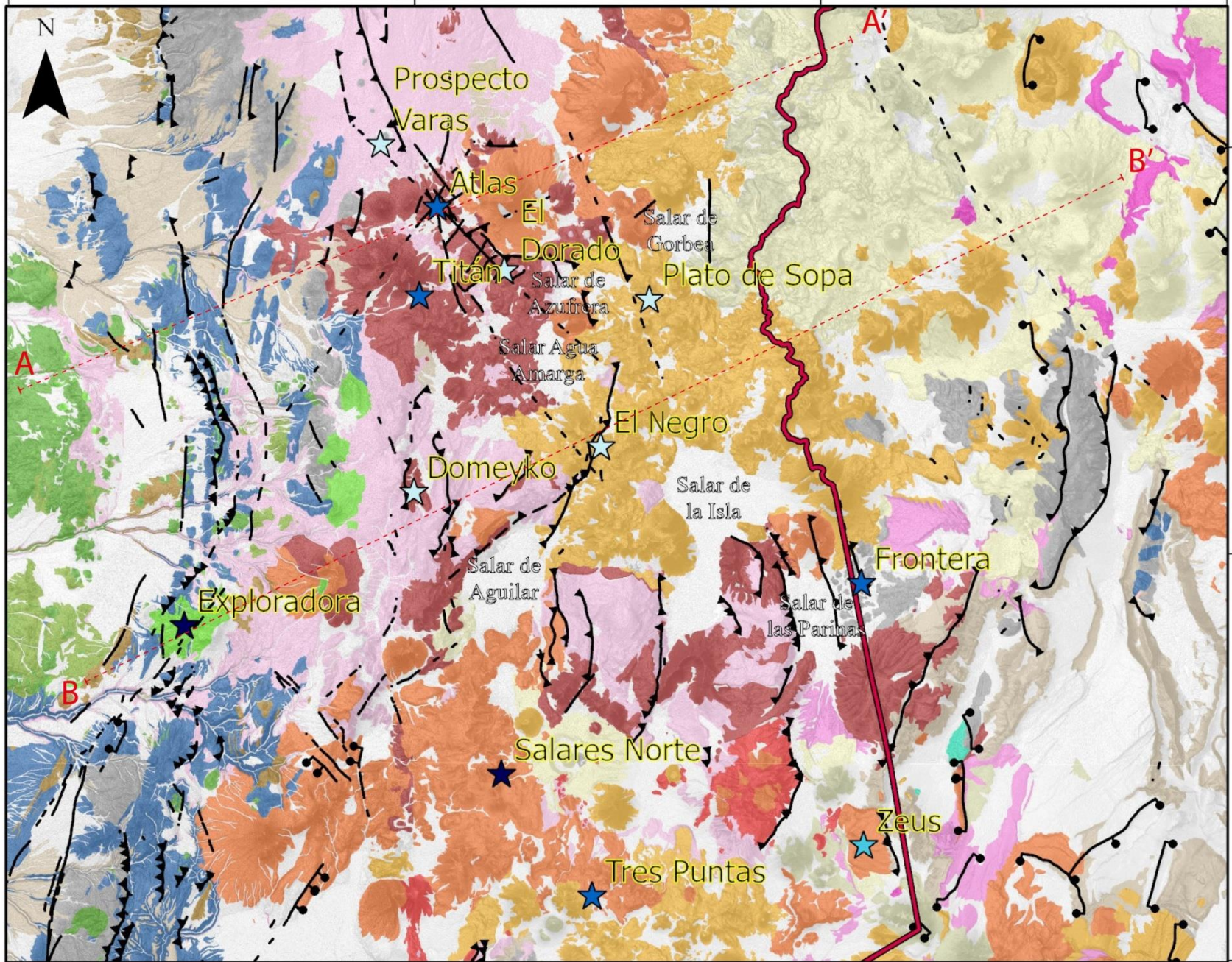
El Cenozoico en el área está representado por varias unidades extrusivas que abarcan desde el Paleoceno Inferior hasta el Holoceno (Tabla 2). Este periodo se caracteriza por una intensa actividad volcánica efusiva, con eventos de alta explosividad evidenciados por las numerosas ignimbritas en la región (Fig. 8). La extensa actividad volcánica está representada por conos volcánicos, coladas y calderas. Además, se le asocia numerosas ocurrencias hidrotermales, especialmente durante el Mioceno-Pleistoceno, donde se identifican diversas anomalías de color a lo largo del sector oriental del área de estudio (Fig. 8).

Tabla 2. Unidades y formaciones que componen el Cenozoico

Nombre del Conjunto	Descripción	Unidades	Edad	Autores
Volcanismo Paleoceno Inferior (Piv)	Representa procesos ígneos extrusivos e intrusivos de composición intermedia a ácida. Estas evidencias se encuentran en la parte centro occidental de área.	Secuencia Volcánica Cerro Nevado (Palcn)	64-61 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Cornejo (2009)
		Pórfidos riolíticos y diques silíceos (TPpr)	-	Tomlinson et al, (1999)
		Intrusivos Hipabisales del Paleoceno Inferior (Pih)	66-65 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Venegas (2013)
		Pórfidos Dacíticos de Quebrada del Salitre (TPpd)	-	Venegas (2013)
Volcanismo Paleoceno-Eoceno (PEv)	Conjunto que agrupa unidades hipabisales ubicadas en el borde occidental, de composición variable entre intermedia a ácida y volcánicas que revelan la existencia de un arco activo del Paleoceno-Eoceno.	Secuencia Volcánica Pampa Rubia (Epr)	57?-52 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Cornejo y Mpodozis (1996)
		Felsitas de Incaguasi (Palf)	55 Ma (K-Ar)	Cornejo (2009)
		Estratos del Cerro Don Alejo (Peda)	41-52 Ma (K-Ar)	Cornejo (2009)
		Sills Basálticos de Quebrada La Pirca y Las Cenizas (Eisb)	50 Ma (K-Ar)	Cornejo (2009)
Estratos de Sierra Exploradora (Ese)	Corresponde a una unidad sedimentaria brechosa ubicada en el borde occidental, sobreyace en discordancia a las unidades Peda y Jp.	-	-	Cornejo (2009)
Intrusivos del Eoceno Medio-Superior (Emi)	Abarca el grueso de los intrusivos asociados a esta época, estos se encuentran principalmente al occidente y presentan una variedad textural y una composición mayoritariamente intermedia a ácida.	Complejo Volcánico Pampa Lorca (Empl)	46-44 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Cornejo y Mpodozis, (1996)
		Complejo Plutónico Sierra Juncal (Emsj)	45 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Cornejo y Mpodozis, (1996)
		Pórfidos Riolíticos de Quebrada El Manto y El Barril (Espr)	44-42 Ma (U-Pb)	Cornejo (2009)
		Dioritas de Pampa Lorca, Agua de la Piedra y Cerro Crestón (Esdí)	42- 38 Ma (K-Ar)	Cornejo (2009)
Plutón Exploradora (Esem)	Unidad intrusiva monzodiorítica a diorítica, de amplias dimensiones ubicado el extremo centro-occidental del área.	-	37-36 Ma (U-Pb)	Cornejo y Mpodozis, (1996)
Volcanismo del Eoceno Superior (Evs)	Última evidencia del Paleógeno, se ubica en la zona oriental del área de estudio, presenta una serie de evidencias efusivas de composición principalmente intermedia.	Pórfidos Andesíticos de Quebrada La Majada La Guanaca (Espa)	38 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Cornejo (2009)
		Complejo Volcánico Cerro Danko-Parada (Esdp)	38 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Cornejo (2009)
Volcanes del Oligoceno Superior-Mioceno Medio (OMv)	Conformada por un conjunto de evidencias volcánicas de composición intermedia, moderada a intensamente erosionada. Esta unidad se encuentra en la parte suroriental chilena de la zona.	-	-	Naranjo (2016)
Depósitos Sedimentarios del Oligoceno-Mioceno (OMds)	Corresponde a una serie de unidades de cobertura del Oligo-Mioceno.	Gravas de Atacama (Mga)	-	Naranjo (2016)
		Formación Pampa de Mulas (OMpm)	-	Chong (1973)
		Estratos León Muerto (EMlm)	-	Naranjo et al. (2013)
Volcanismo del Mioceno Medio Inferior (Mimv)	Este conjunto comprende una serie de unidades volcánicas, medianamente erosionadas a parcialmente preservadas, de composición principalmente intermedia. Este conjunto se dispone principalmente en la franja central de la zona de estudio.	Volcanes del Mioceno Inferior (Miv)	23-16 Ma (K-Ar)	Naranjo y Cornejo (1992)
		Complejo Volcánico Dos Hermanos (Midh)	20-18 Ma (K-Ar)	Naranjo y Puig (1984)
		Centros volcánicos Cerro El Bolson (Mib)	18 Ma (K-Ar)	Cornejo (2009)
		Complejo Volcánico el Chaco (Mch)	17-15 Ma (K-Ar)	Cornejo y Mpodozis (1996)
		Volcanes del Mioceno Inferior a Medio (Mimv)	17-15 Ma (K-Ar)	Naranjo y Cornejo (1992)

Nombre del Conjunto	Descripción	Unidades	Edad	Autores
Ignimbritas del Mioceno Inferior (Mmii)	Evidencias ignimbríticas de afinidad ácida, dispersos a lo largo de toda la zona central del área de estudio.	Ignimbritas Río Frío (Mirf)	22,1-17,5 Ma (K-Ar)	Naranjo et al., 2013
		Ignimbritas Pajonales (Mip)	16,5-15,6 Ma (K-Ar)	Naranjo et al., 2013
		Ignimbrita Llanos Las Vicuñas (Mmiv)	19-17 Ma (K-Ar)	Cornejo (2009)
		Ignimbrita Atalaya (Mmic)	14 Ma (K-Ar)	Naranjo et al., 2013
		Ignimbritas Salar Grande (Mmisg)	12-11 Ma (K-Ar)	Naranjo et al., 2013
Volcanismo Mioceno Medio (Mmve)	Representa evidencias volcánicas de composición intermedia, mediana a débilmente erosionadas ubicadas en la zona central.	Complejos Volcánicos (Mmv)	15-12 Ma (K-Ar)	Cornejo (2009)
		Volcanes del Mioceno Medio a Superior (Mmsv)	14-10 Ma (K-Ar)	Naranjo y Cornejo (1992)
Ignimbritas del Mioceno Superior (Mis)	Unidades de cobertura que se disponen a lo largo de toda la franja central de la zona de estudio.	Ignimbrita Los Colorados (Msilc)	-	Seggiaro et al., 2007
		Ignimbrita Las Parinas (Mslip)	5 Ma (K-Ar)	Naranjo y Cornejo, (1992)
Volcanismo Mioceno Plioceno (MPv)	Corresponde a un conjunto de estratovolcanes y numerosos conos de escoria que, en su mayoría, tienen dimensiones pequeñas. Se componen principalmente de emisiones Intermedias a básicas.	-	7-4 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Naranjo y Cornejo (1992)
Volcanismo Plioceno Pleistoceno (PPlv)	Conjunto domos de composición ácida a intermedia.	Volcánico Atalaya-Chuta (PPlac)	3-1 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Naranjo et al., 2013
		Domo Cerro Negro (PPlcn)	2 Ma (K-Ar)	Naranjo et al., 2013
Ignimbritas del Plioceno (Pli)	Serie de ignimbritas asociados principalmente a Argentina.	Ignimbrita Los Patos (Tpi)	-	Coira y Pezzutti (1976)
		Ignimbrita Archibarca (Tarc)	-	Seggiaro (2007)
Volcanismo Pleistoceno Holoceno (PIHv)	Últimas evidencias ígneas de la zona de estudio, se compone de evidencias volcánicas preservadas de composición ácida a básica.	Volcán Chato Aislado (Plca)	1 Ma (K-Ar)	Naranjo et al., 2013
		Volcán Rio Grande (Plrg)	-	Naranjo et al., 2013
		Complejo Volcánico Azufre (Pla)	448-406 Ka (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Naranjo et al., 2013
		Complejo Volcánico Bayo (PIHb)	270-142 Ka (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Naranjo et al., 2013
		Complejo Volcánico Cordón Azufre (PIHca)	199 Ka (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Naranjo et al., 2013
		Complejo Volcánico Lastarria (PIHI)	330-42 Ka (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Naranjo (2010)
Cobertura	Unidades sedimentarias de cobertura.	Cobertura del Mioceno-Holoceno (MHsnc)	-	-
		depósitos salinos (MHs)	-	Naranjo et al., 2013

450000 500000 550000 600000

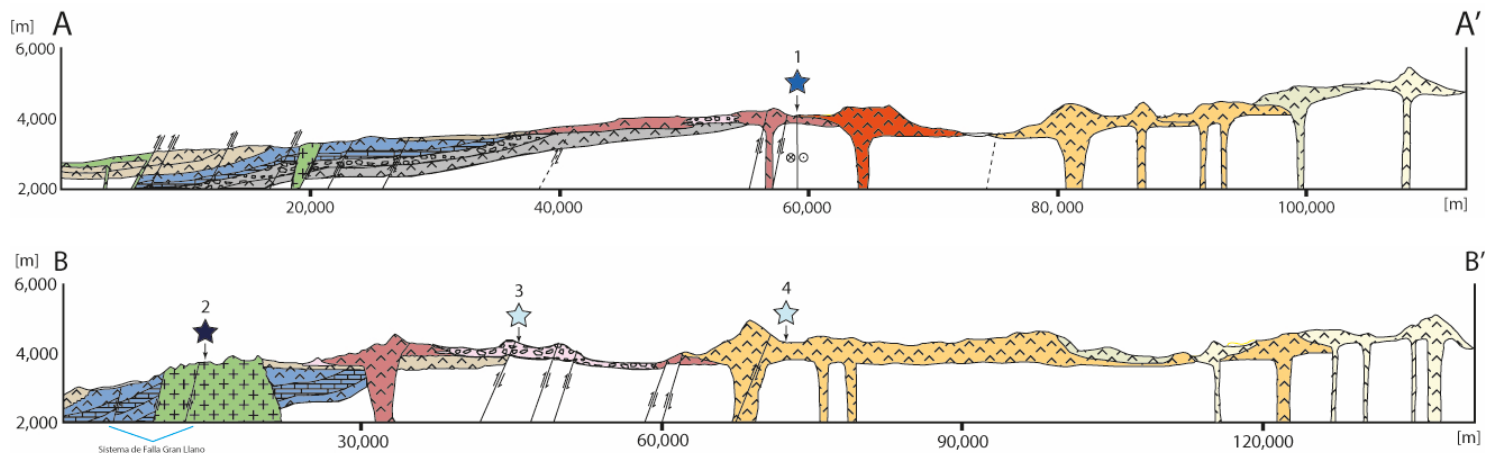


720000

715000

710000

0 10 20 km



LEYENDA

Litología Regional

- Cobertura
- Volcanismo Pleistoceno Holoceno
- Volcanismo Plioceno Pleistoceno
- Volcanismo Mioceno Plioceno
- Volcanismo Mioceno Medio
- Volcanismo Mioceno Inferior
- Ignimbritas del Plioceno
- Ignimbritas del Mioceno Superior
- Ignimbritas del Mioceno Inferior Medio
- Depositos Sedimentarios Oligoceno Mioceno
- Volcanismo Oligoceno Mioceno
- Volcanismo del Eoceno Superior
- Intrusivos del Eoceno Medio-Superior
- Volcanismo Paleoceno-Eoceno
- Volcanismo Paleoceno Inferior
- Basamento Mesozoico
- Basamento Paleozoico
- Basamento Neoproterozoico

Fallas

- Falla Inversa Observada
- Falla inversa inferida
- Falla Normal Observada
- Falla Observada
- - - Falla Inferida

Simbología

- Frontera

Prospectos

- ☆ Ocurrencias relacionadas a path finders
- ☆ Prospecto con evidencias superficiales
- ☆ Prospecto con interceptos de oro
- ★ Proyecto/Mina

Secciones

- Roca intrusiva
- Roca extrusiva
- Roca calcarea
- Roca sedimentaria fina
- Roca sedimentario gruesa
- Roca metamórfica

Figura 8. Mapa geológico y secciones geológicas representativas. La ubicación de los perfiles A-A' y B-B' se indican en el mapa geológico. Se indica, además, la localización de prospectos mineros (1) Atlas, (2) Exploradora, (3) Domeyko, (4) El Negro. Mapa basado en las hojas de Potrerillos y Antofalla, además de las cartas de Exploradora, Sierra Vaquillas Altas, Salar de Pajonales y Cerro Moño, Salar de Aguilar y Portezuelo León Muerto, Cerro Panteón de Aliste y Cerro Colorado

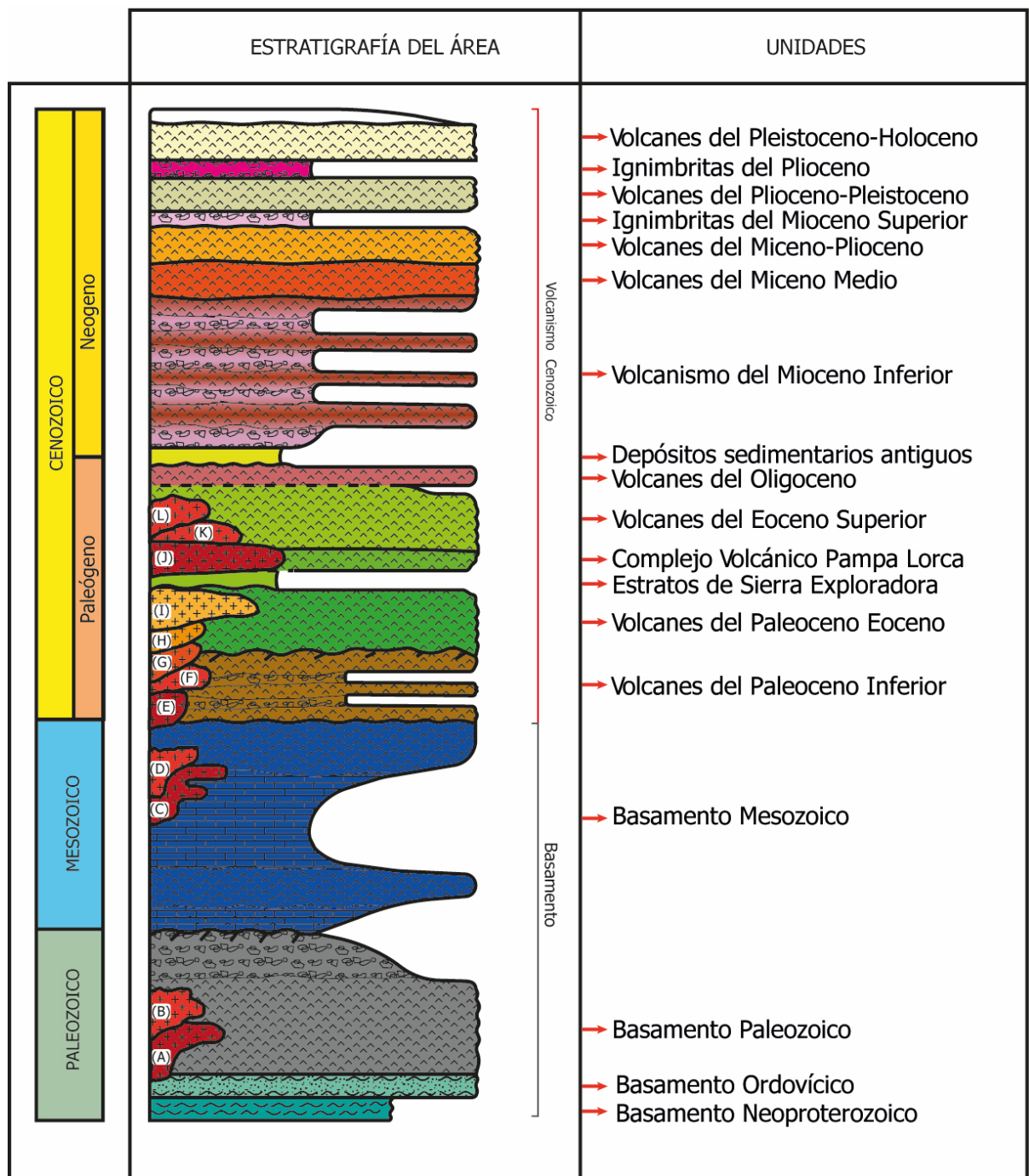


Figura 97. Columna estratigráfica regional. A: Complejo Plutónico Punta del Viento, B: Granito León Muerto, C: Intrusivos Hipabisales Andesíticos de Sierra Candeleros, D: Intrusivos Hipabisales Dacíticos del Cretácico Superior, E: Intrusivos Hipabisales del Paleoceno Inferior, F: Pórfidos Riolíticos y diques silíceos, G: Pórfidos Dacíticos de Quebrada del Salitre, H: Complejo Subvolcánicos Jardín Norte, I: Felsitas de Incaguasi, J: Sills Basálticos de Quebrada La Pirca y Las Cenizas, K: Intrusivos del Eoceno Medio-Superior, L: Plutón Exploradora

3.3. Litología distrital

La geología del distrito se puede dividir en cuatro conjuntos predominantes: (1) unidades del basamento, (2) productos volcánicos efusivos, (3) productos piroclásticos, y (4) unidades sedimentarias de cobertura.

3.3.1. Unidades del Basamento

El basamento del distrito se encuentra conformado por una serie de unidades que contemplan desde el Ordovícico hasta el Jurásico, principalmente en los extremos occidental y oriental de la zona de estudio. Su relación estratigráfica con otras unidades de la zona es en su totalidad discordante con las evidencias volcánicas del Cenozoico. La mayoría de estas evidencias se encuentran altamente afectadas por estructuras de larga data que han generado importantes zonas de basculamiento y en general zonas de deformación. Las unidades del basamento se pueden dividir en dos conjuntos: Paleozoico y Mesozoico.

3.3.1.1. Basamento Paleozoico

La unidad paleozoica más antigua del distrito es la Formación Cerro del Medio, una secuencia sedimentaria del Pérmico Inferior que incluye areniscas, conglomerados y niveles calcáreos de tobas, exhumada por la falla Río Frío y en contacto con la ignimbrita Río Frío. Adicionalmente, en el extremo suroriental se encuentra el granito Parinas, un intrusivo monzogranítico que muestra afinidad mineralógica con la Formación La Tabla y cuya edad ha sido determinada en 267 ± 4 Ma mediante el método K-Ar (Venegas et al., 2013). La Formación La Tabla corresponde a una unidad volcánica a subvolcánica conformada por riolitas y granitos hipabisales en contacto discordante con unidades mesozoicas y cenozoicas. Tiene una edad estimada entre 328 y 259 Ma según dataciones U-Pb en circones (Venegas et al., 2013). Por último, el complejo Plutónico Punta del Viento conformada por cuerpos intrusivos de granodioritas y sienogranitos, junto a un intrusivo gabroico en el sector noroccidental de la zona presenta edades U-Pb entre 324 y 277 Ma (Venegas et al., 2013).

3.3.1.2. Basamento Mesozoico

Las unidades mesozoicas incluyen las formaciones Quebrada del Salitre, Profeta, Candeleros, Llanta, y la unidad Estratos del Estanque. La Formación Quebrada del Salitre está en discordancia angular con la Formación La Tabla y en inconformidad con el Complejo Plutónico Punta del Viento. Dataciones de U-Pb en circón muestran edades entre 328 y 259 Ma U-Pb (Venegas et al., 2013). La Formación Profeta consiste en rocas sedimentarias de edad Triásico Superior-Jurásico Superior con predominio de niveles evaporíticos y areniscas. Está en discordancia angular con la Formación Quebrada del Salitre y es cubierta por la Formación Llanta y la unidad Estratos del Estanque. Su edad oscila entre el Cretácico Superior y el Eoceno Inferior.

3.3.2. Productos volcánicos efusivos

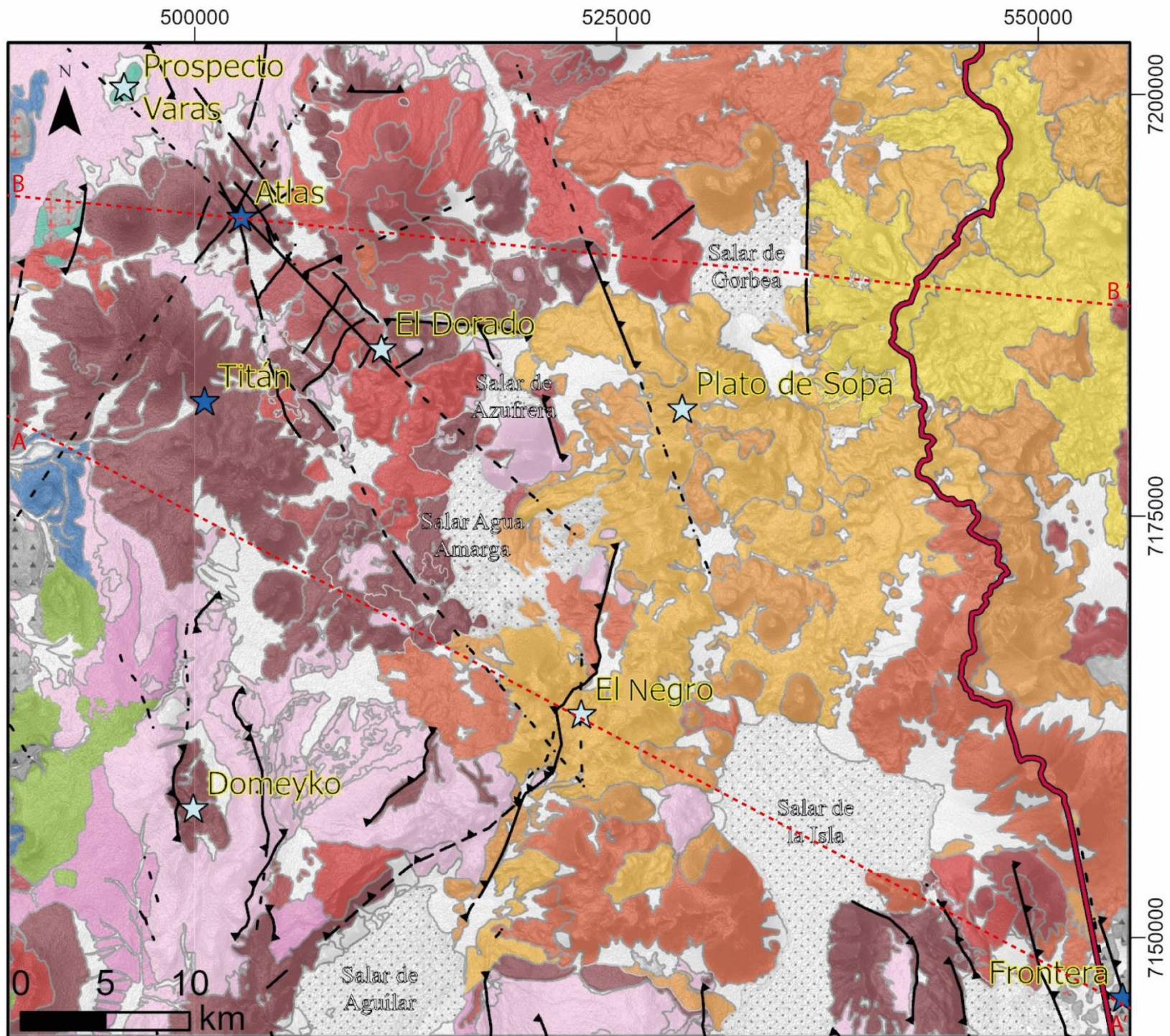
Dentro del distrito Gorbea, se observan numerosas evidencias volcánicas representadas por edificios volcánicos bien a mal preservados, con morfologías de paleo-cráteres mayoritariamente sub-circulares a elípticas. También se encuentran amplias coladas de lava y depósitos piroclásticos de composición variable entre andesitas y dacitas, y con espesores entre 25 y 150 m (Clavero et al., 2024). Esta actividad volcánica comienza en el Eoceno y finaliza con el arco volcánico actual del Holoceno. Las unidades presentes en el distrito se describen en la Tabla 2 y su distribución se ilustra en la Figura 10.

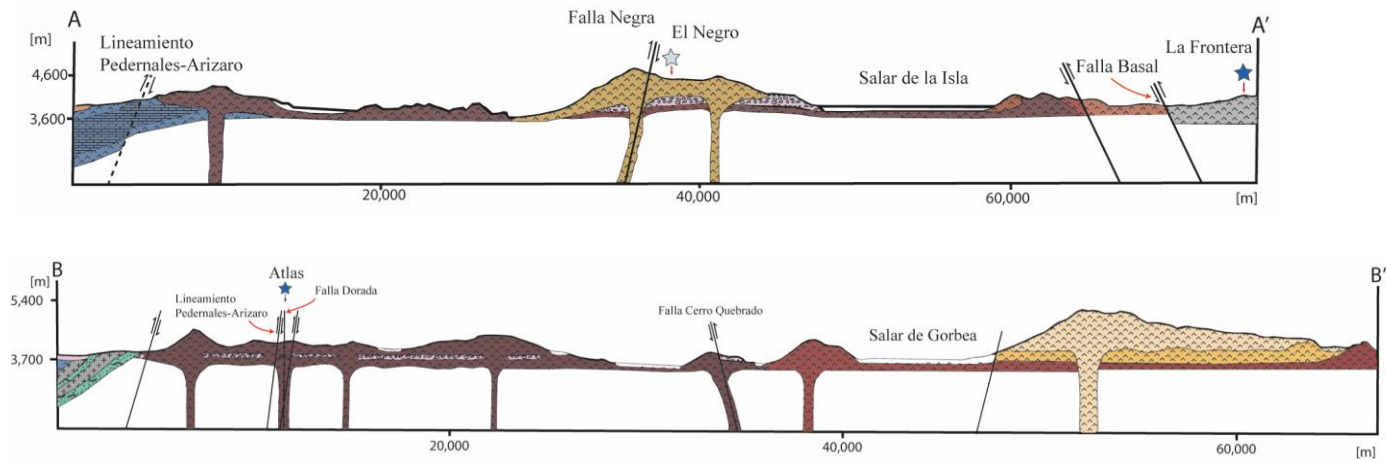
3.3.3. Productos piroclásticos

En el distrito se han identificado extensas áreas cubiertas, principalmente a lo largo de la franja central, por depósitos piroclásticos asociados a ignimbritas. Estos depósitos están predominantemente compuestos por líticos y/o pumitas, junto con cenizas localmente silicificadas (Clavero et al., 2024). Se destacan tres depósitos de ignimbritas en la zona: las Ignimbritas del Mioceno Inferior, que incluyen a las ignimbritas Río Frío y Pajonales, y la Ignimbrita del Mioceno Medio representada por la Ignimbrita Chixi (Tabla 2, Fig. 10).

3.3.4. Unidades sedimentarias de cobertura

Dentro del distrito se identifican tres principales unidades de cobertura: (i) Depósitos Aluviales y Coluviales constituidos por bloques, gravas, arenas y limos producto de la denudación y erosión de unidades previas. Tienen edades desde ~9 Ma hasta el reciente y pueden mostrar estratificación en componentes finos asociados a productos ígneos (Naranjo et al., 2013a); (ii) Depósitos Salinos ubicados en depresiones de drenaje, originados a partir de flujos de agua de volcanes, llanuras aluviales y áreas ignimbríticas de diferentes períodos geológicos incluyendo Pajonales, Gorbea, Aguas Calientes y Parinas en la zona central del distrito (Naranjo et al., 2013a); (iii) Gravas de Atacama, compuestas por gravas y bloques polimícticos. Cubren gran parte del norte de Chile, incluyendo la Formación La Tabla y rocas volcánicas del Mioceno Inferior. Están parcialmente cubiertas por el volcanismo del Mioceno Medio, además de intercalarse con la ignimbrita Río Frío y Pajonales (Naranjo et al., 2013a,b).





LEYENDA

Litología Distrital

- Cobertura
- Depósitos salinos
- Volcanismo del Pleistoceno-Holoceno
- Volcanismo del Plioceno-Pleistoceno
- Volcanismo del Mioceno Superior-Plioceno
- Volcanismo del Mioceno Superior
- Ignimbritas del Mioceno Medio
- Volcanismo del Mioceno Medio
- Volcanismo del Mioceno Inferior a Medio
- Ignimbritas del Mioceno Inferior
- Volcanismo del Mioceno Inferior
- Volcanismo Eoceno
- Basamento Mesozoico
- Basamento Paleozoico
- Basamento Ordovícico

Estructuras

- Falla Inversa Observada
- Falla inversa inferida
- Falla Normal Observada
- Falla Observada
- Falla Inferida

Simbología

- Frontera
- Ourrencias relacionadas a path finders
- Prospecto con evidencias superficiales
- Prospecto con interceptos de oro
- Proyecto/Mina

Secciones

- Roca intrusiva
- Roca extrusiva
- Roca calcarea
- Roca sedimentaria fina
- Roca sedimentario gruesa
- Roca metamórfica

Figura 80. Mapa geológico distrital junto con secciones representativas. Basado en las cartas de Exploradora, Sierra Vaquillas Altas, Salar de Pajonales y Cerro Moño, Salar de Aguilar y Portezuelo León Muerto.

3.4. Geología estructural

La geología del área refleja un largo y complejo proceso de evolución estructural, plasmada a través de numerosos eventos de deformación que se sobreponen desde el Paleozoico hasta el Neógeno y que controlan gran parte de la geomorfología de la zona de estudio. Para el presente trabajo se han verificado tres dominios morfoestructurales: Dominio Occidental, Central y Oriental (Fig. 11) (Tomlinson et al., 1999, Seggiaro et al., 2007. Cornejo et al., 2009. Venegas et al., 2013, Naranjo et al., 2013a,b, Naranjo et al., 2016).

El **dominio occidental** contempla principalmente al sistema de Fallas Domeyko, con estructuras inversas de dirección predominante norte-sur (Farrar et al., 2023). Cornejo y Mpodozis (1996) describen el segmento de fallas como la “Faja Plegada y Corrida Exploradora” (FPCE), una banda compresiva de 10 km de ancho con láminas de corrimiento que superponen rocas marinas del Jurásico Medio-Superior sobre rocas volcánicas del Cretácico Superior (Cornejo et al., 2009) (Fig. 11). Además, Cornejo et al. (2009) concluyen que las principales fallas y pliegues de la Cordillera de Domeyko son reactivaciones de fallas NS de la cuenca Jurásica, con deformación principal durante el Eoceno, especialmente en la fase Incaica (Maksaev, 1999). Los intrusivos Eocenos en la zona media del dominio (Fig. 11) están asociados a estas fallas. En Quebrada de Vaquillas, al NNW de la zona de estudio, se identificaron evidencias extensionales con fallas normales lítricas NNW-SSE, afectando a las rocas de la Formación Quebrada del Salitre (Venegas et al., 2013).

El **dominio central** está vinculado a evidencias de volcanismo del Cenozoico Superior, asociado a la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC) y a importantes calderas como Aguilar, Salar Grande, Juan de la Vega y Barrancas Blancas (Fig. 11). Se asocia a este dominio los corredores estructurales Culampaja, Salares Norte y Claudio Gay.

El **dominio oriental** se caracteriza por una alternancia de fases de deformación extensionales y compresivas que tuvieron como consecuencia la reactivación e inversión de estructuras antiguas las que se presentan de manera heterogénea en el área (Fig. 11), como resultado de esto dentro de este mismo dominio, es posible identificar otros tres subdominios norte, central y sur.

3.4.1. Estructuras Principales

El principal control estructural de la zona viene dado por importantes lineamientos que dominan la gran mayoría de fallas y productos volcánicos presentes en el área. Por otro lado, de manera subordinada a estos lineamientos se encuentran importantes estructuras someras como es el caso de calderas, a las que se les atribuye un rol clave al momento de generar los grandes depósitos ignimbríticos. A continuación, se describirán los corredores y calderas que afectan la zona de estudio.

3.4.1.1. Corredores

Corredor Culampaja

El corredor estructural de Culampaja (Fig. 11) es una estructura translitosférica de orientación noroeste con cinemática de desplazamiento sinistral (Naranjo, 2018). Se estima que la actividad de esta falla podría ser previa al ciclo Gondwánico (Yáñez, 2019). Asociada a esta estructura se desarrollan fallas paralelas y estructuras volcánicas. Según Salfity (1985), estos lineamientos regulan importantes procesos geológicos, como la generación de eventos efusivos de lavas e intrusivos cretácicos en Argentina, así como el volcanismo Mioceno-Plioceno de la Puna. En la zona de estudio, se identifica una anomalía gravimétrica de orientación NW, con una cadena de volcanes de edades miocenas a holocenas. Cabe destacar que estos corredores NW se asocian a la formación de importantes yacimientos metalíferos en la zona (Salfity, 1985).

Corredor Pedernales-Arizaro

El sistema de fallas de Pedernales-Arizaro (Fig. 11) es un conjunto de fallas inversas de bajo ángulo con orientación noreste, mayormente cubierto por productos volcánicos cenozoicos (Naranjo, 2018). Las calderas Juan de la Vega y Aguilar, al este del sistema, sugieren una relación prolongada entre tectonismo y eventos explosivos en este segmento del CVZ (Naranjo, 2018). La actividad de este sistema de fallas se ha datado entre 13 y 9 Ma, generando un acortamiento NE-SW que obliteró la caldera Aguilar (Naranjo, 2018).

Sistema de Fallas de Domeyko

El Sistema de Fallas de Domeyko (Fig. 11) consiste en una serie de fallas inversas de bajo ángulo con orientación norte-sur. Se relaciona con eventos volcánicos del Paleozoico y el acortamiento durante la formación de la Cordillera de Domeyko (Farrar et al., 2023). Además, un segmento de este sistema ha experimentado múltiples reactivaciones transcurrentes (Tomlinson et al., 1999).

Sistema de Fallas Claudio Gay

Al igual que el Sistema de Fallas de Domeyko, este sistema consiste en una serie de fallas NS inversas de bajo ángulo (Fig. 11). Paralelo hacia el este del Sistema de Domeyko, se relaciona con el volcanismo cenozoico y el acortamiento causado por las mismas fallas. Además, a este sistema se le atribuye la formación de las calderas Laguna Amarga y Laguna Escondida del Mioceno Superior (Naranjo, 2018).

Lineamiento Salares Norte

Este lineamiento volcánico NW pasa por el yacimiento Salares Norte (Fig. 11) y se asocia a importantes calderas como Salar Grande y Aguilar. Evidencias geofísicas gravimétricas sugieren la presencia de una estructura en esta zona. Según Azevedo et al. (2015), en Salares Norte, este corredor controla la formación de brechas hidrotermales y la disposición de la alteración *steam-heated*.

3.4.1.2. Calderas

Caldera Aguilar

La caldera Aguilar, ubicada en el dominio central de la zona de estudio (Fig. 11), es una estructura de 16 Ma con un diámetro de 45 km. Es una caldera pistón resurgente asociada al volcanismo del Mioceno Medio e Inferior. Sus principales evidencias de alta explosividad son las ignimbritas Río Frío y Pajonales. Estructuralmente, se relaciona con el corredor de Pedernales-Arizaro (Naranjo et al., 2018).

Caldera Salar Grande

La caldera Salar Grande, también en el dominio central (Fig. 11), tiene una edad de 12 a 11 Ma y una forma ovalada con diámetros de 17 y 25 km. Es una caldera de tipo *Downsag trap-door*, vinculada al volcanismo del Mioceno Medio y Mioceno-Plioceno. La ignimbrita Salar Grande representa sus eventos explosivos. Se asocia con el Sistema de Fallas Claudio Gay y el Lineamiento de Salares Norte (Naranjo et al., 2018).

Caldera Juan de la Vega

La caldera Juan de la Vega, también en el dominio central (Fig. 11), tiene 15 Ma y una forma ovalada con diámetros de 17 km y 22 km. Es una caldera de explosión freática, vinculada al volcanismo del Mioceno Medio y la ignimbrita Chixi. Está relacionada con el corredor de Pedernales-Arizaro (Naranjo et al., 2018).

Caldera Barrancas Blancas

La caldera de Barrancas Blancas, en el extremo suroriental (Fig. 11), es una caldera altamente erosionada de 9 Ma, con diámetros de 25 y 35 km. Es una caldera tipo *Downsag* resurgente, asociada a la ignimbrita Barrancas Blancas (Naranjo et al., 2018). Se ubica fuera de la zona de estudio.

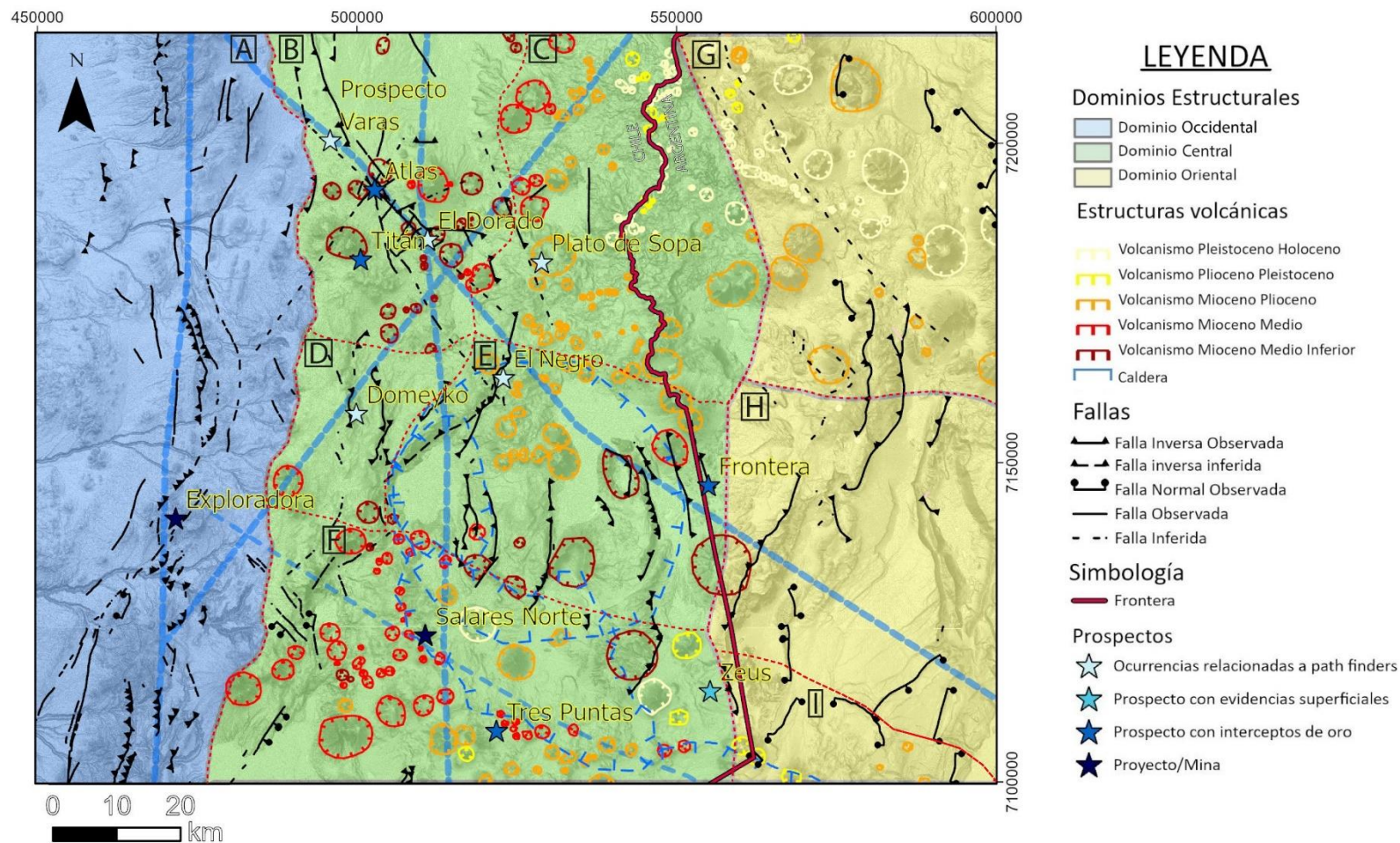


Figura 91. Mapa geológico estructural regional. Dominios y subdominios: (A): Dominio Occidental, (B): dominio central subdominio noroccidental, (C): dominio central subdominio nororiental, (D): dominio central subdominio centro occidental, (E): dominio central subdominio centro oriental, (F): dominio central subdominio austral, (G): dominio oriental subdominio norte, (H): dominio oriental subdominio central, (I): dominio oriental subdominio austral.

3.5. Geología Económica

En la zona de estudio se han identificado varios proyectos, prospectos y blancos de interés, entre los cuales se destacan:

Salares Norte: ubicado en la parte norte de la Franja de Maricunga se emplaza en el borde de la caldera Salar Grande. Corresponde a un sistema epitermal de alta sulfuración en brechas formadas en el contacto entre dos complejos de domos de andesita y dacita. La alteración hidrotermal corresponde a *steam-heated*, argílica, argílica avanzada, mientras que la mineralización se encuentra en zona de alteración argílica avanzada y silicificación (Azevedo, 2015). El sistema ha sido datado en 10.0 ± 0.4 Ma (Clavero et al., 1998).

Exploradora: El proyecto Exploradora de CODELCO, en la Cordillera de Domeyko, es un pórfido cuprífero con stocks subvolcánicos de composición dacítica a riolítica (plutón Exploradora) emplazado en la intersección del Sistema de Fallas de Domeyko y el lineamiento de Salares Norte. Presenta una fuerte alteración cuarzo-sericítica rodeada de extensa alteración argílica, con mineralización en óxidos y sulfuros de cobre (Cornejo et al., 2009).

Atlas: Propiedad de Minera Mirasol, este depósito se emplaza en rocas volcánicas del Mioceno Inferior, como la unidad Volcanes Dos Hermanos y la Ignimbrita Río Frío. Es un depósito epitermal de alta sulfuración (HS) con zonación argílica, incluyendo niveles de *steam-heated*, alteración cuarzo-alunita y arcillas blancas. La mineralización se asocia a cuerpos brechosos con niveles de Au y Ag, y en menor medida a vetas (Osorio, 2018). Las estructuras principales incluyen la falla Mioceno-El Dorado, el lineamiento Pedernales Arizaro y el corredor Culampaja. El prospecto tiene una edad estimada de 18 Ma (Osorio, 2018).

Titán: Corresponde a un prospecto de propiedad de *Mirasol Resources* emplazado en la unidad El Chaco de edad Mioceno Inferior. Al igual que Atlas corresponde a un sistema de tipo epitermal de alta sulfuración acompañado de oro y metales base. Debido a la presencia de magnetita masiva y otras evidencias de terreno, como es el caso de anomalías geofísicas magnéticas proponen un sistema posiblemente pórfido o un sistema epitermal exhumado (reporte público Mirasol 2015-2022; Osorio 2024, comunicación verbal).

Proyecto Frontera: Es un proyecto ubicado en la provincia de Catamarca, Argentina perteneciente a *Brett Resources Inc.* Corresponde a un sistema tipo epitermal de baja sulfuración con alto potencial polimetálico, localizado en la intersección de estructuras noroeste y noreste. La mineralización está ligada a rocas dacíticas/riolíticas fuertemente silicificadas con altas concentraciones de plata, oro, plomo y zinc. Evidencias texturales refuerzan su carácter de baja sulfuración (Cáceres 2024, comunicación verbal).

Tres Puntas: Propiedad de ENAMI, este blanco de exploración es un sistema epitermal HS ubicado en el borde de la caldera Salar Grande. Presenta domos andesíticos, brechas freatomagmáticas e hidrotermales con alteración hidrotermal tipo *steam-heated*, sílice opalina, cuarzo-alunita, caolinita e illita-esmectita. La mineralización es principalmente oxidada con jarosita, piritita, rejalgar, oropimente y enargita (reporte público Barrick 2017).

Zeus: Es un prospecto de *Mirasol Resources*, correspondiente a un sistema epitermal de alta sulfuración del Mioceno Inferior, cubierto por rocas volcánicas del Mioceno Medio. Presenta brechas polimícticas con clastos subredondeados a redondeados de diversos tamaños, con un relleno de arcillas, limonitas y yeso. Los clastos son de andesita porfírica de grano fino con sulfuros diseminados. La alteración predominante es argílica avanzada, con vetillas de alunita afectando tobas (reporte público Mirasol 2017).

Mioceno-El Dorado: Corresponde a un blanco de propiedad de Minera Mirasol, con una edad estimada en Mioceno Inferior. Muestra características de un sistema epitermal de alta sulfuración con zonas de silicificación tipo *vuggy silica*, cuarzo-alunita, y *steam-heated* asociadas a una intrusión riódacítica y brechas freáticas. La anomalía geoquímica se asocia con *pathfinders* de As y Mo, sin cantidades anómalas de oro. Este blanco está asociado principalmente a la falla NW Dorada y un conjunto de fallas normales de orientación NE, algunas relacionadas con mineralización (reporte público Mirasol 2015-2022).

Por su parte, el blanco El Dorado, contiguo al anterior, también muestra evidencias de ser un sistema epitermal de alta sulfuración, con una zona de alteración de *steam-heated* y ópalo, junto con brechas freatomagmáticas con *vuggy silica* y matriz de sílice-alunita. Ambos sistemas se encuentran emplazados en unidades volcánicas del Mioceno Inferior (reporte público Mirasol 2015-2022).

Plato de Sopa: Este sistema epitermal de alta sulfuración, emplazado sobre volcanitas del Mioceno-Plioceno, presenta un importante *footprint* de alteración *steam-heated*. Aunque presenta mineralización de oro, esta se encuentra mayoritariamente asociada a sulfuros. En las inmediaciones hay morfologías de domos relacionados con los eventos de mineralización de Plato de Sopa (Cáceres 2024, comunicación verbal).

El Negro: Este sistema de alta sulfuración, se emplaza en rocas volcánicas del Mioceno Inferior. Presenta amplias zonas de alteración *steam-heated*, dominadas por arcillas blancas y yeso. Existen evidencias de brecha hidrotermales y freatomagmáticas con procesos de argilización y presencia de jarosita microcristalina (Cáceres 2024, comunicación verbal).

Domeyko: Este sistema epitermal HS, también se emplaza en rocas volcánicas del Mioceno Inferior. Dispuesto de manera norte-sur, contiene zonas acotadas de *steam-heated* con eventos de ebullición y vetillas milimétricas. En estas áreas se encuentran estructuras activas con dirección NNE, cubiertas por la Ignimbrita Río Frío (Cáceres 2024, comunicación verbal).

Varas: Este prospecto, propiedad de KGHM, se ubica en la franja del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior y se emplaza en rocas del basamento Paleozoico, principalmente rocas ordovícicas de la Formación Cerro del Medio. Corresponde a un pórfido de edad Oligoceno con alteraciones de cuarzo-sericita y sílicea. Aunque no se detectaron óxidos ni sulfuros de cobre, se encontraron brechas y *boxwork* de pirita (reporte público KGHM, 2013).

4. RESULTADOS

En esta sección se presentan los resultados del trabajo de terreno, particularmente lo referido al estudio de estructuras que complementa trabajos anteriores, la caracterización petrográfica y química y los análisis de petrocronología.

4.1. Estructuras distritales

A escala distrital (Fig. 12), la zona de estudio está dominada por cuatro sistemas estructurales: NS, NW-SE, NE-SW y EW. Estas estructuras se han identificado mediante variaciones topográficas anómalas, evidencias cinemáticas y alineaciones de aparatos volcánicos, sugiriendo un control estructural sobre su disposición geográfica (Tabla 3). En el trabajo realizado no se identificaron evidencias de deformación dúctil debido a las amplias zonas de cobertura que impiden su observación en superficie. En el área se ha identificado que las ocurrencias epitermales de alta sulfuración están alineadas con estos sistemas estructurales activos (Clavero et al., 2024).

4.1.1. Fallas y Lineamiento

El sistema NS se manifiesta principalmente a través de fallas inversas que afectan depósitos y estructuras volcánicas del Mioceno como así también al basamento Paleozoico y Mesozoico (Fig. 12). En los márgenes de la zona de estudio, las estructuras NS se encuentran parcialmente cubiertas por eventos volcánicos efusivos recientes.

Las estructuras NW-SE se encuentran principalmente en una franja que va del extremo noroccidental al suroriental (Fig. 12) y están dispuestas de manera discreta por la cobertura del Mioceno, lo que dificulta identificar su continuidad. La cinemática más recurrente de estas estructuras incluye componentes inversas y sinestrales (reporte público Mirasol 2015-2022). Además, en algunas zonas, estas estructuras presentan alineaciones con zonas de alteración y anisotropía con elongación máxima en la dirección de la traza.

Las estructuras NE-SW se limitan a dos zonas: el extremo noroccidental y la zona central del distrito (Fig. 12). La cinemática asociada es principalmente inversa, con una componente dextral en el extremo noroccidental, mientras que en la zona central solo se identifican componentes inversas. En las intersecciones de estas estructuras se encuentran evidencias de alteración hidrotermal, como en los prospectos Atlas (Mioceno Inferior) y El Negro (Mioceno Superior-Plioceno).

Las estructuras EW se observan en la zona norte del distrito, específicamente dos en el extremo norte y sur del volcán El Azufre (Fig. 12), ambas con cinemática inversa afectando depósitos ignimbríticos del Mioceno Inferior.

4.1.1.1. Estructuras Norte-Sur

Estudios anteriores en el distrito reportan la existencia de una estructura NNW al oriente del distrito (Fig. 12), la que se describe como un lineamiento que afecta al cordón Volcánico Atalaya-Chuta del Plio-Pleistoceno, en específico a las coladas que emite este cordón volcánico (Naranjo et al., 2013a).

En el presente estudio se reconocieron varias estructuras que se describen a continuación:

Falla Domeyko: Esta estructura, ubicada cerca del prospecto Domeyko (Fig. 12), tiene una orientación preferente NS con vergencia hacia el oeste. Se identifica como una falla inversa con una leve componente sinistral (evidenciada por estrías de falla) activa principalmente durante el Mioceno Inferior, según las unidades que afecta. La componente inversa se evidencia por el alzamiento de la unidad Ignimbrita Río Frío sobre la unidad volcánica del Mioceno Inferior y su diferencia de más de 100 m respecto a su nivel basal normal.

En la zona de *steam-heated*, compuesta por caolinita, arcillas blancas, azufre y fragmentos de sílice opalina, se encontró una clara zona de daño asociada a esta falla. En la parte inferior de esta zona de alteración, se identificó una mayor cantidad de jarosita y hematita comparada con la parte superior. Esto sugiere que la falla facilitó el ascenso de fluidos de alteración, constatado a lo largo de gran parte de la zona de daño.

Falla Ignimbrita: Esta estructura paralela a la anterior se encuentra cerca del prospecto Domeyko (Fig. 12) y presenta una cinemática inversa con vergencia oeste. Afecta principalmente a la Ignimbrita Río Frío, donde un nivel de andesita vitrofírica se alzó más de 100 m respecto a su continuidad horizontal, evidenciando el alzamiento producido. Basado en estas evidencias, se interpreta que su periodo de actividad se asocia al Mioceno Inferior.

Falla Salar Azufrera: La falla se observa en el límite oriental del salar Azufrera (Fig. 12) y muestra una deformación frágil con cinemática inversa. En esta se realizaron seis mediciones las cuales corroboran su orientación preferencial NW (Tabla 3). Esta estructura afecta la unidad volcánica del Mioceno Medio y está cubierta por coladas del Mio-Plioceno en sus extremos norte y sur, complicando su seguimiento. Su edad se restringe al Mioceno Medio-Inferior.

Lineamiento Moreno: corresponde a una estructura NS ubicada en la zona central del distrito (Fig. 12). Afecta únicamente a la unidad volcánica del Mioceno-Plioceno en el prospecto El Negro, presentando una secuencia volcánica basculada y levantada con orientación NS, cinemática inversa y vergencia oeste. No se identificaron evidencias que relacionen esta estructura con la alteración o las estructuras volcánicas del prospecto. Su actividad se acota al Mio-Plioceno o anterior, dado que se emplaza sobre esta unidad volcánica.

4.1.1.2. Estructuras Noroeste-Sureste

En la región occidental del distrito (Fig. 12), se identifica la prolongación de la falla inversa Sierra de Varas, conocida como falla Río Frío, con orientación NW-SE, cinemática inversa y

vergencia oeste (Naranjo et al., 2013a). Esta estructura presenta evidencias de actividad por un desplazamiento vertical de 70 m en la ignimbrita Río Frío a los 18 Ma, y de ~40 m que afecta superficies de abanicos aluviales. Los movimientos de la falla también forman un pliegue anticlinal de arrastre en la ignimbrita Río Frío en el bloque colgante (Venegas et al., 2013). Esto indica actividad tanto en el Mioceno Inferior y Superior. Además, en el prospecto Varas se verificó la presencia de rocas metasedimentarias del Ordovícico expuestas por esta falla, poniendo en contacto las rocas del basamento (bloque alzado oriental) con unidades volcánicas neógenas (Informe prospecto Varas KGHM).

Adicionalmente, estudios realizados por *Newcrest* en la zona (reporte público Mirasol 2015-2022), identifican una estructura que se encuentra sobre los proyectos Mioceno-El Dorado y Atlas (Fig. 12) que pone en contacto unidades volcánicas del Mioceno Inferior con lavas andesíticas de paleo-volcanes del Mioceno Medio. De acuerdo con Osorio (2018) esta estructura (Falla El Dorado) tiene su origen asociado al Lineamiento Culampaja, correspondiendo a una traza de este mismo (Salfity, 1985). Además, se le atribuye parte del control sobre la alteración hidrotermal *steam-heated* y a la distribución de las brechas de los proyectos anteriormente mencionados, debido a la permeabilidad secundaria que esta genera. De acuerdo con las unidades que afecta esta estructura, se encontraría activa durante el Mioceno Inferior.

En el presente levantamiento estructural se reconocieron varias estructuras pertenecientes a este sistema.

Falla Cerro Quebrado: Esta estructura de orientación NNW, ubicada en la parte central del distrito (Fig. 12), afecta a las unidades volcánicas del Mioceno Inferior, Mioceno-Plioceno y a la Ignimbrita Río Frío. De acuerdo a las doce mediciones realizadas sobre su traza (Tabla 3) presenta cinemática inversa con vergencia hacia el NE. Al norte, se evidencia en el cráter del Volcán Plataforma, mostrando una variación de altura debido a un plateau ignimbrítico desplazado. Al sur, se asocia al volcanismo del Mioceno-Plioceno, elevando y basculando parte de sus depósitos volcánicos. Esta estructura podría estar relacionada con el control y ascenso de fluidos en el prospecto Plato de Sopa, siendo contemporánea del Mio-Plioceno.

Falla Frontera: En el extremo suroriental de la zona de estudio (Fig. 12), en base a las cinco mediciones realizadas sobre su traza (Tabla 3), se identificó una falla de cinemática inversa de orientación NW, que afecta al bloque Paleozoico, alzándolo y poniéndolo en contacto con una unidad volcánica del Mioceno-Plioceno. Las evidencias de esta estructura incluyen alineaciones de afloramientos con planos claros y zonas de daño con salvanda. Se observaron alteraciones fílicas (cuarzo) en stockwork que afectan al Paleozoico, aunque sin correlación clara debido a la distribución caótica de las vetillas. Esta falla no muestra continuidad hacia el Mio-Plioceno, indicando que podría ser anterior a estos eventos y tener un periodo de actividad más amplio, previo al Mioceno Superior.

Falla Basal: Esta estructura, ubicada en el extremo suroriental (Fig. 12), de cinemática inversa, alza bloques Paleozoicos y un cuerpo intrusivo Paleozoico. Su identificación se basa en la distribución de estos bloques y su contacto con unidades del Mioceno-Plioceno y depósitos no

consolidados del Mioceno-Holoceno, siguiendo trazas determinadas por Naranjo et al. (2013a). La estructura afecta al basamento y unidades del Mioceno Medio, sin continuidad en el Mioceno Superior, sugiriendo que su actividad es principalmente previa al Mioceno Superior.

Falla Dorada: Esta falla, como ya se comentó, se encuentra en la parte norte del distrito (Fig. 12), presenta una cinemática principalmente transformante sinistral, aunque con evidencias de comportamiento inverso, la que se ha corroborado controla la distribución de la alteración de los prospectos Mioceno y El Dorado, donde es posible identificar una anisotropía en las zonas de alteración. Esta estructura afecta a unidades del Mioceno Inferior, sin identificar claras evidencias que afecten unidades más jóvenes del Mioceno Superior.

Falla Corredora: Reconocida al sureste de la estructura Mioceno-El Dorado (Fig. 12), mediante nueve mediciones realizadas en este trabajo (Tabla 3). Al igual que la estructura anterior, presenta cinemática inversa, controlando la distribución de la alteración illita-caolinita, dejando una clara anisotropía en esta, como así también basculando estratos de secuencias volcánicas del Mioceno Inferior. Por otro lado, se ha verificado que esta estructura es casi paralela con la Falla Mioceno-El Dorado lo que conlleva a proponer una correlación estructural entre estas.

4.1.1.3. Estructuras Noreste-Sureste

Dentro del prospecto Mioceno-El Dorado (Fig. 12), se identificaron estructuras subverticales NE normales. No se ha identificado una correlación con la disposición de la mineralización, que solo se relaciona con la estructura NW que cruza el sistema (reporte público Mirasol 2015-2022). Estas estructuras están asociadas a la falla Dorada, indicando una edad del Mioceno Inferior. Adicionalmente, en el proyecto Atlas (Fig. 12) se observan evidencias de una estructura inversa de orientación NE que se asocia al Sistema de Falla Vaquillas, activa durante el Mioceno Inferior (Richards et al., 2001). En este se encuentran evidencias de cuerpos mineralizados secundarios canalizados gracias a este sistema de fallas NE, en forma de brechas hidrotermales. Cabe señalar que esta falla es asignable al lineamiento Pedernales-Arizano. También es de interés mencionar que en zonas de intersección entre esta estructura y las de orientación NW se ha corroborado la presencia de brecha de *steam-heated* en Atlas, como también de la brecha de Vaquillas Altas (Osorio, 2018).

En el presente trabajo se realizaron mediciones en las siguientes estructuras:

Falla Negra: Se encuentra sobre el prospecto El Negro (Fig. 12). En base a las seis mediciones realizadas (Tabla 3), esta estructura presenta una cinemática inversa de vergencia NW que afecta a la unidad de volcanismo del Mioceno-Plioceno, en donde es posible encontrar zonas de falla con estrías que corroboran la orientación de la estructura. Por otro lado, también ha sido posible encontrar una amplia zona de alteración en las inmediaciones de esta falla, donde destaca la alteración *steam-heated* y grandes estructuras de yeso que se encuentran afectadas por esta misma estructura.

Falla Doblada: Ubicada al norte del prospecto Mioceno (Fig. 12), esta estructura que de acuerdo con las cinco mediciones realizadas sobre su traza (Tabla 3), presenta una orientación preferencial NE y se identifica como una falla inversa que afecta a la unidad volcánica del Mioceno Inferior y parte de las evidencias volcánicas del Mioceno Medio. Las secuencias están basculadas y dispuestas oblicuamente, sugiriendo actividad durante el Mioceno Inferior a Medio. Se encontraron evidencias de estrías de falla que corroboran su existencia y cinemática. Solo se observaron leves anomalías de color cubiertas por emisiones volcánicas del Mioceno Medio del volcán Azufre (Fig. 12).

4.1.1.4. Estructuras Este-Oeste

En este trabajo se reconocen dos fallas principales:

Falla Boreal: Se trata de una estructura orientada EW con vergencia al norte, situada al norte del volcán Azufre (Fig. 12), que afecta las evidencias de volcanismo del Mioceno Inferior y la Ignimbrita Río Frío. Se confirma su carácter inverso por el alzamiento de la ignimbrita sobre el horizonte de deposición normal, evidenciando un bloque claramente alzado atribuible a esta falla inversa EW. Se encontraron algunas evidencias de alteración, principalmente argílica con arcillas blancas y caolinita, en afloramientos a lo largo de su traza. Su correlación con unidades del Mioceno Inferior y su cobertura por unidades del Mioceno Medio sugieren una actividad asociada al Mioceno Inferior.

Falla Ecuatorial: Ubicada entre el volcán Azufre y el prospecto Mioceno-El Dorado (Fig. 12), esta estructura afecta a los productos volcánicos del Mioceno Inferior y la unidad Ignimbrita Río Frío, con evidentes afloramientos basculados y dispuestos oblicuamente al horizonte. Los afloramientos de la unidad Río Frío han permitido verificar la traza de esta estructura, dejando una clara alineación entre estas evidencias, las cuales fueron medidas en cuatro puntos (Tabla 3) y, al igual que la estructura anteriormente mencionada, se concluye que esta estructura es inversa y temporalmente relacionada con el Mioceno Inferior.

Tabla 3. Ubicación de puntos de medición y estructura asociada

Código	E	N	Medición		Superficie de medición	Estructura asociada
			Azimut (°)	Manteo (°)		
1	523871	7189827	310	-	Medición sobre techo de secuencia alzada	
2	525462	7184001	193	32		
3	525462	7184001	178	34		
4	525462	7184001	185	34		
5	525462	7184001	188	36		
6	525462	7184001	185	30	Medición sobre techo de secuencia	Falla Cerro Quebrado
7	525428	7185090	138	32	basculada	
8	525428	7185090	125	29		
9	525428	7185090	145	20		
10	525428	7185090	160	18		
11	525428	7185090	155	16		
12	525081	7185533	145	18		
13	499529	7157740	10	-	Espejo de falla	Falla Domeyko
14	554297	7148949	320	-		
15	554297	7148949	320	-	Planos de falla	
16	554297	7148949	345	-		Falla Frontera
17	554297	7148949	340	-		
18	554159	7148948	340	70	Plano de falla con relleno de salvanda	
19	549627	7147870	347	-	Tendencia de afloramientos de la misma unidad	Falla Basal
20	503789	7190040	317	-	Tendencia de afloramientos de volcanes antiguos	Falla Dorada
21	516101	7186264	120	4		
22	516101	7186264	118	6	Medición sobre techo de secuencia	Falla Ecuatorial
23	516101	7186264	65	2	basculada	
24	516101	7186264	73	-		
25	503643	7160481	345	-	Medición sobre techo de secuencia basculada	Falla Ignimbrita
26	521390	7179940	344	82		
27	521390	7179940	238	88		
28	521390	7179940	140	74	Plano inclinado de secuencia volcánica	Falla Salar Azufrera
29	521390	7179940	349	90		
30	521390	7179940	160	70		
31	521390	7179940	162	74		
32	522839	7162585	0	-	Tendencia de afloramientos de volcanes	Lineamiento Moreno

Tabla 4. Ubicación de puntos de medición y estructura asociada

Código	E	N	Medición		Superficie de medición	Estructura asociada
			Azimut (°)	Manteo (°)		
33	512044	7172790	315	84		
34	512044	7172790	250	86	Medición sobre techo y base de secuencia basculada	Falla Corredora
35	512044	7172790	270	22		
36	512044	7172790	285	26		
37	512044	7172790	295	18		
38	512044	7172790	155	-	Tendencia de los afloramientos de la misma unidad alineados	
39	506082	7182005	155	-		
40	506967	7181786	120	28		
41	506967	7181786	126	22		
42	507201	7189651	50	48	Medición sobre techo y base de secuencia basculada	Falla Doblada
43	507229	7189634	75	76		
44	507238	7189653	88	68		
45	507238	7189653	88	68		
46	507262	7189650	75	76		
47	510177	7199689	355	-	Tendencia de las ignimbritas de la zona	Falla Boreal
48	521461	7162677	212	30	Medición sobre techo y base de secuencia basculada	Falla Negra
49	521461	7162677	185	30		
50	521461	7162677	238	58		
51	521461	7162677	250	22	Espejo de falla	
52	521461	7162677	238	24		
53	521461	7162677	240	-	Tendencia de los afloramientos de la misma unidad alineados	

4.1.2. Dominios distritales

Como se ha mencionado, el área de estudio a escala regional se divide en tres dominios principales y una serie de subdominios (Fig. 12). Para el caso de la escala en la que se encuentra definido el presente estudio, se ha verificado que esta se encuentra inmersa principalmente en el Dominio Regional Central. En base a las estructuras documentadas, se puede dividir entre cuatro dominios distritales. A continuación, se describen los dominios distritales, basados en los subdominios regionales y en la data recolectada en terreno.

Dominio NW: Dentro del dominio distrital NW, se identifican fallas NE, NW y EW afectando unidades del Mioceno Inferior. La falla NW Dorada es la estructura predominante y está asociada al corredor translitosférico Culampaja por su edad (Mioceno Inferior; Salfity, 1985) y cinemática sinistral (Fig. 12). Otras fallas significativas incluyen la falla Río Frío (NNW), con evidencia de compresión, y la falla Atlas, parte del lineamiento Pedernales-Arinzano (Naranjo, 2018). Estas

estructuras, oblicuas al arco volcánico, están vinculadas a eventos magmáticos y controlan la mineralización en el prospecto Atlas con brechas NE y NW (Osorio, 2018). Las fallas EW cerca del volcán Azufre (Fig. 12) deforman unidades del Mioceno Inferior sin asociarse a mineralización o alteraciones.

Dominio NE: Este dominio se caracteriza por productos volcánicos extensos que cubren las estructuras. Las estructuras identificadas incluyen el término de la falla El Negro de orientación NE y el lineamiento NS Atalaya-Chuta, que afectan a las evidencias volcánicas del Plioceno-Pleistoceno y Pleistoceno-Holoceno. No se han encontrado relaciones entre estas estructuras y eventos de alteración o mineralización en este dominio.

Dominio SW: En este dominio se encontraron fallas inversas que alcanzan productos volcánicos del Mioceno. La falla Domeyko en este dominio está relacionada con alteración argílica avanzada (caolinita-jarosita-hematita-alunita) en zonas de *steam-heated*. Al este, una falla inversa de orientación NS afecta a las emisiones volcánicas del Mioceno Inferior, pero no presenta una relación espacial con zonas de alteración.

Dominio SE: Este dominio incluye las calderas Aguilar y Juan de la Vega, con estructuras NE y NS. Las fallas Atlas y Negra, de orientación NE, atraviesan estructuras volcánicas y están asociadas al sistema Pedernales-Arizaro (Naranjo et al., 2013b). En la zona suroriental, se identifican estructuras NW, probablemente relacionadas con el corredor Culampaja. Al norte, el Sistema de fallas Claudio Gay se ve interrumpido por la caldera colapsada de Salar Grande y volcanes del Mioceno, afectando su continuidad. Durante el Mioceno Medio, se desarrollaron fallas tipo “piel fina”, evidenciadas al este del domo resurgente de la caldera de Aguilar (Naranjo et al., 2013b).

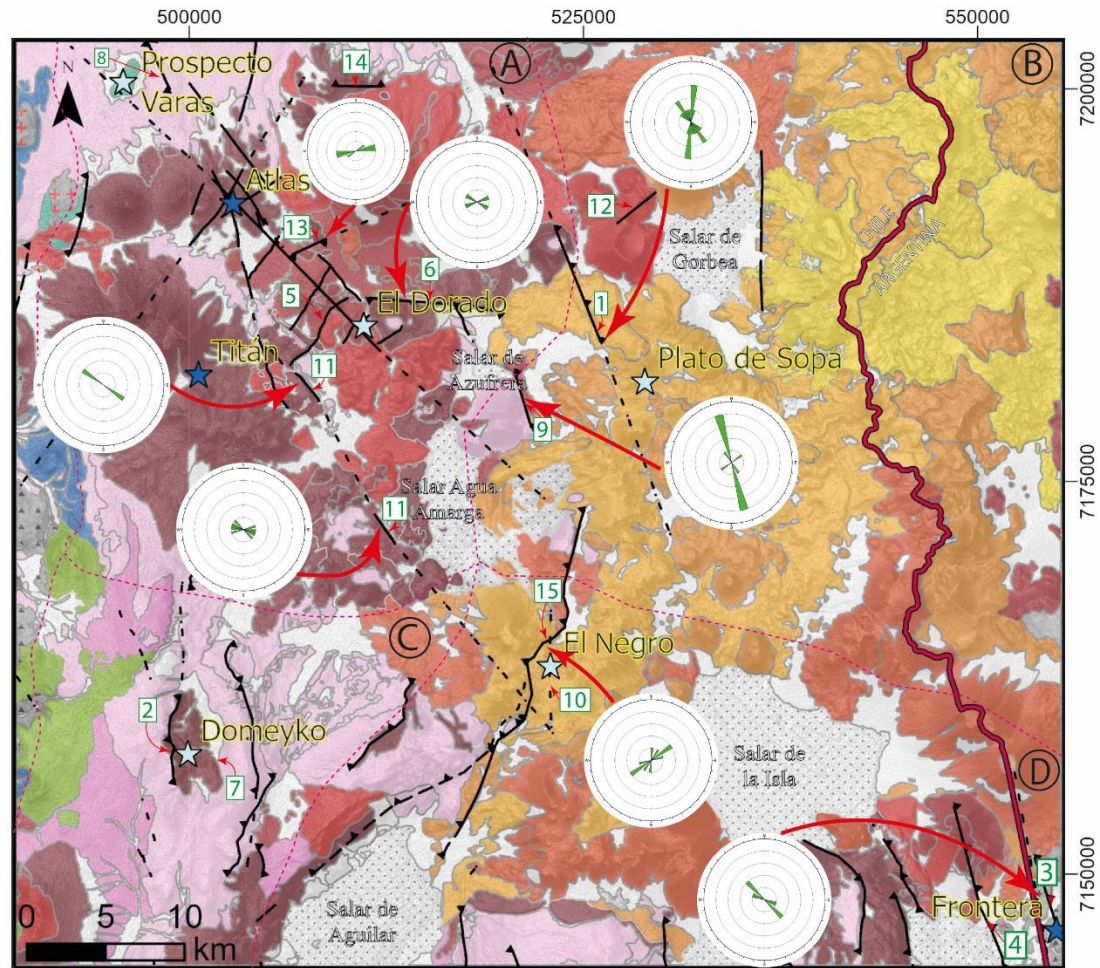


Figura 102. Mapa geológico estructural del distrito. 1: Falla Cerro Quebrado, 2: Falla Domeyko, 3: Falla Frontera, 4: Falla Basal, 5: Estructuras El Dorado, 6: Falla Ecuatorial, 7: Falla Ignimbrita, 8: Falla Río Frío, 9: Falla Salar Azufrera, 10: Lineamiento Moreno, 11: Falla Dorada, 12: Lineamiento Esparta, 13: Falla Doblada, 14: Falla Boreal, 15: Falla Negra. A: dominio Noroccidental, B: dominio Nororiental, C: dominio suroccidental, D: dominio suroriental.

4.2. Caracterización petrográfica y geoquímica de las unidades principales

Se tomó un total de 42 muestras en la zona de estudio para análisis petrográficos y geoquímicos (Fig. 14). En términos generales, los resultados revelan que las rocas del arco volcánico del Mioceno-Holoceno son de composición intermedia a ácida y metaluminosas. Las andesitas son predominantemente calcoalcalinas con niveles medios de potasio en el Mioceno Inferior, aumentando progresivamente hasta concentraciones altas en el Mioceno Superior. Todas las suites presentan patrones de elementos traza típicos de arcos continentales, con bajos contenidos de Ta y Ti, y un enriquecimiento en U, Th y álcalis en comparación con el manto primitivo (Fig. 15).

Cabe destacar la presencia de andesitas con una débil signatura adakítica durante el Mioceno Inferior, una excepción a las andesitas calcoalcalinas comúnmente encontradas en la zona. La característica geoquímica más notable de las suites magmáticas del arco del Mioceno-Holoceno es la signatura de los elementos de tierras raras (REE). Las rocas cenozoicas muestran una razón alta en los grupos de LREE y HREE (La/Yb; Fig. 15).

A continuación, se resumen las características petrográficas y químicas generales de las unidades estudiadas:

Basamento

En la zona de estudio se identificaron dos unidades intrusivas de composición granodiorítica y gabroica de edad Paleozoica. La granodiorita es holocristalina, inequigranular, porfírica e hipidiomorfa a alotromorfa, compuesta por plagioclasas, anfíboles y piroxenos en una matriz afanítica, sin evidencias de alteración hidrotermal, pero con fuerte meteorización. Su edad está en torno a los 149 Ma y sus signaturas petroquímicas muestran valores de $La/Yb_N = 5.6$, $Sr/Y = 33.78$, $Sm/Yb = 2.07$ y $V/Sc = 11.6$.

El gabro es una roca ígnea intrusiva melanocrática, de color verde grisáceo, holocristalina, equigranular, fanerítica e hipidiomorfa, compuesta por plagioclasas, anfíboles, piroxenos y biotita, también sin alteración hidrotermal, pero con fuerte meteorización. Su edad está en torno a los 266 Ma y sus signaturas petroquímicas indicaron valores de $La/Yb_N = 11.56$, $Sr/Y \sim 20$, $Sm/Yb = 2.71$ y $V/Sc = 8.57$.

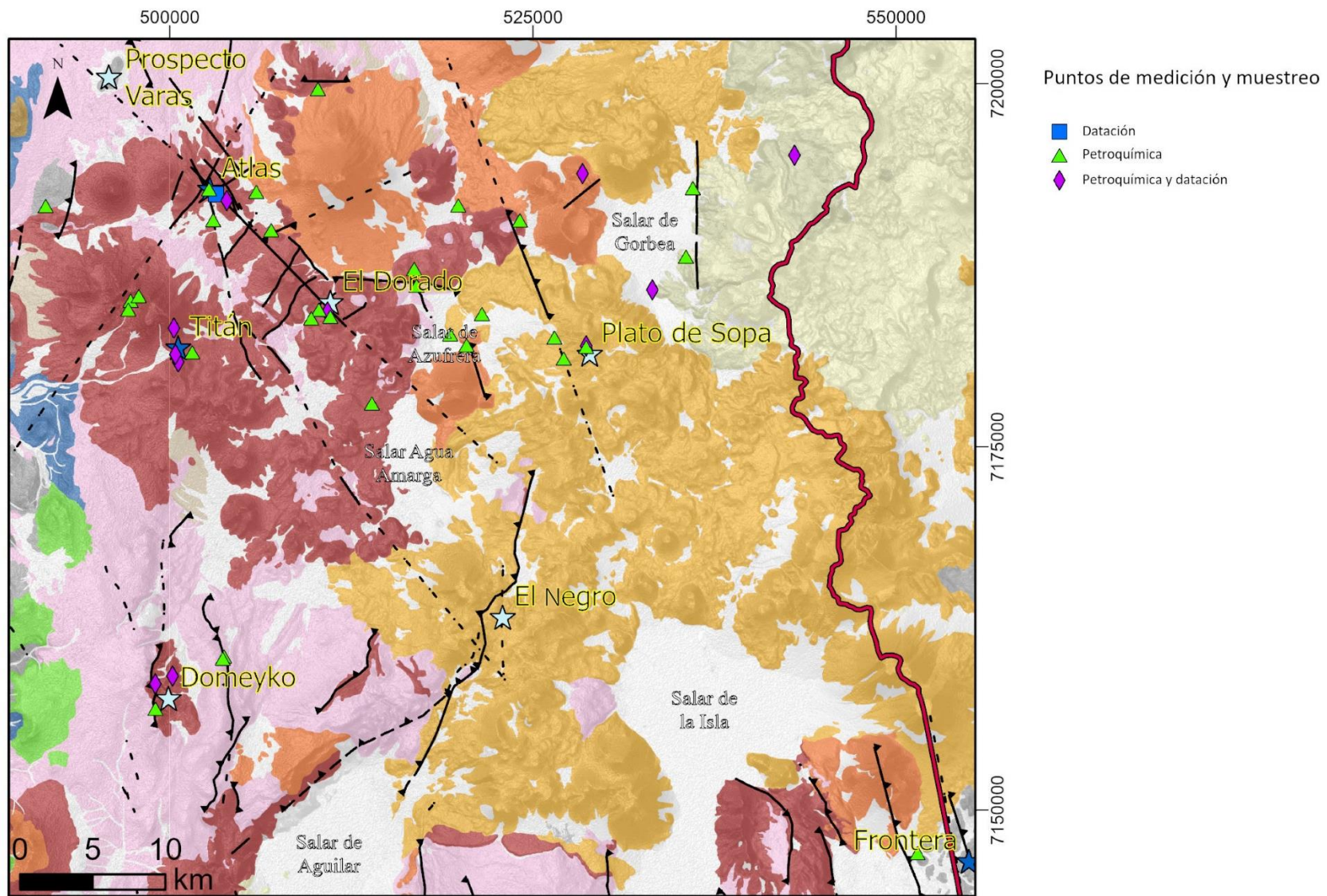


Figura 1311. Mapa de ubicación de muestras extraídas y puntos estructurales medidos.

Mioceno Inferior

El Mioceno Inferior está representado por rocas volcánicas, que desde un punto de vista petrográfico son rocas leucocráticas a melanocráticas, holocristalinas a hipocristalina, generalmente inequigranular, porfírica, hipidiomorfas. Se encuentran conformadas por abundantes plagioclasas, piroxenos, anfíboles y en algunos casos biotita, en una matriz afanítica. Localmente, algunas muestras poseen amígdalas o vesículas.

La proporción modal de los fenocristales en las muestras es de 40% a 60% de plagioclasa, 5-25% de piroxeno, hasta un 20% de anfíbol, biotita de 0% a 5% y cuarzo entre 0% y 20%. Las texturas más recurrentes corresponden a plagioclasas zonadas, *sieve* y parche, mientras que en anfíboles se distinguen bordes de reacción. En algunos casos las biotitas se encuentran levemente cloritizadas. La matriz es fundamentalmente felsítica y en algunos casos es vitrofírica (ignimbritas).

Desde un punto de vista petroquímico su composición principalmente es andesítica a dacítica, son calco-alcalinas medianamente enriquecidas en potasio, mayormente metaluminosas con algunas muestras con señal adakíticas (Fig. 15). Las firmas petroquímicas indicaron valores de La/Yb entre 6.3 y 22.6, Sr/Y 11.3 a 73.6, Sm/Yb 2.1 a 5.0 y V/Sc 8.5 a 15.9 (Fig. 16).

Mioceno Medio

Corresponden a rocas ígneas efusivas, que desde un punto de vista petrográfico son leucocráticas a melanocráticas, holocristalinas a hipocristalinas, generalmente inequigranular, porfírica e hipidiomorfa. Están conformadas por abundantes plagioclasas, piroxenos en algunos casos anfíboles, en una matriz afanítica. La mayoría de estas no presentan estructuras, y si las poseen son principalmente vesículas que en algunos casos se encuentran rellenas por sílice.

La proporción de fenocristales varía entre 30% y 55% de plagioclasa, 2% a 25% de piroxenos y anfíboles entre 0% y 10%. Las texturas más recurrentes corresponden a plagioclasas zonadas, parche y *sieve*, mientras que los piroxenos se distinguen como agregados glomeroporfíricos. La textura de la matriz es prioritariamente traquítica y en algunos casos intersertal.

Desde un punto de vista petroquímico son exclusivamente andesítica a dacítica, calcoalcalinas altamente enriquecidas en potasio, prioritariamente metaluminosas. Algunas muestras plotean en la intersección entre adakíticas y andesitas y dacitas normales en base a su razón Sr/Y (Fig. 15). Las firmas petroquímicas indicaron valores de La/Yb entre 11.7-12.7, Sr/Y 23.1-34.2, Sm/Yb 3.1-3.2 y V/Sc 9.4-12.7 (Fig. 16).

Mioceno Superior

La muestra estudiada del Mioceno Superior corresponde a una roca ígnea efusiva, que desde un punto de vista petrográfico es una roca melanocrática, hipocristalina, inequigranular, porfírica,

hipidiomorfa. Está conformada por abundantes plagioclasas y piroxenos, en una matriz afanítica y presenta amígdalas con sílice y óxidos.

La proporción de fenocristales es ~60% de plagioclasa, ~25% de piroxeno. Las texturas más recurrentes corresponden a plagioclasas y piroxenos con parche. La textura de la matriz es prioritariamente vitrofírica.

Desde un punto de vista petroquímico la roca es andesítica, calcoalcalina altamente enriquecida en potasio, y metaluminosa (Fig. 15). Las firmas petroquímicas indicaron valores de $La/Yb = 12.33$, $Sr/Y = 22.28$, $Sm/Yb = 3.7$ y $V/Sc = 11.84$ (Fig. 16).

Plioceno-Holoceno

Desde un punto de vista petrográfico son rocas leucocráticas a melanocráticas, hipocrystalinas, inequigranular, porfírica, hipidiomorfas. Están conformadas por abundantes fenocristales en una proporción de 20-45% de plagioclasa, 0-20% de piroxeno, 0-15% de anfíbol, y 0-5% de biotita. Las texturas más recurrentes corresponden a plagioclasas zonadas, *sieve* y parche, mientras que en anfíboles y piroxenos se distinguen glomeroporfírica. Las texturas de la matriz más recurrentes son traquítica, intersertal y en algunos casos vitrofírica.

Desde un punto de vista petroquímico la composición es principalmente andesítica a dacítica, calcoalcalina, rica en potasio, metaluminosa (Fig. 15). Las firmas petroquímicas indicaron valores de La/Yb entre 11.9-20.9, Sr/Y 14.9-33.9, Sm/Yb 2.5-4.6 y V/Sc 9.4-12.3 (Fig. 16).

Tabla 4. Resumen muestras petrográficas.

Id	Ubicación		Litología	Mineralogía (%)							Textura	Edad		
	N	E		Plag	Qz	Px	Anf	Bt	Op	MF		Edad (Ma)	Err (Ma)	Método
560205042	7190671	502980	Dacita (Px ±Anf)	45	15	>1		2	38	felsítica	20.7	3.7	K-Ar RT **	
560205043	7183172	500287	Andesita (Px)	45	25			>1	40	vitrofírica	16.2	1.5	K-Ar RT **	
560205044	7180847	500580	Dacita (Px ±Anf)	50	15	>1		>1	35	felsítica a vitrofírica	16.2	1.5	K-Ar RT **	
560205045	7181576	501540	Dacita (Px ±Anf)	30	10	15	20		15	felsítica	16.2	1.5	K-Ar RT **	
560205046	7181359	500387	Dacita (Anf Px)	40		14	30		15	felsítica a vitrofírica	16.5	0.17	U-Pb Zc ●	
560205047	7192799	502699	Dacita (Bt)	60	10			5	40	felsítica a vitrofírica	20.7	3.7	K-Ar RT **	
560205049	7185806	533218	Andesita (Px)	40		25			5	30	intersertal	1.6	0.4	K-Ar RT **
560205050	7188156	535528	Andesita (Px ±Anf)	30		25	1		44	traquítica	0.7	0.01	K-Ar RT **	
560205051	7192873	536001	Dacita (Px)	40	5	10			40	intersertal	0.7	0.01	K-Ar RT **	
560205052	7193807	528413	Andesita (Px)	30		25			45	vitrofírica	12.8	0.7	K-Ar RT **	
560205055	7147108	551476	Diorita (Px)	60		2	5		43	hipabisal felsítica	266.8	4	U-Pb Zc**	
560205056	7191641	491456	Gabro (Bt±Cl ±Px)	85				15	>1	felsítica	323.9	2.6	U-Pb Zc*	
560205057	7182798	519300	Andesita (Px)	60		25			15	vitrofírica	5.2	0.5	K-Ar RT **	
560205058	7182060	520426	Dacita (Px)	50	20	15			15	vitrofírica	14.5	0.9	K-Ar RT **	
560205059	7178049	513910	Dacita (Px)	45		15			40	vitrofírica	15.8	2.7	K-Ar RT **	
560206030	7173592	522154	Andesita (Px)	40		25			35	intersertal	13	1.9	K-Ar RT **	
560206031	7173592	522154	Andesita (Px)	30		5			65	vitrofírica	17.7	1.8	K-Ar RT **	
560206032	7173592	522154	Dacita (Px ±Anf)	40	20	15	>1		25	intersertal a felsítica	1.6	0.4	K-Ar RT **	
560206033	7157043	499012	Traquidacita (Px)	40	20	15			25	vitrofírica	17.2	1.4	Ar/Ar Bio **	
560206034	7158686	499004	Andesita (Anf ±Bt)	40			15	2	>1	43	hialopilitica	20.8	0.22	U-Pb Zc ●
560206035	7159221	500188	Andesita (Anf)	60			20		20	intersertal	21.7	1.5	U-Pb Zc ●	
560206036	7160630	503734	Dacita (Anf)	30		2	10		58	vitrofírica	17.2	1.4	Ar/Ar Bio **	
560206037	7160481	503643	Dacita (Anf ±Px)	30		5	15		50	vitrofírica	17.2	1.4	Ar/Ar Bio **	
560206038	7185120	497301	Andesita (±Px)	30		2		>1	68	felsítica	16.5	1.2	K-Ar RT*	
560206039	7185445	497864	Andesita (Px)	50		15			35	traquítica a felsíticas	16.5	1.2	K-Ar RT*	

Id	Ubicación		Litología	Mineralogía (%)						Textura	Edad			
	N	E		Plag	Qz	Px	Anf	Bt	Op		MF	Edad (Ma)	Err (Ma)	Método
560206040	7184515	497142	Andesita (Px)	45	5					50	traquitica	16.5	1.2	K-Ar RT*
560206041	7184281	510858	Dacita (Anf ±Px)	45	5	10				40	traquitica	17.2	0.2	U-Pb Zc ●
560206042	7184018	511046	Andesita (Px)	55	25			>1		20	intersertal a traquitica	15.6	0.6	K-Ar RT **
560206043	7184504	510262	Andesita (Px)	50	20					30	traquitica	15.6	0.6	K-Ar RT **
560206044	7183909	509732	Dacita (Px ±Anf)	45	5	1				49	intersertal	15.6	0.6	K-Ar RT **
560206045	7184352	506732	Andesita (Anf ±Bt)	45			15	5		35	traquitica	16.2	0.6	K-Ar RT **
560206046	7181135	527111	Andesita (Px ±Anf)	35	15	10		>1		40	intersertal	4	0.01	Ar/Ar Bio **
560206047	7181943	528659	Dacita (Px ±Anf)	35	15	10				40	vitrofírica	4.3	0.27	U/Pb Zc ●
560206049	7182585	526474	Andesita (Px ±Anf)	45	10	1				44	traquitica	4.7	0.01	K-Ar RT **
560206050	7184205	521485	Andesita (Px)	35	15			>1		50	vitrofírica	4.7	0.01	K-Ar RT **
560206051	7187685	526576	Dacita (Px ±Anf)	20	10	5				65	vitrofírica	4.7	0.01	K-Ar RT **
560206052	7186162	516985	Dacita (Px ±Anf)	35	10	2				53	vitrofírica	17.9	0.17	Ar/Ar Bio **
560206053	7187314	516820	Riolita (Px)	20	10					70	vitrofírica	17.3	1.3	K-Ar RT **
560206054	7199691	510196	Andesita (Px ±Anf)	35	15	10				40	vitrofírica	11.2	0.9	K-Ar RT **

Fuente de las edades, ● este trabajo, *Venegas et al., 2013, **Naranjo et al., 2013a.

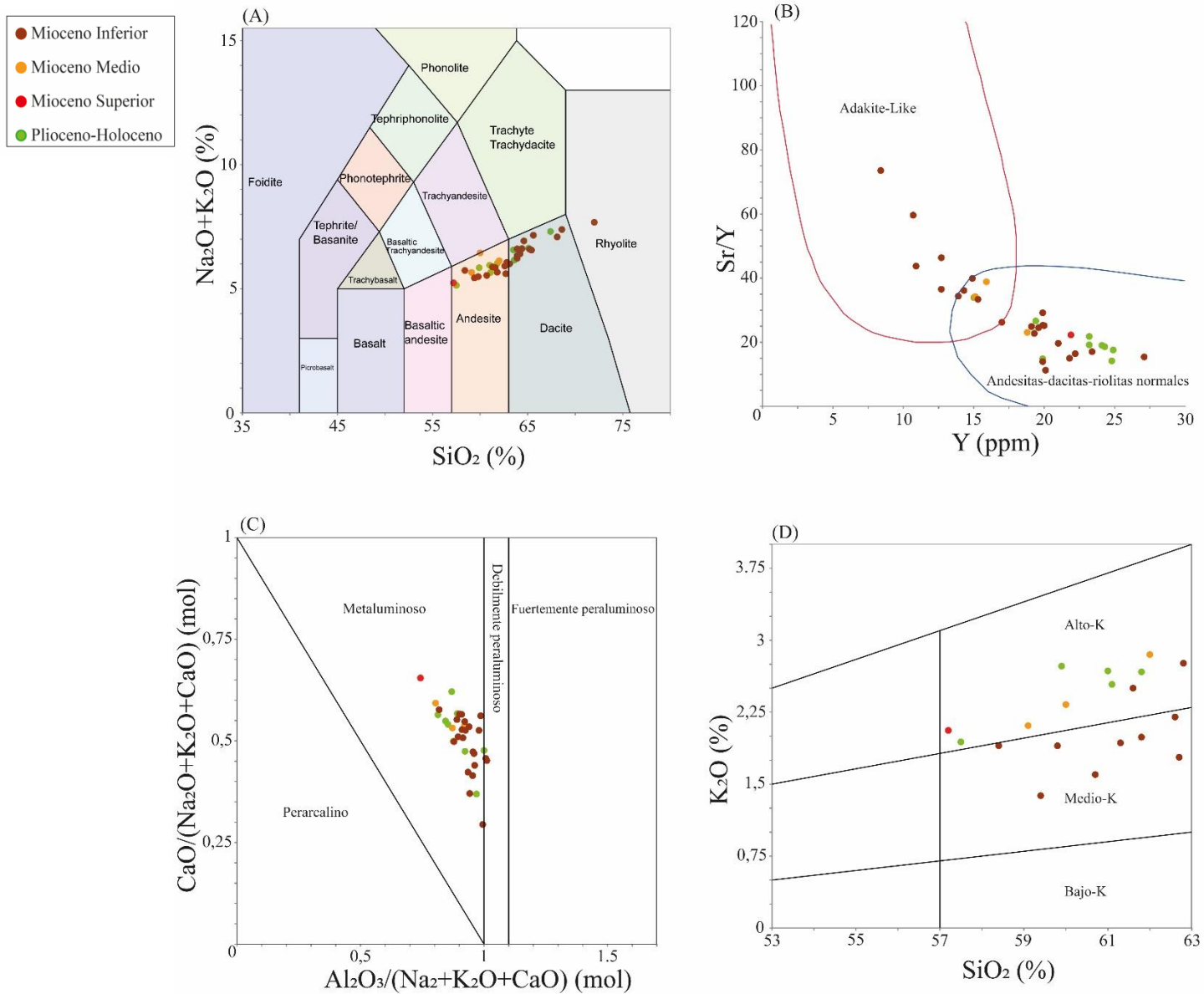
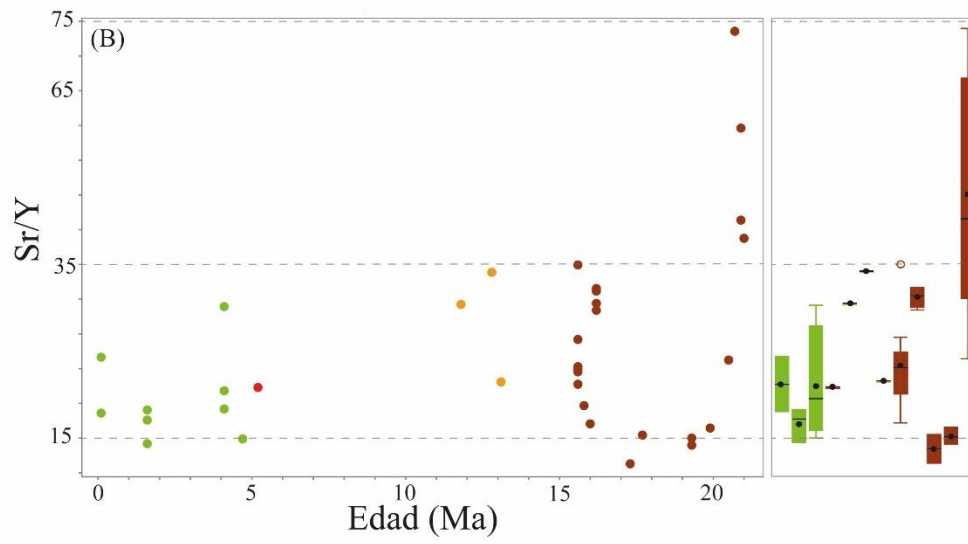
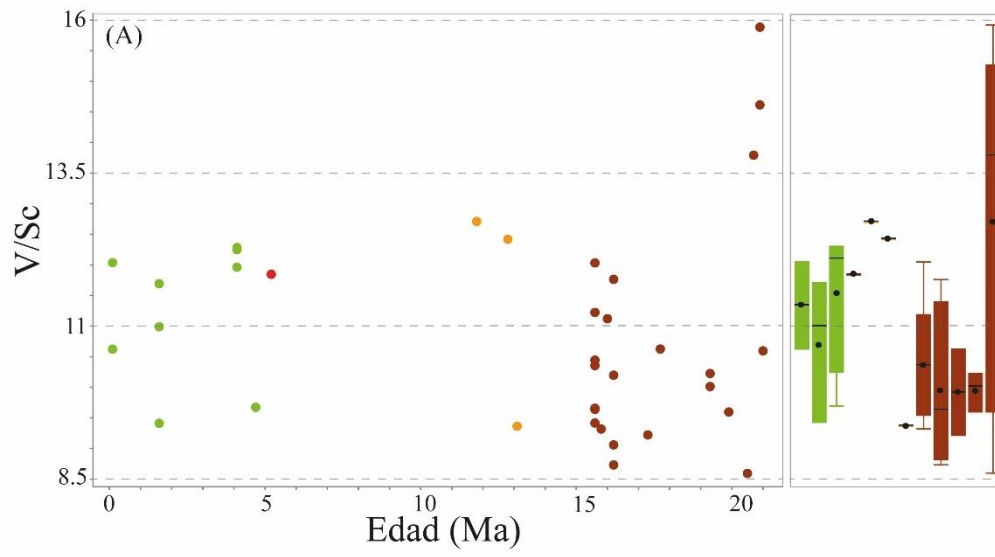


Figura 14. (A) Diagrama TAS para rocas ígneas extrusivas (Le Maitre et al., 1989); (B) Diagrama de adakitas (Richard y Kerrich, 2007); (C) Índice de saturación de alúmina (Barton y Young, 2002); (D) Diagrama tipos de andesita.



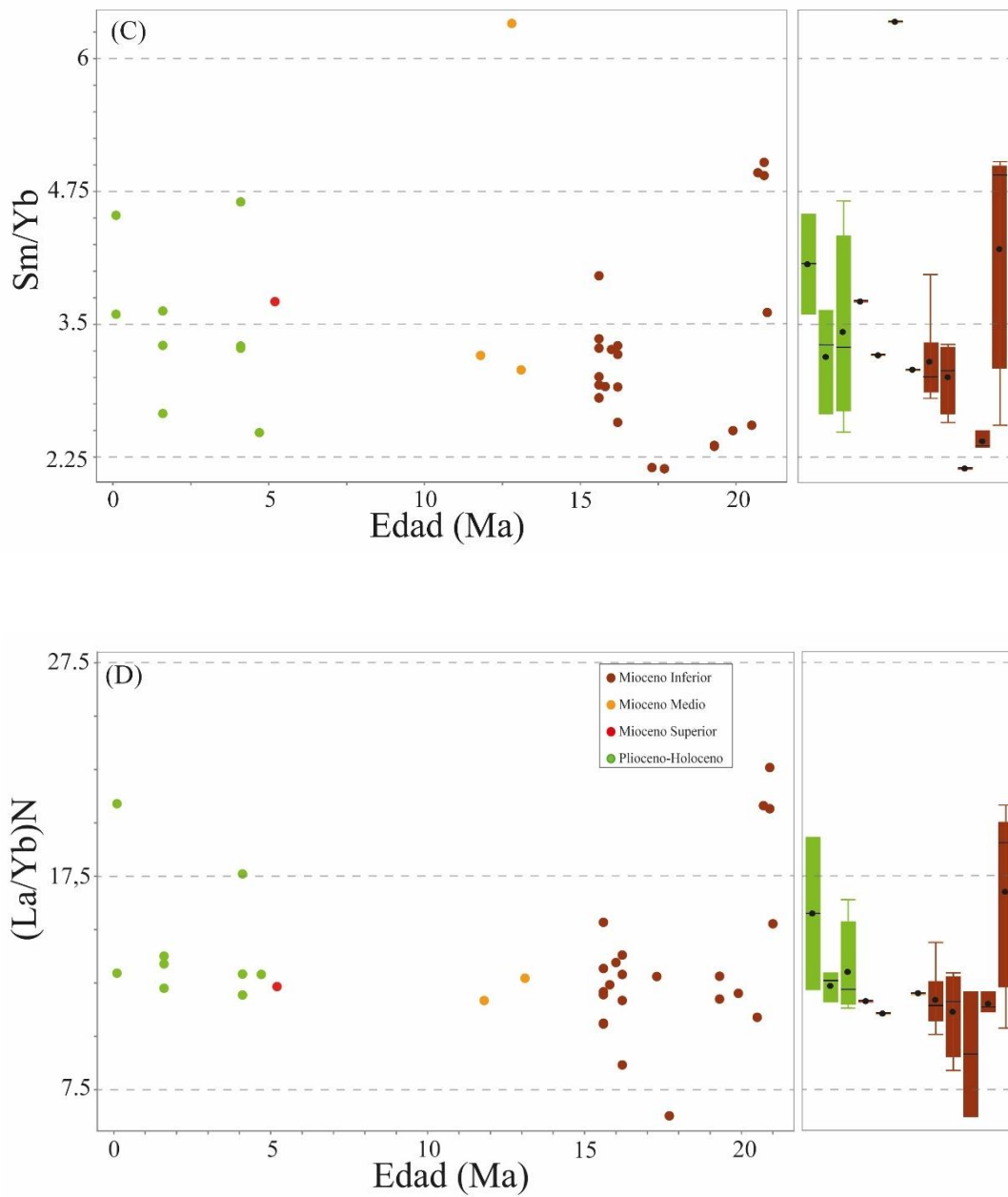


Figura 1512. Variaciones de elementos traza versus edad. (A) V/Sc; (B) Sr/Y; (C) Sm/Yb; (D) La/Yb_N. Las edades en que se sustentan estas muestras corresponden a las unidades datadas por SERNAGEOMIN (Tomlinson et al., 1999, Seggiaro et al., 2007, Cornejo et al., 2009, Venegas et al., 2013, Naranjo et al., 2013a,b, Naranjo et al., 2016).

Geocronología y geoquímica de circones

Siete muestras de rocas ígneas extrusivas se seleccionaron para determinar su edad mediante el método de U-Pb en circón y análisis de química mineral utilizando LA-ICP-MS en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Las edades U-Pb de las muestras permiten constreñir la evolución temporal de las unidades, mientras que el análisis de elementos traza en circón, permite obtener información sobre la evolución del arco volcánico del Mioceno-Holoceno. Los circones analizados en este estudio son transparentes y prismáticos. La ubicación de las muestras analizadas, su litología y su edad se resumen en la Tabla 5.

En general, las muestras analizadas fluctúan entre el Mioceno Superior al Plioceno, con edades que van desde 5 hasta 22 Ma (Tabla 5), con una excepción notable de circones heredados del Pérmico, con edades entre 259 y 290 Ma.

Tabla 5. Resumen de las muestras analizadas por LA-ICP-MS.

N°	Muestra	UTM		Ocurrencia	Litología	Edad U-Pb (Ma)
		N	E			
1	5038	503185	7192391	Atlas	Andesita	21.9±0.32
2	5039	503925	7191951		Andesita	21±0.68
3	5046	500387	7181360	Titán	Dacita	16.5±0.17
4	6034	499004	7158686	Domeyko	Andesita	20.8±0.22
5	6035	500189	7159222		Andesita	21.7±1.5
6	6041	510859	7184282	Mioceno-El Dorado	Dacita	17.2±0.2
7	6047	528660	7181944	Plato de Sopa	Dacita	4.3±0.27

Los patrones de REE normalizados a condrito en circones, muestran características típicas de rocas ígneas de arcos continentales con un enriquecimiento en tierras raras pesadas (HREE) respecto a tierras raras livianas (LREE) y anomalías negativas de Eu (Fig. 17). Los circones de las muestras 5046, 6047 y 6041 (Fig. 18A) muestran una anomalía de Eu relativamente menor (Eu/Eu^* entre 0.26 y 0.39), mientras que las muestras 5038 y 5039 presentan una anomalía de Eu ligeramente mayor (Eu/Eu^* entre 0.41 y 0.44). Las muestras 6034 y 6035 muestran una anomalía de Eu marcadamente mayor (Eu/Eu^* entre 0.5 y 0.6). Los datos de anomalías de Eu en circón se representan en función de la edad en la Figura 18A e indican que entre los 17 y 15 Ma las razones Eu/Eu^* son considerablemente bajas ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.4$), al igual que entre 5 y 3 Ma. En contraste, entre los 18 y 25 Ma, las razones Eu/Eu^* son generalmente mayores a 0.4 (Fig. 17A).

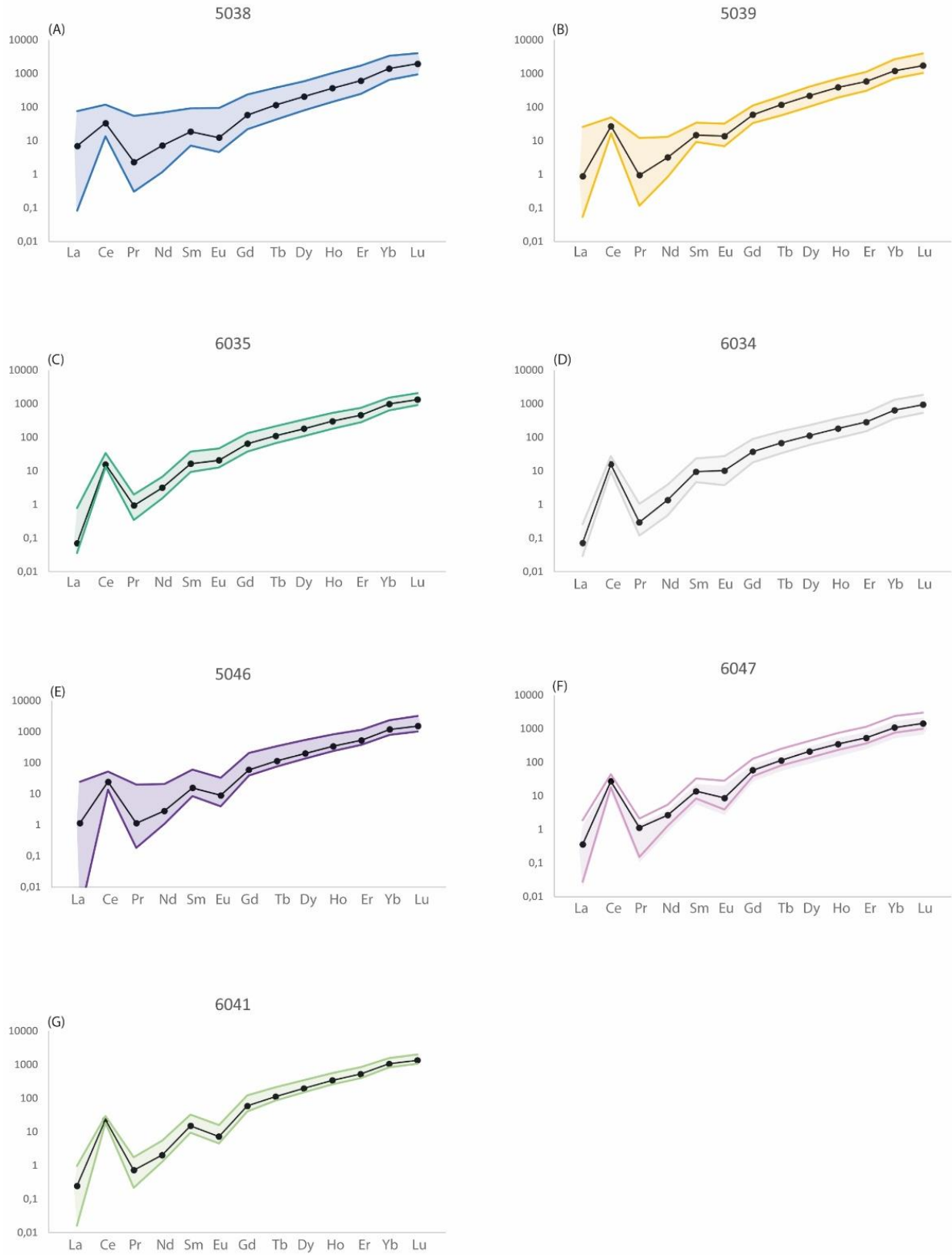


Figura 16. Diagrama Spider para REE, normalizada al condrito (McDonough y Sun, 1995).

La Figura 18B muestra la fugacidad del oxígeno magmático (fO_2) representada en función de la edad. La fO_2 del circón se estimó según Loucks et al. (2020) y se expresa en unidades logarítmicas sobre o bajo el buffer de Fayalita-Magnetita-Cuarzo (ΔFMQ). El análisis reveló valores de ΔFMQ generalmente mayores a 0, con la excepción de la muestra 6041 (Mioceno-El Dorado), que se encuentra alrededor de -0.1 . Similar a los intervalos de Eu/Eu^* , entre 17 y 15 Ma y 5 a 3 Ma, los valores de este indicador son bajos, entre -0.1 y $+0.4$, mientras que, entre 18 y 25 Ma, se encuentran entre $+0.7$ y $+1.2$ (Fig. 18B).

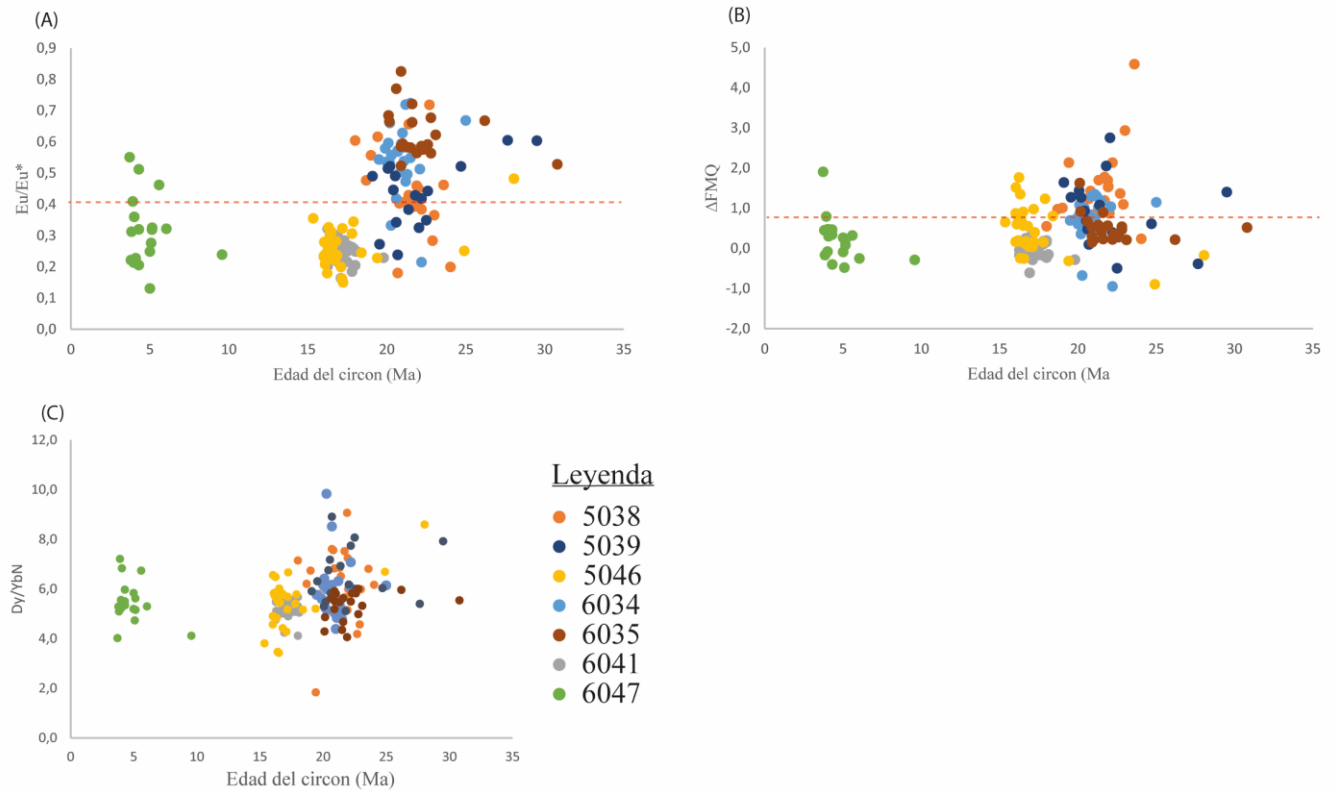


Figura 18. (A) Eu/Eu^* vs edad; (B) Oxibarómetro ΔFMQ vs edad; (C) Dy_N/Yb_N vs edad.

5. DISCUSIÓN

5.1. El Distrito Gorbea: implicancias para la exploración desde el punto de vista del *Mineral System*

El distrito Gorbea presenta un caso de interés para la exploración minera bajo la perspectiva del *Mineral System*. Este concepto busca integrar diversos conjuntos de datos geológicos, incluyendo litología, estructuras, geoquímica, petrografía y petrocronología asociadas a expresiones superficiales y afloramientos. La predicción precisa de la ubicación y potencial de los yacimientos se convierte en un factor crítico bajo estas condiciones. El enfoque del *Mineral System* ofrece un marco integral y predictivo que impulsa la exploración de recursos minerales, donde aspectos como la arquitectura, la geodinámica, la fertilidad y la preservación del yacimiento son cruciales para generar anomalías de interés.

El distrito Gorbea se caracteriza principalmente por una intensa actividad volcánica desde el Mioceno al Holoceno, bien conservado gracias a la hiperaridez de la zona. Esta condición permite identificar áreas con anomalías geoquímicas que pueden correlacionarse con complejos ígneos de edades y distribuciones espaciales similares. Las evidencias superficiales consisten principalmente en litologías consolidadas, como coladas de lavas y extensas zonas de ignimbritas, que están delimitadas por las primeras. Esta disposición limita las zonas de mineralización, ya que se requiere una susceptibilidad adecuada para formar permeabilidad secundaria. Por ello, la exploración se restringe a zonas con un control estructural relevante y donde convergen múltiples estructuras.

A continuación, se discute desde un punto de vista del concepto *Mineral System* la evolución del área y las zonas con indicadores propicios de mineralización.

5.1.1. Arquitectura

Es bien sabido que los arcos volcánicos están relacionados con la subducción, pero el mecanismo de ascenso del fundido es aún materia de debate. En entornos compresivos, se propone la hipótesis de la “columna de MUSH”, donde el fundido asciende mediante una red de diques asociados a cámaras magmáticas a distintos niveles de la corteza. Mientras que, en regímenes extensionales, las vías son más directas, con diques conectando desde la fuente hacia la superficie (Cashman et al., 2017).

Los antecedentes recopilados junto a los nuevos datos aportados en este trabajo, indican que el distrito Gorbea ha experimentado diferentes mecanismos de emplazamiento de fundido debido a su historial de regímenes tectónicos tanto compresivos como extensivos. La resolución de las vías magmáticas profundas en el distrito Gorbea es complicada debido a la falta de expresiones superficiales. Sin embargo, para entender la ubicación de los potenciales depósitos en el lugar, es fundamental considerar estos canales translitosféricos que el fundido probablemente ocupó durante su ascenso hacia la superficie.

Desde un punto de vista de la arquitectura cortical, el distrito Gorbea está fuertemente influenciado por estructuras profundas como son los corredores translitosféricos previamente mencionados. Estos corredores, caracterizados por su alta permeabilidad y conectividad entre el manto litosférico y la corteza, tienen un control significativo sobre la ubicación de los yacimientos (Hronsky et al., 2012). En el área de estudio, estas estructuras tienen orientaciones NW, NE y NS (Farrar et al., 2023), y a escala distrital, se han identificado posibles expresiones superficiales de estos corredores (Figs. 19 y 25). Entre ellos destacan el corredor Culampaja representada por las fallas Dorada, Frontera, Basal, Río Frío y Corredora, mientras que las fallas Cerro Quebrado, Salar Azufrera y el Lineamiento Moreno estarían asociadas al Sistema de Fallas Claudio Gay y la falla Atlas con el corredor Pedernales-Arizano (Tabla 6). Estas estructuras han podido ser correlacionadas debido a su rumbo, proximidad y/o repetidas evidencias de reactivaciones desde el Mesozoico, Paleozoico o incluso épocas más antiguas (Seggiaro, 2007; Cornejo et al., 2009).

Tabla 6. Componentes estructurales de los corredores principales.

Estructura	Orientación	Corredor		
Falla Salar Azufrera	NS	Sistema de Falla Claudio Gay		
Lineamiento Moreno				
Cerro Quebrado				
Río Frío				
Falla Dorada Falla Frontera Falla Basal Falla Corredora	NW	Culampaja		
Falla Atlas			NE	Pedernales-Arizano

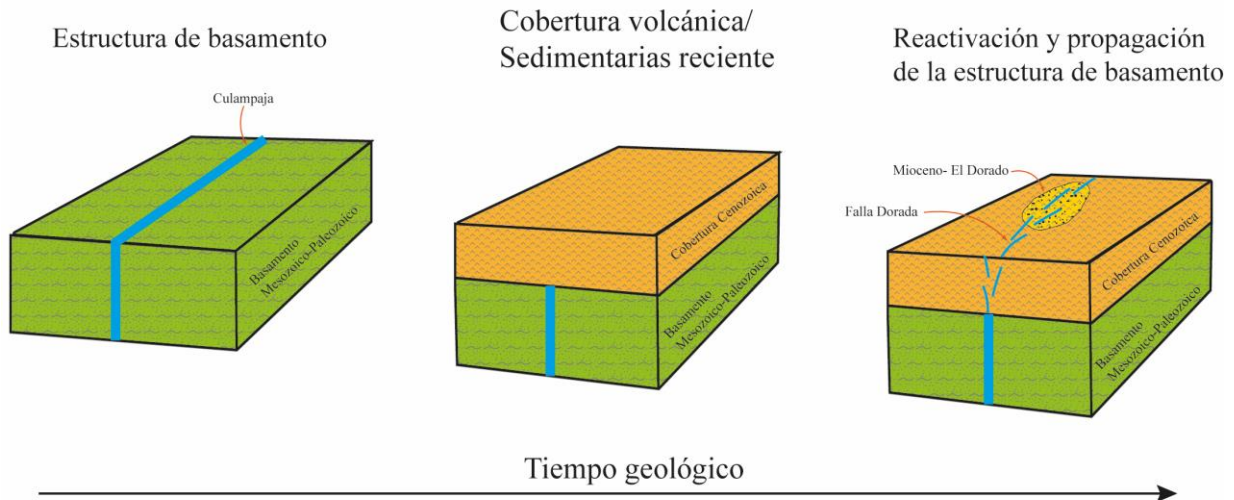


Figura 1913. Diagrama que ilustra el efecto de estructuras heredadas sobre cobertura volcánica (modificado de McCuaig et al., 2014).

De las estructuras mencionadas anteriormente, destacan las fallas NW Dorada y Corredora asignables al corredor Culampaja y que poseen zonas de alteración de interés, lo que sugiere una probable alta presión de fluidos necesaria para la activación de estas estructuras (Sibson, 1991). De manera similar, destaca la falla NE Atlas, asignable al lineamiento Pedernales-Arizano, ya que controla parte de la alteración del prospecto Atlas, lo que la hace más interesante en comparación con otras estructuras. Otra estructura con una relación espacial significativa con la alteración local es la falla NE Negra, la cual también ha generado una importante deformación en la zona, alzando grandes secuencias volcánicas. Estas estructuras por sí solas no parecen ser responsables del ascenso de los fluidos, sino más bien las intersecciones entre estas estructuras y una fuerte componente compresiva horizontal, son las que focalizan el flujo de fluidos y magmas desde el manto hasta la corteza superior durante eventos de alta compresión horizontal (Farrar et al., 2023).

5.1.1.1. Dominios favorables

Dentro de la zona de estudio, resulta complejo distinguir evidencias claras en superficie de fallas debido a la amplia cobertura, pero de acuerdo con lo señalado en el marco geológico estructural, es posible identificar una serie de estructuras del basamento, las que, según trabajos anteriores, son profundas y antiguas (Seggiaro, 2007; Cornejo et al., 2009, Farrar et al., 2023). Estas estructuras presentan algunas evidencias superficiales, las que en algunos dominios presentan claras intersecciones que son fundamentales para el ascenso de fundido desde zonas corticales profundas hasta la superficie (Farrar et al., 2023). En la zona de estudio solo se han reconocido estas intersecciones estructurales en Atlas, El Dorado (dominio Noroccidental) y El Negro (dominio Suroriental). Además, se ha comprobado que no todas las estructuras son favorables para el emplazamiento y ascenso de un sistema fértil en un periodo determinado. Los resultados muestran relaciones claras entre los paleoesfuerzos relacionados con el ángulo de subducción y las estructuras contemporáneas para la formación de yacimientos. Según Piquer et al. (2021), las

condiciones más favorables para el emplazamiento de un depósito magmático-hidrotermal se dan en regímenes compresivos a transpresivos con un control estructural proporcionado por fallas profundas y severamente desalineadas con respecto al esfuerzo principal (σ_1) para su activación ($>53^\circ$), a partir del cual la presión de fluidos requerida para su activación es cada vez más alta. En tal caso estas fallas inhibirían el ascenso del fundido y los fluidos hidrotermales, permitiendo que el fundido tenga tiempo para diferenciarse y acumular grandes cantidades de volátiles. Estos magmas y volátiles diferenciados podrían liberarse violentamente y canalizarse por las fallas desalineadas durante eventos catastróficos transitorios.

El ángulo más favorable para generar estas estructuras de deslizamiento de fallas, de acuerdo con Sibson (1991), es superior a 53° con respecto al esfuerzo mayor (σ_1). A partir de este ángulo, las estructuras requieren una presión de fluidos mucho más alta para su reactivación, lo que facilita la acumulación de fluidos hidrotermales a altas presiones (Fig. 20). Esto también favorece el comportamiento de *pumping* y la diferenciación de los magmas (Sibson, 1991).

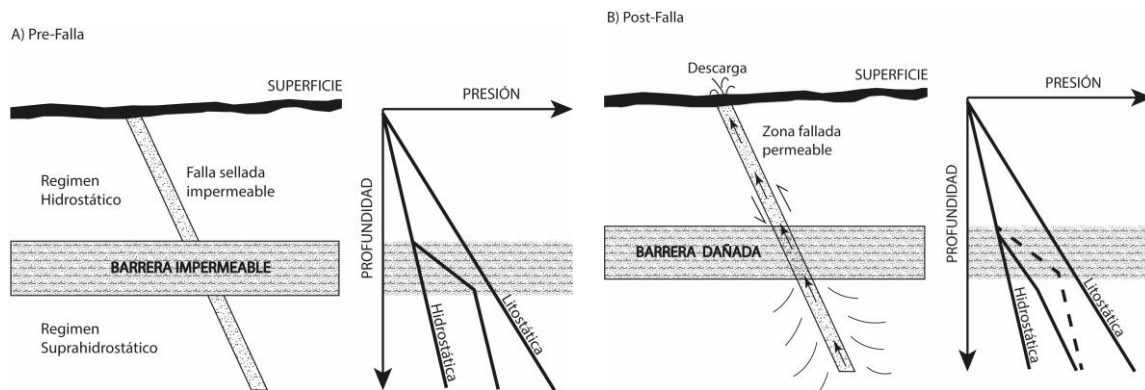


Figura 20. Proceso de activación de una falla y su efecto en el ascenso de fluidos (modificado de Sibson, 1991)

Este tipo de procesos se ha verificado que juegan un rol en la formación de depósitos epitermales (Jara, 2021), donde las ocurrencias mineralizadas del EIB, están fundamentalmente vinculadas con la alta relación de esfuerzos y las sobrepresiones de fluidos requeridas para superar el mayor acoplamiento intraplaca y las restricciones friccionales asociadas al *flat slab*, así como para generar las condiciones necesarias para la inversión de fallas de alto ángulo "severamente mal orientadas".

Dominio Noroccidental

En el dominio noroccidental del distrito, es posible identificar la disposición de las estructuras en conjunto con la envolvente de esfuerzos del Mioceno Inferior (Fig. 21), cercana a $N70^\circ E$ (Casas et al., 1987). En particular, se observa que la estructura principal, la Falla Dorada, presenta un ángulo cercano a 65° con respecto al esfuerzo principal (σ_1). Esto es favorable desde

el punto de vista del criterio, ya que cumple con ser una estructura mal orientada, es decir favorable para el alojamiento de sistemas fértiles (Piquer et al., 2021), subvertical, ya que presenta una cinemática *strike-slip* y se asocia a un corredor. Además, se intersecta con otras estructuras profundas como el lineamiento Pedernales-Arizano, confiriéndole un dominio beneficioso desde el punto de vista arquitectónico.

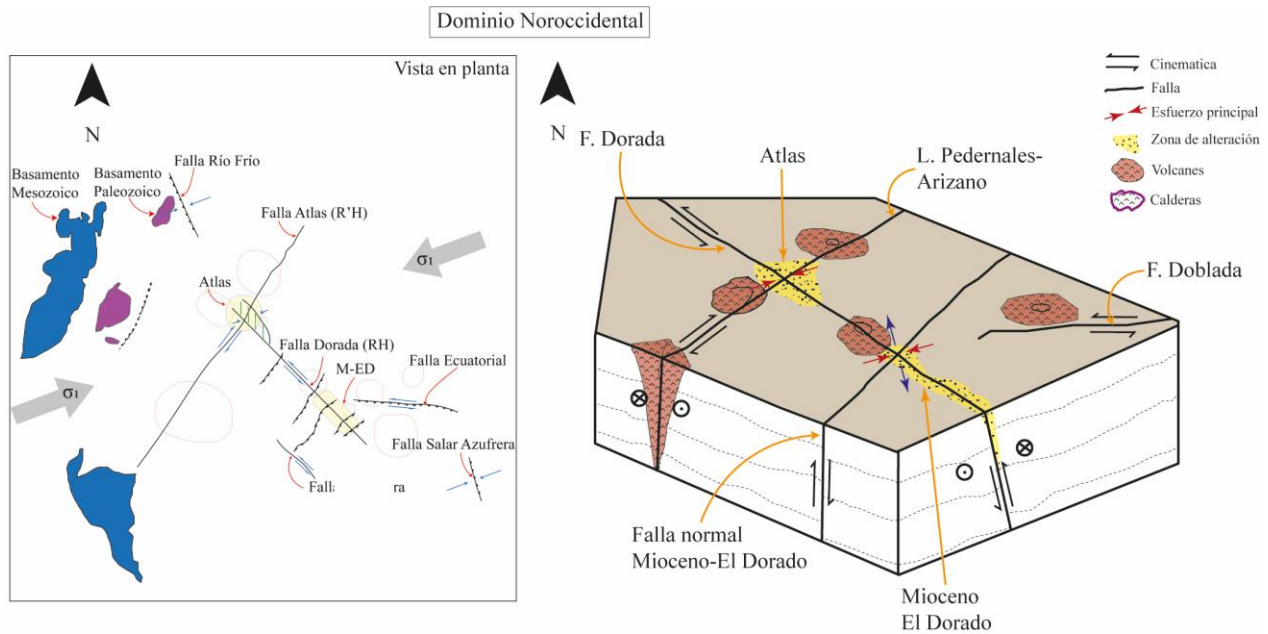


Figura 21. Diagrama de estructuras, con vista en planta y lateral (dominio Noroccidental).

Dominio Suroriental

Dentro del dominio Suroriental en el distrito, es también posible identificar la disposición de las estructuras junto con la envolvente de esfuerzos del Mioceno Superior (Fig. 22), correspondiente a $N80^\circ E$ (Casas et al., 1987). Entre estas estructuras, la principal es la Falla Negra, la cual muestra un ángulo cercano a 54° con respecto al esfuerzo principal (σ_1) (Fig. 22). Esto es positivo según el criterio establecido, aunque es importante destacar que la presión de fluidos requerida para su activación es menor que en el caso anterior, debido a que presenta un ángulo más cercano al ángulo crítico (Piquer et al., 2021). Aunque se considera una estructura mal orientada favorable para canalizar fluidos, no presenta características óptimas como ser subvertical, tener cinemática *strike-slip*, o tener una asociación clara con un lineamiento mayor.

Por otro lado, el lineamiento Moreno ofrece una intersección favorable para el ascenso del magma, lo cual junto con lo anteriormente mencionado, confiere al dominio una arquitectura que

no posee los indicadores óptimos como serían cinemática *strike-slip*, un manteo pronunciado y asociarse a un corredor translitosférico evidente.

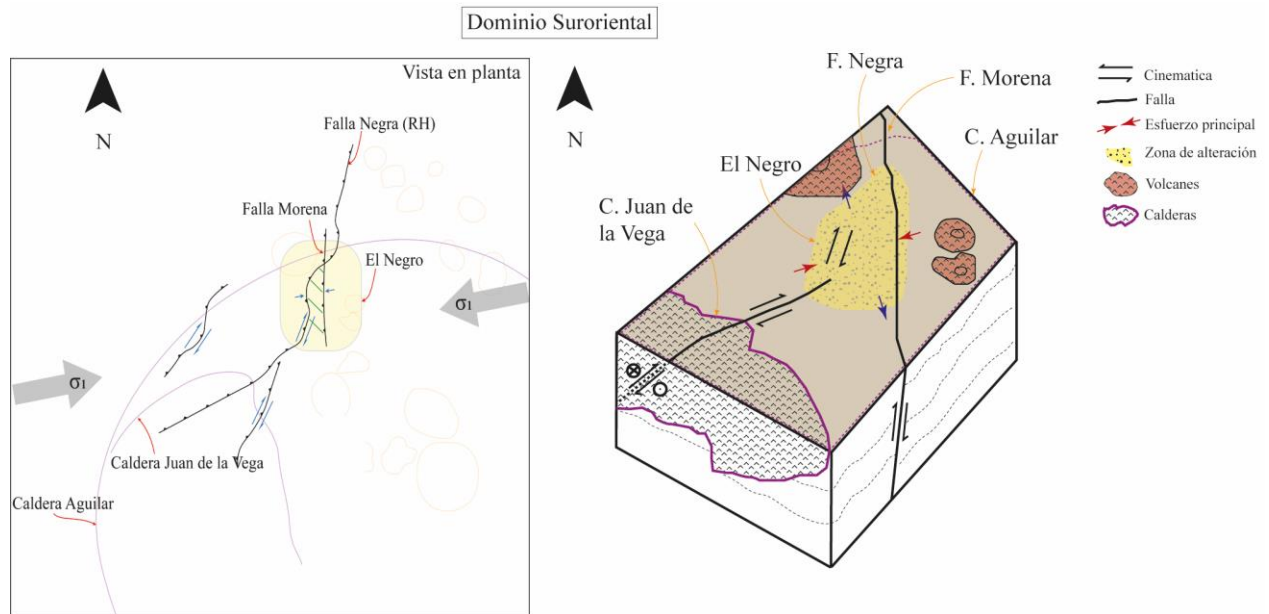


Figura 22. Diagrama de estructuras, con vista en planta y lateral (dominio Suroriental).

5.1.1. Geodinámica

Desde un punto de vista geodinámico, la formación de sistemas minerales requiere de barreras de fluido transientes, que permiten la acumulación de energía y presión, favoreciendo la mineralización (McCuaig y Hronsky, 2014).

La geoquímica de roca total permite asociar ciertas razones elementales con condiciones magmáticas. Por ejemplo, existe una relación entre el grosor cortical y la razón La/Yb_N (Profeta et al., 2015), el aporte de fluidos del *slab* con la razón Ba/La (Jara et al., 2021), y el fraccionamiento de ciertas especies minerales a través de la razón Sm/Yb (Kay et al., 2013). Por otra parte, y en conjunto con la información de terreno, es posible identificar factores críticos como el régimen tectónico. En este estudio, se relaciona la geoquímica de rocas volcánicas desde el Mioceno al presente, con la arquitectura para entender la evolución geodinámica de la zona. A continuación, se presenta una evolución del distrito desde el Oligoceno al Holoceno basado en los antecedentes recopilados y la nueva información generada en este estudio.

La geoquímica de las rocas del Oligoceno Superior revela una corteza con un fraccionamiento notable de piroxeno (Fig. 23B). Además, se tiene una tasa de convergencia relativamente baja en comparación al Mioceno, mientras que el ingreso de fluidos del *slab* es relativamente bajo (Fig. 23D), lo que sugiere un contexto levemente compresivo. Las rocas del Mioceno Inferior (20-16 Ma) exhiben relaciones de $(La/Yb)_N$ más altas, indicando un engrosamiento progresivo de la corteza (Kay et al., 1994; Mpodozis et al., 1995).

Durante el Mioceno Inferior, se experimentó un régimen tectónico de transición, alternando entre compresivo y extensivo, lo que derivó en una variedad composicional de productos volcánicos, principalmente estructuras volcánicas medianamente conservadas e ignimbritas asociadas al colapso de la caldera Aguilar.

A continuación se describen en detalle las características y condiciones geodinámicas para la zona de estudio desde el Mioceno Inferior.

Mioceno Inferior (Aquitaniense)

Durante este período, la zona experimentó un régimen compresivo evidenciado por la razón de Sr/Zr (Loucks y Fiorentini, 2023), generado por una alta tasa de subducción (>140 mm/a) y una evidente corteza engrosada (~ 60 km), con un claro fraccionamiento de anfíboles ($Sm/Yb > 4$) y una clara tendencia de $(Dy/Yb)_N$ vs Dy_N asintótica al eje $(Dy/Yb)_N$. Se observó un predominio de magmatismo principalmente félsico, mientras que los aportes de fluidos del *slab* fueron altos ($Ba/La > 20$).

Las evidencias de este episodio compresivo están principalmente asociadas con las estructuras relacionadas con la falla sinistral Mioceno-El Dorado, que tiene una orientación NW. En conjunto con lo expresado en el párrafo anterior, es posible establecer para este periodo un régimen compresivo con evidencias transpresivas otorgadas por la cinemática de la estructura y el paleo esfuerzo imperante.

Mioceno Inferior (Burdigaliano)

Durante esta etapa, la tasa de subducción se mantiene alta (>140 mm/a), mientras que se registra una leve disminución en los valores del espesor cortical de ~ 65 a ~ 55 km (Fig. 17A). Además, hay una reducción en el aporte de fluidos del *slab* ($Ba/La < 20$), firmas de Sr/Zr que indican un proceso mixto entre compresivo y extensivo (Loucks y Fiorentini 2023), y composiciones intermedias a básicas de los productos volcánicos con cantidades moderadas de potasio. Estas evidencias respaldan tanto la existencia de un proceso de *slab roll-back*, como de un régimen compresivo transitorio generado por el *roll-back* y la alta convergencia (Fig. 26; Kay et al., 2009). Además, durante este período, se observan evidencias asociadas a las formaciones de la caldera Aguilar (22-16 Ma).

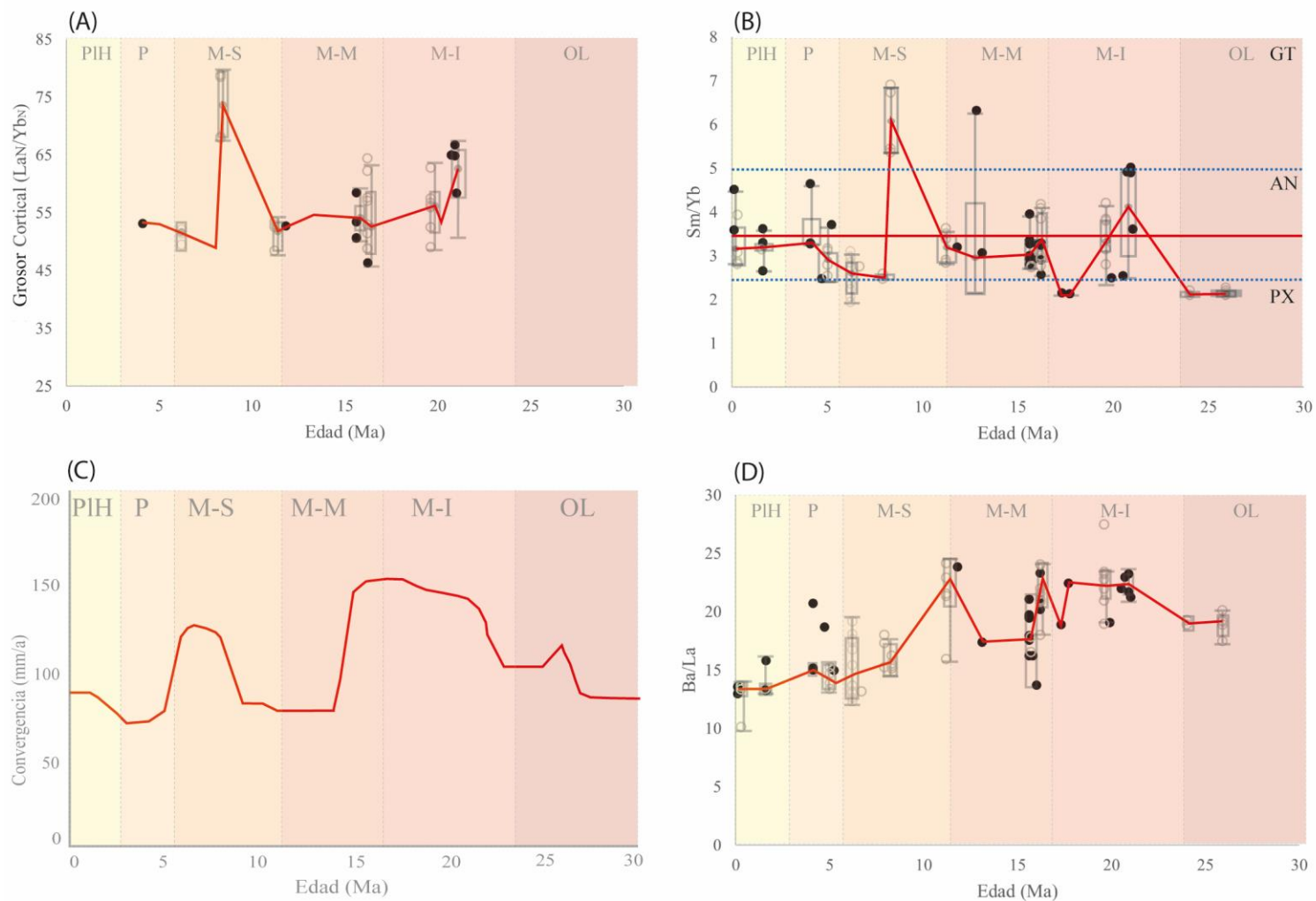


Figura 23. Diagramas de evolución con respecto al tiempo. (A) Grosor cortical $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (Profeta et al., 2015); (B) Razón Sm/Yb para el fraccionamiento de especies minerales (granate, anfíbol, piroxeno) (Kay et al., 2013); (C) Velocidad de convergencia del *slab* (Bello et al., 2018); (D) Aporte de fluidos del *slab* (Ba/La) (Pearce y Peate, 1995). PIH: Pleistoceno-Holoceno, P: Plioceno, M-S: Mioceno Superior, M-M: Mioceno Medio, M-I: Mioceno Inferior, OL: Oligoceno. Fuente información: círculos sin color (base de datos Barrick); círculos negros (este trabajo).

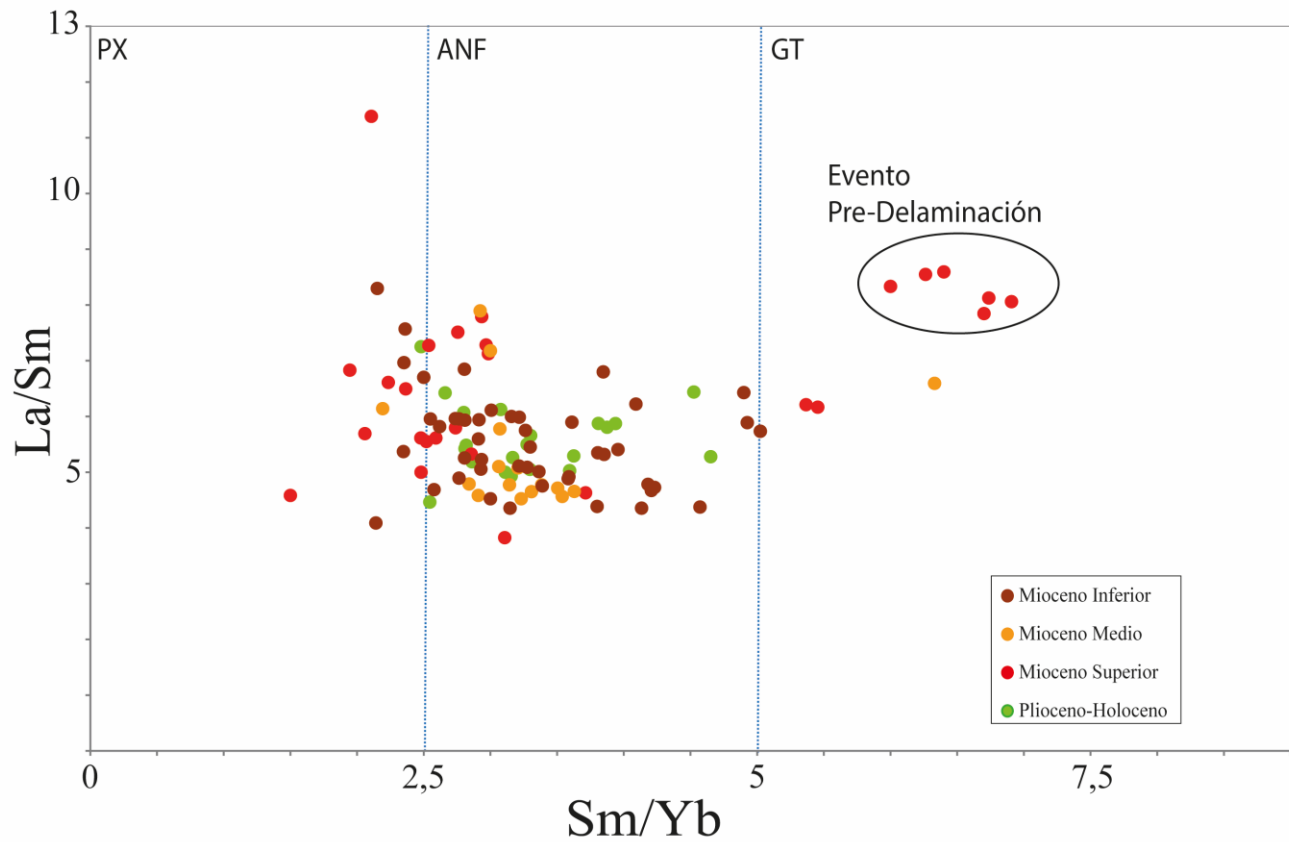


Figura 24. Diagrama La/Sm (LREE) vs Sm/Yb (HREE) para estabilidad de fases minerales. Modificado de Kay et al. (2001).

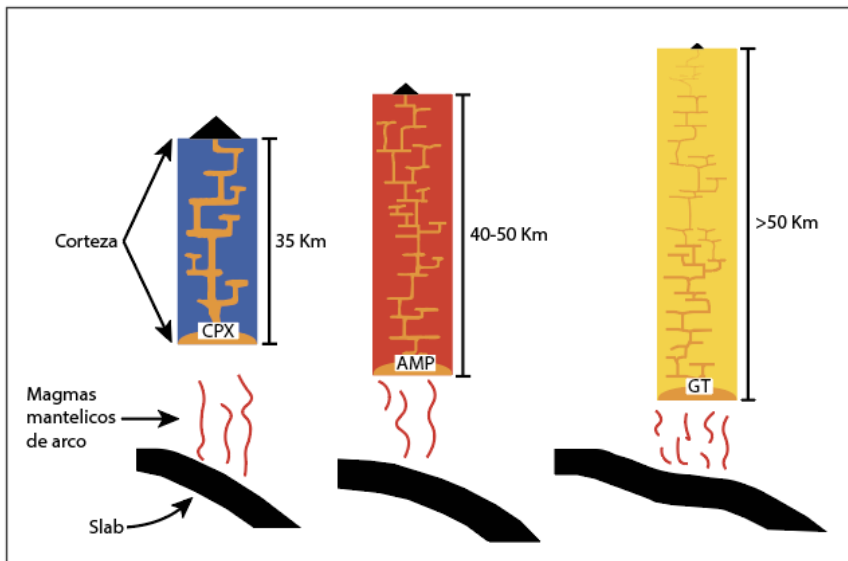


Figura 25. Diagrama explicativo de la relación del grosor cortical y el fraccionamiento de especies minerales. CPX: piroxeno, AMP: anfíbol, GT: granate (modificado de Kay et al., 2001).

En general, durante el periodo del Mioceno Inferior, se identifica que, de acuerdo con las razones La/Sm vs Sm/Yb (Fig. 24), los magmas están relacionados con una corteza engrosada que fracciona anfíboles y pequeñas cantidades de granate (Kay et al., 2009), lo que indica un magmatismo hidratado.

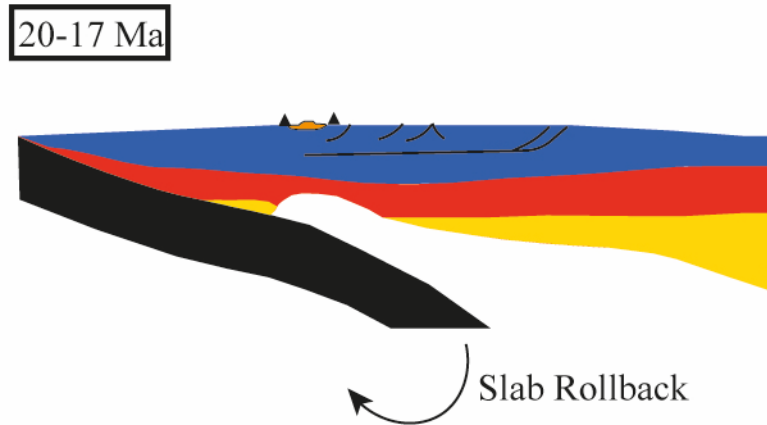


Figura 2614. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación entre los 20 a 17 Ma. Modificado de Kay et al. (2009).

Durante el Mioceno Medio, se observa la presencia de edificios volcánicos moderadamente a bien preservados, con emisiones volcánicas mayormente calcoalcalinas con contenidos altos a moderados de potasio, dacíticas a andesíticas y grandes depósitos piroclásticos asociados a la caldera Juan de la Vega (Naranjo, 2018). Estos productos volcánicos muestran un ligero desplazamiento hacia el este, en comparación con periodos anteriores por efecto de un probable avance del *slab* (Fig. 27). El régimen tectónico inicialmente es mixto, pero se vuelve predominantemente compresivo hacia el final del periodo, asociado con una tasa de subducción relativamente baja en comparación con el periodo anterior y un grosor cortical estable alrededor de los 55 km (Fig. 23A).

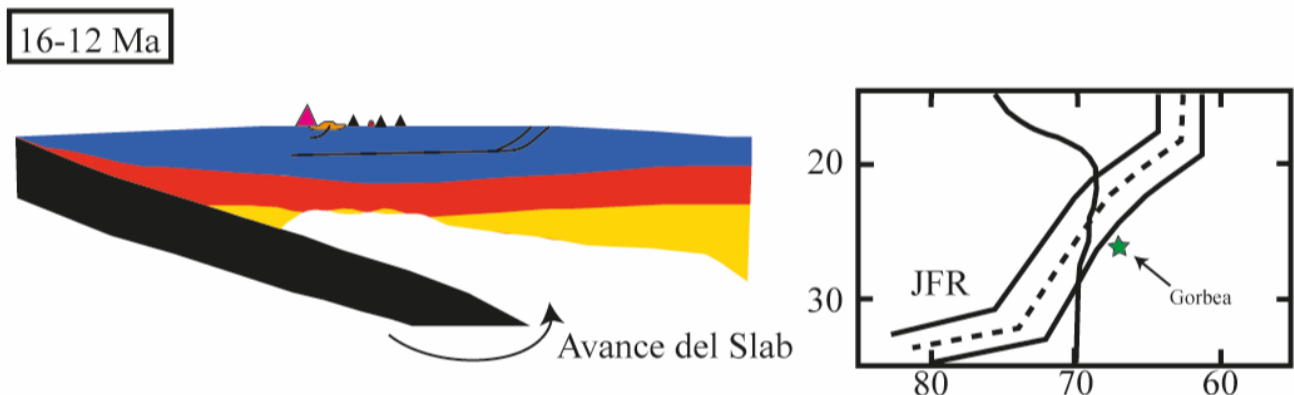


Figura 2715. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación entre 16 a 12 Ma. Vista en planta de la disposición del rift de Juan Fernández en este mismo rango de tiempo. Modificado de Kay et al. (2009).

Mioceno Medio (Langhiano)

Al comienzo de esta etapa, se observa una estabilización en el grosor cortical (~55 km), como lo muestran los diagramas correspondientes (Fig. 23). Además, se registra una disminución drástica y estabilización en la tasa de convergencia en torno a ~85 mm/a (Fig. 23C). Sin embargo, a pesar de estas señales, como la disminución en la tasa de convergencia, existen razones Sr/Zr que indicarían un proceso compresivo (Loucks y Fiorentini, 2023). Por otro lado, se observa en la superficie un desplazamiento hacia el este de las evidencias volcánicas de la zona, indicando un probable cambio en el ángulo de subducción del *slab*. Es en esta fase de transición (~14 Ma) cuando se produce el último evento piroclástico de gran escala en la zona, representado por el colapso de la caldera Juan de la Vega, que se puede asociar a un evento mayormente extensivo. En conjunto, los datos mencionados proponen un régimen principalmente de transición.

Mioceno Medio (Serravallano)

Entre el final de la etapa anterior y el comienzo de esta (~13.5 Ma), se aprecia un aumento en la razón de Ba/La de 17 a 23 (Fig. 23D), coincidiendo con la llegada de la parte inicial del brazo NE de la dorsal de Juan Fernández (JFR) a la zona (Fig. 27). El régimen tectónico dominante continúa siendo similar al periodo anterior, con un ligero predominio de un proceso compresivo marcado por firmas Sr/Zr. Por otro lado, en contraste con el periodo anterior, en esta etapa se pueden identificar una serie de muestras con una variación en la composición de las andesitas, pasando de ser medianamente ricas en potasio, a ser altamente enriquecidas en este elemento. La razón de Ba/La muestra un aumento sostenido durante todo el periodo hasta aproximadamente los 11 Ma (Fig. 23D). Este comportamiento se puede explicar, debido a una disminución en el ángulo de subducción y un aporte más directo de bario desde el *slab* (Bissig et al., 2003). Posteriormente, se aprecia una disminución en esta razón, la cual puede estar relacionada con la influencia del JFR, que generó una erosión sobre el manto litosférico sub-continental (SCLM), liberando elementos HFSE, entre ellos el lantano.

Mioceno Superior

Este periodo se caracteriza por la formación de una serie de estratovolcanes, la mayoría de los cuales muestran un grado de erosión débil a moderado con emisiones volcánicas mayormente calcoalcalinas ricas en potasio, y de composición dacítica a andesítica. Además, hay conos de escoria de dimensiones pequeñas, principalmente ubicados en la parte centro-oriental del distrito (Fig. 11), ligeramente desplazados hacia el este en comparación con el periodo anterior. Este periodo es el más activo, en términos de los eventos que ocurrieron. El régimen tectónico dominante en este periodo experimenta un pico inicial, seguido de una etapa de relajación limitada, que se describirá a continuación.

Mioceno Superior (Serravillano)

Durante el Serravillano, la corteza experimentó un proceso significativo de engrosamiento cortical pasando de ~55 a ~75 km, coincidiendo con una baja en las razones Ba/La, un sostenido aumento en la tasa de convergencia de ~85 a 130 mm/a, y un claro aumento de la razón Sm/Yb, evidenciando un fraccionamiento de anfíboles a granates (Fig. 23). Los productos volcánicos por su parte son principalmente andesitas y, en algunos casos, traquiandesitas, todas con altas concentraciones de potasio.

Además, se identifica la presencia de la dorsal de Juan Fernández Ridge (JFR) justo por debajo de la zona de estudio (Fig. 28), con un incremento en el ángulo de subducción. Este fenómeno desencadenó un fuerte evento compresivo, el cual pudo tener una componente transpresiva por efectos de un vector de convergencia oblicuo al arco, respaldado tanto por tendencias mencionadas anteriormente como en el indicador Sr/Zr. Este evento también se asoció con un acortamiento cortical, como se evidencia en estudios anteriores (Kay et al., 2009), lo que resultó en un considerable aumento del espesor cortical. Otros indicadores, como La/Sm vs Sm/Yb (Fig. 24), respaldan la idea de una corteza engrosada y fraccionamiento de granate. Este mismo evento generó un fuerte proceso de exhumación en la zona (Kay et al. 2009), lo que a vez es un importante precursor de la formación y reactivación de estructuras frágiles que facilitan o forman nuevos canales para el ascenso de fundidos.

Es relevante señalar, que este evento también ocasionó una erosión mecánica en la parte inferior del manto litósferico subcontinental (SCLM), como se observa en la franja de El Indio (EIB) (Bissig et al., 2003).

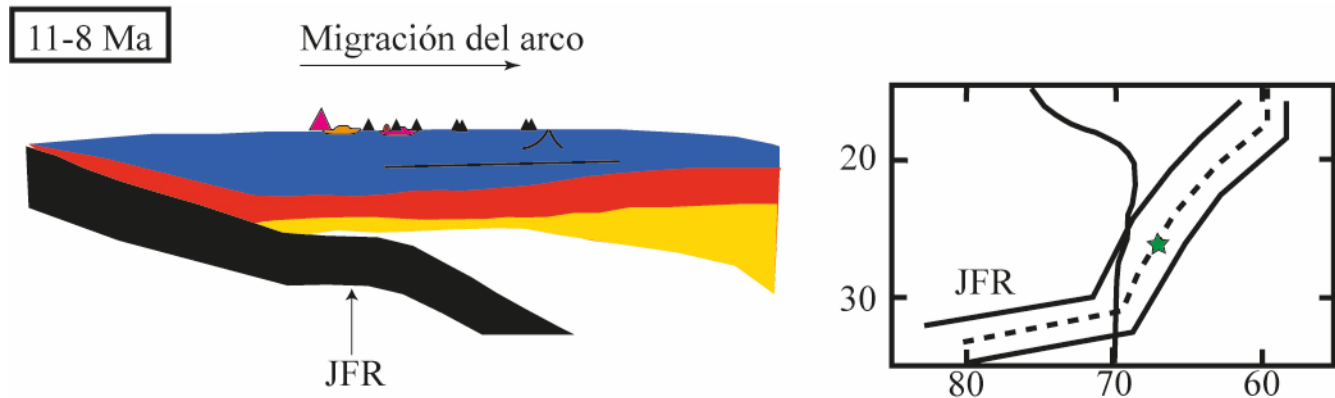


Figura 28. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación entre los 11 y 8 Ma. Vista en planta de la disposición del JFR en este mismo rango de tiempo. Modificado de Kay et al. (2009).

Mioceno Superior (Messisiano)

Al final de la etapa anterior y al comienzo del Messisiano, se observa una marcada disminución en el grosor cortical, evidenciado por las razones de $(La/Yb)_N$ que señalan un cambio desde ~75 km de espesor a 50 km y de razones de Sm/Yb pasando de ~6 a ~2.5, es decir, de fraccionamiento de granate a

anfíbol con cantidades reducidas de piroxeno (Fig. 23B). Coincidiendo con esta reducción del espesor, la tasa de convergencia alcanza su punto máximo, mientras que la razón de Ba/La continúa disminuyendo (Fig. 23D). Por otro lado, se identifica una disminución en la influencia del JFR en la zona, lo que coincide con el proceso de pérdida de corteza baja (Fig. 29).

Este proceso de adelgazamiento cortical se atribuye a un evento de delaminación cortical, respaldado tanto por evidencias geofísicas como por evidencias de magmatismo bimodal experimentado en la zona (Kay et al., 2001, 2009, 2013). Esta delaminación también explicaría la caída de las razones de $(La/Yb)_N$, Sm/Yb y Ba/La (Fig. 24), estando ambos eventos correlacionados con procesos de fusión parcial asociada a la corteza media expuesta al manto astenosférico y contaminación cortical.

Adicionalmente, debido a este evento, se registra un período de transición entre regímenes tectónicos, donde la razón Sr/Zr indica un comportamiento claramente no compresivo, con evidencias de fallas normales e inversas, lo que a su vez generó un importante proceso de alzamiento en la zona. Este contexto fue propicio para la formación de estructuras volcánicas, como la caldera Barrancas Blancas (9.3 Ma). Por último, el arco volcánico continúa desplazándose en dirección este, pasando del arco de Maricunga a lo que actualmente corresponde a la Zona Volcánica Central de los andes chilenos (*Central Volcanic Zone-CVZ*) entre el Messiniano y el Zancleano.

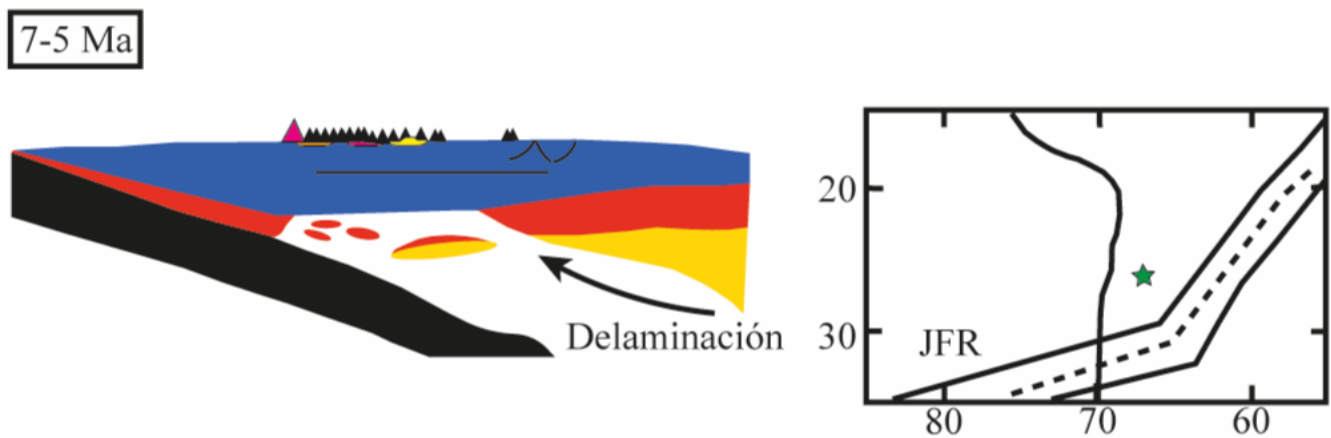


Figura 29. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación entre 7 y 5 Ma. Vista en planta de la disposición del JFR. Modificado de Kay et al. (2009).

Plioceno-Holoceno

Como se mencionó anteriormente, el arco volcánico continuó su desplazamiento hacia el este, ubicándose en lo que actualmente conocemos como el arco de la CVZ. Las evidencias sugieren que después de este evento de delaminación (Fig. 30), la velocidad de convergencia del *slab* parece haber disminuido (Fig. 23C). Por otro lado, los indicadores del grosor cortical señalan una corteza más estable, con un espesor aproximado de 55 km (Fig. 23A). Al mismo tiempo, la relación La/Sm vs Sm/Yb respalda la presencia de fraccionamiento de anfíbol (Fig. 24), lo que sugiere un grosor cortical intermedio, como

se describió anteriormente. Sumando la información de este período con los datos de Sr/Zr, se infiere un comportamiento de transición entre compresivo y no compresivo. Esto probablemente se debió a los efectos del proceso de recuperación del grosor cortical y la estabilización del ángulo del *slab*.

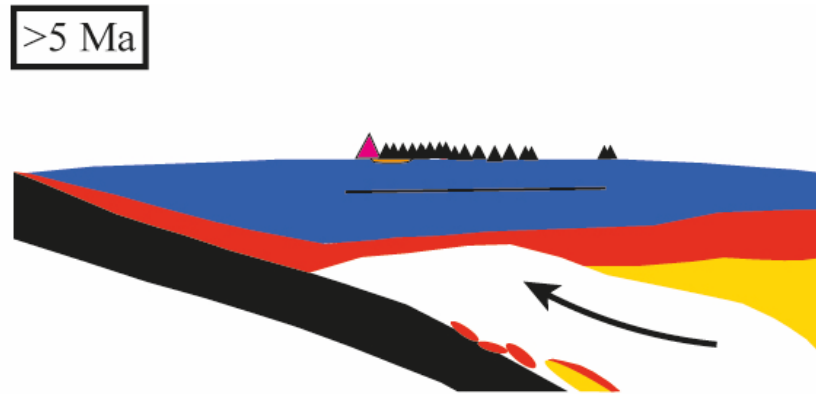


Figura 160. Sección esquemática a escala litosférica, con eventos magmáticos y de deformación >5 Ma. Modificado de Kay et al. (2009).

5.1.1.2. Condiciones geodinámicas favorables

La zona de estudio ha experimentado una serie de eventos tectónicos que han generado cambios significativos a través del tiempo. En el contexto de la exploración de depósitos epitermales, este estudio se centró en el intervalo Mioceno-Holoceno. Durante este tiempo, se identifican eventos similares a los experimentados en la franja de El Indio (EIB), que presentan indicadores tectónicos favorables, como un modesto evento de engrosamiento cortical (Sillitoe et al., 1991) y eventos anómalos de contracción que focalizaron la mineralización (Bissig et al., 2001), como es el caso del Mioceno Superior y la llegada del JFR en la zona de estudio.

De manera similar a lo experimentado en la zona de estudio durante el Mioceno Medio-Superior, en el EIB durante el Mioceno Superior el *flat slab* asociado al JFR generó una barrera geodinámica, atrapando magmas dentro de la corteza, además de canalizar el flujo magmático hacia las intersecciones arquitectónicas favorable (Jara, 2021). En estas áreas de flujo focalizado se identificó que el magmatismo está asociado con fluidos altamente ácidos y oxidantes (Jara, 2021).

Estudios realizados en la zona de Salares Norte, indican que la mineralización ocurre durante eventos tectónicos compresivos asociados a acortamiento y engrosamiento cortical (Kay et al., 1999). Estos eventos alcanzan picos de deformación que aumentan la presión en el fundido mineralizado, facilitando su ascenso desde la zona de MASH a través de estructuras translitosféricas conjugadas. Este proceso de *pumping* parece estar relacionado con eventos únicos e instantáneos (Cembrano y Lara, 2009). Entre los beneficios de presentar un régimen compresivo en segmentos de deformación orogénica, se encuentra la promoción del cierre de zonas de ascenso cortical. Esto facilita el entrapamiento de magmas basálticos del manto en cámaras ubicadas en la zona del Moho, lo que genera una cristalización

fraccionada y aumenta la concentración de elementos y compuestos volátiles excluidos de los cúmulos minerales como son el H₂O, Cl, CO₂ y SO₃ (Fig. 31). Esta dinámica promueve la formación temprana de hornblenda y circones, lo que a su vez reduce la concentración de Zr en los fundidos residuales intermedios (Loucks et al., 2023).

En base a los resultados de este trabajo, es posible distinguir dos eventos compresivos durante el Mioceno Inferior y Mioceno Superior, identificados en base a las firmas geoquímicas. En ambos casos, las velocidades de convergencia superan los 110 mm/a y los grosores corticales exceden los 60 km, asociados a altas razones de (La/Yb)_N, razones de Sm/Yb entre 4 y 6 que indican una corteza que fracciona anfíbol ± granate (Fig. 23B), y tendencias de la razón Sr/Zr indicando regímenes compresivos. Adicionalmente, se ha identificado que en zonas con stress tectónico moderadamente compresivo es recurrente encontrar magmas del tipo calcoalcalino, mientras que las firmas adakíticas son comunes en segmentos altamente compresivos (Kay et al., 1982; Loucks et al., 2023).

Durante el Mioceno Medio, el grosor cortical se estabiliza en ~50 km con una tasa de convergencia de aproximadamente 75 mm/a (Fig. 23C), lo que continúa siendo compresivo, aunque con un grosor menos pronunciado que en la etapa anterior. De manera similar, en el Plioceno-Holoceno, el grosor cortical se mantiene cercano a 50 km y la tasa de convergencia varía entre 60 y 80 mm/a, indicando un período tectónico solo levemente compresivo y, por lo tanto, de menor relevancia (Fig. 23).

Desde un punto de vista petrográfico, se observa que gran parte de las plagioclasas en las rocas volcánicas estudiadas presentan una zonación. Esta zonación sugiere una reacción continua entre el fluido y el cristal, reflejando cambios en la composición del cristal que superan la cinética de difusión química. Esta textura de desequilibrio podría estar reflejando condiciones cambiantes en el sistema magmático, por ejemplo, despresurización. Adicionalmente, la textura *sieve* reconocida en plagioclasa evidencia un desequilibrio con el medio debido probablemente a procesos de mezcla (Nixon y Pearce, 1987). En conjunto, estas texturas pueden interpretarse como el resultado de eventos que permitieron un ascenso de fundidos profundos que interactuaron con los fundidos estancados en la corteza, indicando breves eventos de extensión tectónica en un régimen fuertemente compresivo. Esto puede señalar un contexto más compresivo con restringidos eventos de descompresión. Tal evidencia petrográfica refuerza la idea de un entorno geodinámico variado, predominantemente compresivo a transpresivo durante el Mioceno. La presencia de fluidos con eventos de recarga, como sugiere Loucks et al. (2023), es un factor favorable para la acumulación de metales.

A pesar de lo anteriormente expuesto, ambos periodos presentan diferencias sustanciales. El evento compresivo del Mioceno Inferior se asocia a una corteza adelgazada con fraccionamiento principalmente de piroxeno (Sm/Yb 2.1-2.2) y que en su *peak* fracciona principalmente anfíbol y pequeñas cantidades de granate (Sm/Yb 4.9-5). En contraste, el engrosamiento cortical del Mioceno Superior se relaciona a una corteza con fraccionamiento de anfíbol (Sm/Yb >3) y llega a fraccionar cantidades importantes de granate (Sm/Yb >5.3). El notable evento anómalo del Mioceno Superior se relaciona con la llegada del periodo de influencia del JFR (Kay et al., 2009), representando un evento clave para el proceso de mineralización (Bissig et al., 2003; Jara, 2021). Durante este mismo evento, se observan valores de Sr/Y superiores a 50, lo que indica un fraccionamiento tardío de plagioclasa en comparación con anfíbol, señalando la presencia de un fundido rico en agua. Asimismo, se distingue un claro fraccionamiento de

granate de acuerdo con la razón Sm/Yb, lo que sugiere que la transición de anfíbol a granate en una corteza rica en anfíbol pudo generar una liberación aún mayor de agua (Fig. 31). Además, se ha comprobado un notable aumento de bario, lo cual se puede relacionar con un significativo aporte de fluidos del *slab* que facilitó aún más la solubilización del oro en el fundido (Fig. 31). Por otro lado, el SCLM enriquecido en HFSE (Loucks, 2017), al experimentar una fusión parcial, libera lantano. Esto, junto con una fuerte flotabilidad producida por los fluidos supercríticos del *slab*, contribuye significativamente al proceso. Además se comprueba que la composición modal de las rocas muestran una tendencia calcoalcalina en el Mioceno Inferior medianamente enriquecidas en potasio a altamente enriquecida en el Mioceno Superior, esto siendo un indicador favorable para la presencia de oro en el fundido (Chiaradia, 2020).

Posterior a este evento de compresión anómalo, se generó una desestabilización de la corteza, llevando a un proceso de delaminación. Este evento, el de mayor extensión experimentado en la zona, produjo importantes reservorios de magma, como calderas y productos magmáticos básicos (Naranjo, 2018). Esto repercutió fuertemente en las razones de Sm/Yb, indicando un fraccionamiento de piroxeno y anfíbol, y en un aumento de elementos del grupo de HFSE producto de la fusión del SCLM causada por la delaminación.

En resumen, la geodinámica de subducción no solo juega un papel importante en la generación de una barrera transitoria favorable para la focalización de fluidos mediante un escenario de acoplamiento aumentado (Gutscher et al., 2000), sino que también es fundamental en la mineralización y formación de depósitos minerales en la región (Fig. 31), mientras que el espesor de la corteza juega un rol importante en los procesos intracorticales (Chiaradia, 2020).

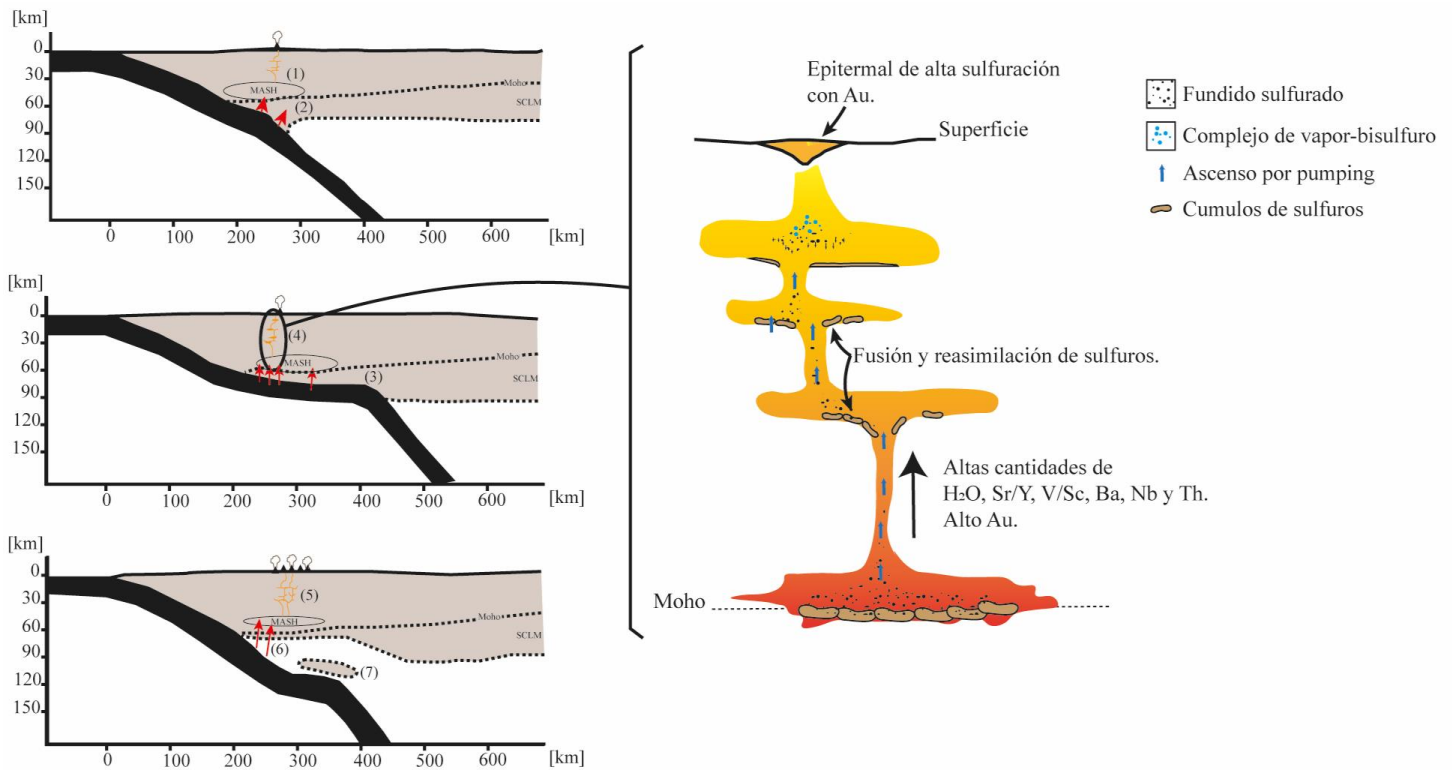


Figura 31. Diagrama de evolución del Mioceno Medio-Superior. 1. Zona de MASH. 2. SCLM con fraccionamiento preferente de anfíbol. 3. Evento de compresión anómalo causado por el JFR. 4. Proceso de ascenso de fundido fértil. 5. Evento de extensión anómalo causado por relajamiento cortical. 6. SCLM adelgazado e ingreso de material mantélico a la zona de Moho. 7. Delaminación del SCLM. Basado en los estudios de Bissig et al. (2003), Kay et al. (2013) y Park et al. (2021).

5.1.2. Fertilidad

Desde la perspectiva de la fertilidad, como uno de los componentes más importantes al momento de generar una ocurrencia, es necesario que cumpla con algunos indicadores. De acuerdo con los estudios de McCuaig y Hronsky (2014), debe presentarse dentro de un marco favorable para el enriquecimiento del fluido en el metal objetivo. Para ello, es necesario realizar una variedad de análisis en los productos magmáticos superficiales, a través de una serie de criterios que permitan identificar aquellos eventos que presentan estos indicadores favorables para el desarrollo de sistemas minerales.

En este estudio se analizaron, desde un punto de vista geoquímico, las distintas emisiones del Mioceno-Holoceno con el fin de discernir los periodos de tiempo más prospectivos dentro del distrito. Para ello se estudiaron una serie de indicadores de fertilidad que permiten diferenciar eventos con potencial asociado de aquellos con bajo potencial.

5.1.2.1. Variaciones en los indicadores de fertilidad magmática de roca total

Se ha corroborado que la zona de estudio presenta una variedad de manifestaciones de actividad volcánica relacionadas con los eventos geodinámicos dominantes de la época. Los controles tectono-magmáticos han aportado una signatura geoquímica específica en cada uno de los eventos volcánicos además de un potencial distintivo. Para realizar un estudio más robusto de la evolución del distrito, se ha hecho uso de la base de datos de geoquímica de roca total de Barrick Chile.

La zona de estudio se encuentra enmarcada dentro del arco Mioceno-Holoceno, elemento que comparte con otros distritos y franjas con enriquecimiento de oro como son el distrito La Coipa (DLC) en la franja del Maricunga y la Franja de El Indio (EIB).

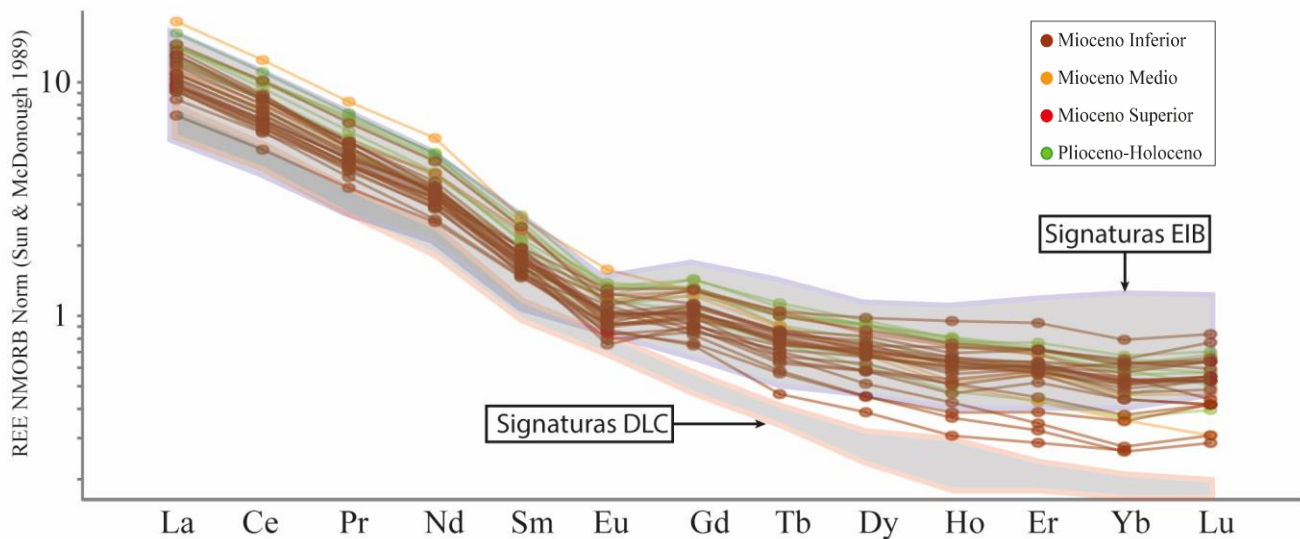


Figura 172. Diagrama spider REE normalizado según Sun y McDonough (1989). El patrón de REE para El Indio tomado de Jara (2021) y del distrito La Coipa de Gamonal (2024).

En la Figura 32 es posible apreciar que los patrones de REE de las rocas del distrito Gorbea son similares a aquellas pertenecientes a la Franja de El Indio (EIB) presentando algunas muestras atípicas que se alejan de la suite mencionada en las HREE. Por otro lado, no se aprecia una similitud con el patrón de la suite de muestras del distrito La Coipa (DLC). El patrón de las muestras de Gorbea tiene una forma cóncava ascendente, similar a la observada en EIB (Fig. 32), reflejando un fraccionamiento de anfíbol \pm granate, el cual incorpora REE medianas (MREE) y pesadas (HREE), respectivamente, además de itrio (Bissig et al., 2003).

Por otra parte, las muestras en general no presentan una clara anomalía de europio, comportamiento similar al observado en la suite del EIB, donde se ha identificado que, junto con una moderada concentración de Sr, puede indicar que la plagioclasa no jugó un rol tan relevante en la génesis de los magmas (Bissig et al., 2003). Además, se verifica una clara depresión en el intervalo Dy-Er, característica típica de magmas fértiles, explicada por un temprano fraccionamiento de hornblenda (Loucks et al., 2024).

Adicionalmente, se han utilizado una serie de razones elementales como son el Sr/Y, V/Sc y el Sm/Yb en roca total para establecer el potencial de fertilidad de rocas ígneas. La base de datos y los nuevos datos generados en este trabajo permiten establecer una variación temporal de estos indicadores desde el Mioceno al Holoceno (Fig. 33).

Mioceno Inferior: Al comienzo de este periodo, se observa un aumento consistente en las razones de Sr/Y y V/Sc en comparación con el Oligoceno (Fig. 33), lo que sugiere un incremento en la cantidad de agua en el magma, así como un mayor estado de oxidación. De acuerdo con estas razones, se puede distinguir que este periodo presenta condiciones favorables para la mineralización. Además, como se mencionó anteriormente, se ha verificado que este periodo experimentó un evento anómalo de engrosamiento cortical. Esto puede explicar tanto la alta signatura de Sr/Y, debido al fraccionamiento de granate y hornblenda, como la disminución en Sc, lo cual justifica la signatura favorable de V/Sc, indicando un estado oxidado del magma, presentando en conjunto signaturas similares a las del Mioceno Superior al Plioceno del EIB.

Aproximadamente a los ~21 Ma se distingue una caída en las razones de Sr/Y y V/Sc (Fig. 33), este fenómeno se asocia al proceso geodinámico experimentado en la zona, en donde se produce un evento de *slab roll-back* (Kay et al., 2009). Del mismo modo, se ha corroborado que la signatura de Sm/Yb se ha visto disminuida fuertemente al final de esta etapa, lo que indica un fraccionamiento preferente de piroxeno, menor estado de oxidación y con un indicador de hidratación “disminuido”.

Mioceno Medio: De manera general este periodo comienza con un *peak* de Sr/Y (~40) que decae con el tiempo. Por otro lado, la razón V/Sc se mantiene baja (>10) hasta el final del periodo en donde aumenta sustancialmente (Fig. 33). Finalmente, la razón de Sm/Yb, se mantiene relativamente constante durante este periodo indicando un fraccionamiento casi constante de anfíbol (Fig. 23C).

Mioceno Superior: Este periodo sobresale por las evidencias de un fuerte *peak* en las razones de Sr/Y, Sm/Yb y, aunque menos pronunciado, en la razón de V/Sc (Fig. 33B). Posteriormente, se observa un marcado descenso en estas razones. Esta etapa comienza con una alta razón de Sr/Y (>50), siendo una razón favorable para la fertilidad de oro (Chiaradia, 2020), lo que se asocia a un alto contenido de agua del magma, fraccionamiento de anfíbol por sobre cristalización de plagioclasa inhibida (Park et al., 2021). De manera similar, se observa un incremento en Sm/Yb (Fig. 23C), lo que reafirma un fraccionamiento prioritario de granate y anfíbol, produciendo un evento de autooxidación. Esto permite interpretar que los magmas de este periodo estaban oxidados y enriquecidos en agua bajo condiciones de alta presión.

Alrededor de los ~8 Ma, se visualiza una fuerte caída en las razones mencionadas, i.e., Sr/Y (~20) y Sm/Yb (>2.5), lo que indicaría un fraccionamiento de piroxeno y plagioclasa, evidenciando un fundido pobre en agua. Los gatillantes de las variaciones de estos parámetros se relacionan directamente con la geodinámica y condiciones de stress tectónico, relacionándolas tanto con un evento compresivo anómalo que elevó el valor de estas razones elementales, como con un posterior evento de delaminación que produjo una caída sustancial en estas razones.

Plioceno-Holoceno: Durante este periodo, se observa una clara estabilización de las razones elementales discutidas, con excepción del V/Sc que en el Plioceno Medio vuelve a disminuir para luego estabilizarse en el Pleistoceno-Holoceno (Fig. 33B).

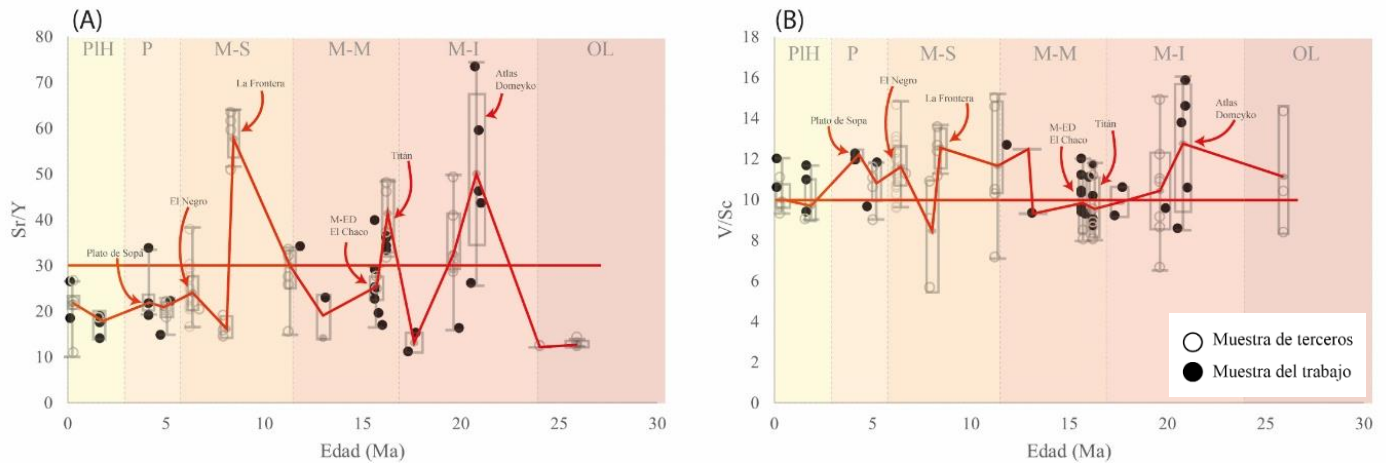


Figura 183. Variabilidad temporal de (A) Sr/Y, (B) V/Sc. Las líneas rojas horizontales indican el límite de prospectividad favorable.

Indicador de estado de hidratación en roca total

Un indicador de hidratación del fundido es la razón Sr/Y en roca total. Esta se basa, al igual que la anomalía de europio, en el fraccionamiento de anfíbol sobre plagioclasa por efectos de una cristalización tardía de esta última. En este contexto, el Y^{3+} se incorpora en la estructura del granate y anfíbol, mientras que el Sr^{2+} se incorpora en la plagioclasa. En fundidos de composición intermedia a altas presiones, la hornblenda se forma a partir de altas concentraciones de H_2O , lo que al mismo tiempo suprime la formación de plagioclasa y, por lo tanto, aumenta la cantidad de Sr en el fundido (Halley, 2020). Por lo tanto, esta razón puede ser utilizada como un indicador de la presencia de H_2O en el sistema.

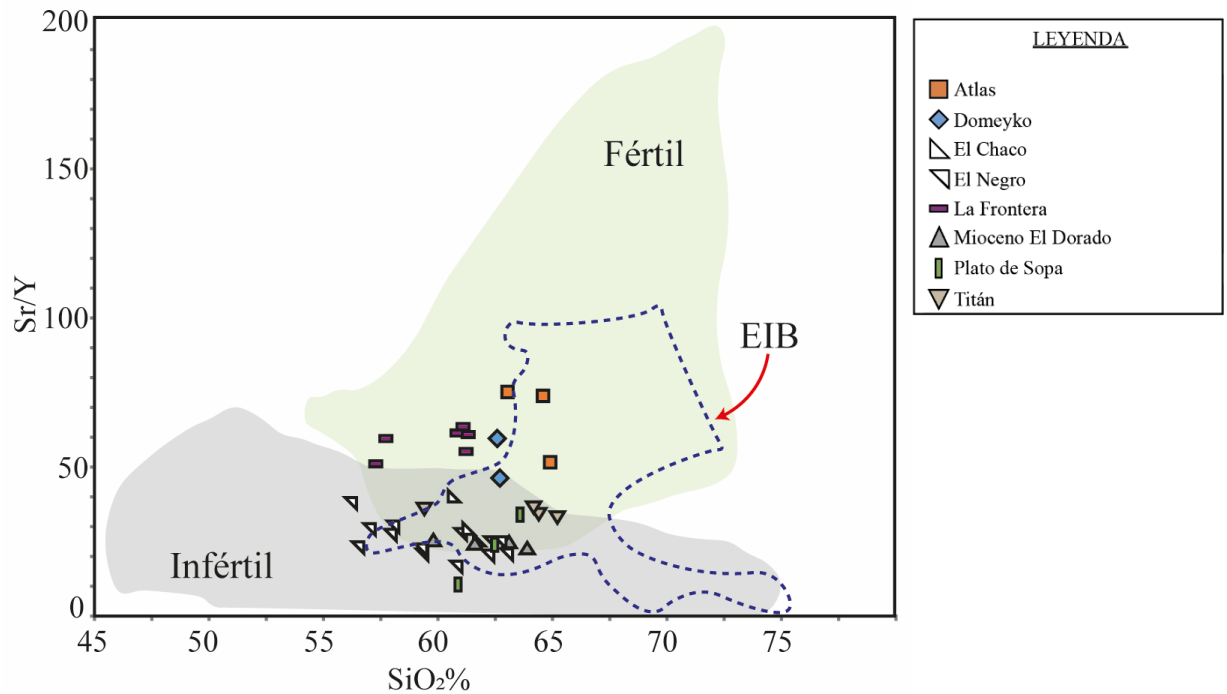


Figura 34/19. Sr/Y versus contenido de sílice En verde se marca la zona de fertilidad para pórfidos de cobre y en azul signaturas de EIB.

Según lo observado en este gráfico, los complejos ígneos de los prospectos Atlas, Domeyko y Frontera presentan razones de Sr/Y superiores a ~50 (Fig. 34). Además, estos se encuentran dentro del área de afinidad adakítica, lo cual indica que el origen de los magmas de estos complejos es hidratado desde el punto de vista de la petroquímica de roca total. Es relevante comentar que la zona comparte una cierta similitud a las signaturas encontradas en EIB.

Es interesante mencionar que, de acuerdo con observaciones con microscopía, se distingue un mayor contenido de anfíboles y biotitas durante el Mioceno Inferior, en comparación con otros periodos como el Mioceno Medio y el Plioceno a Holoceno, evidenciando la presencia de agua en el sistema magmático durante ese periodo.

Indicador de estado de oxidación en roca total

El indicador de roca total asociado al estado de oxidación del fundido es la razón V/Sc. Esta se basa en que el V^{3+} presenta un comportamiento similar al Sc^{3+} , siendo ambos sustitutos del Fe^{3+} en anfíbol, piroxeno y biotita. En magmas más oxidados, el V^{4+} tiene una fuerte afinidad por la magnetita, por lo que el fraccionamiento de magnetita causa una disminución del V relativo al Sc. Además, la caída de esta razón con respecto al SiO_2 puede relacionarse con el fraccionamiento de magnetita (Halley, 2020). Complementariamente, Loucks (2017) señala que en sistemas con altas cantidades de agua, la cristalización de hornblenda prevalece sobre la de magnetita, lo que inhibe el fraccionamiento de esta

última. Así, en magmas oxidados e hidratados (altas razones de V/Sc), la cristalización de hornblenda y piroxeno disminuye el Sc en el fundido, pero la razón V/Sc continúa incrementando (Halley, 2020).

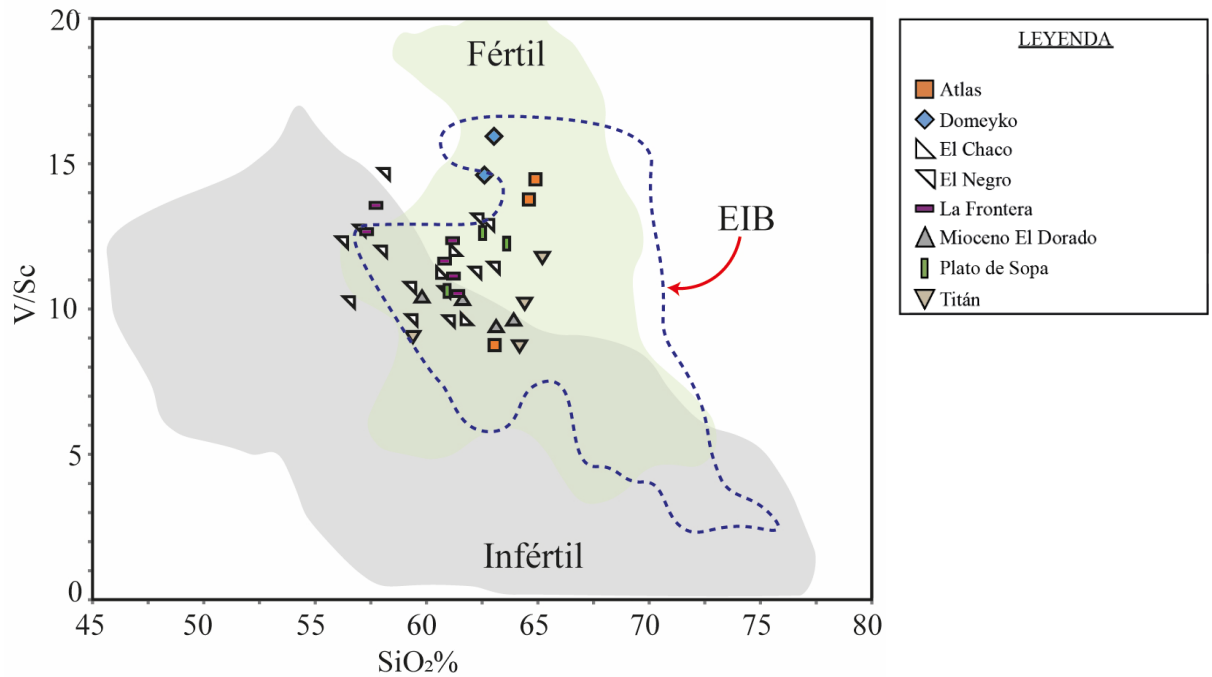


Figura 3520. V/Sc versus contenido de sílice. En verde se marca la zona de fertilidad para pórfidos de cobre, en línea discontinua se marca las muestras de EIB (Jara, 2021).

En base a las signaturas de V/Sc, es posible identificar que los complejos ígneos de Atlas, Titán, El Negro, Domeyko, Plato de Sopa y Frontera se encuentran en la zona de fertilidad, además de compartir similitud a las signaturas encontradas en EIB (Fig. 35).

Indicadores de oro

El oro presenta una correlación con algunos elementos del grupo de HFSE (Nb, Th, Zr y La), los cuales se alojan principalmente en el SCLM (Loucks, 2017). Basado en lo anterior, este autor propone tres razones elementales para fundamentar la fertilidad de oro de un fundido que son Nb/Y, Th/Yb y Ba/Zr. El Ba proviene de sedimentos orgánicos que se encuentran en el *slab* y se asocia al aporte de fluidos de este al sistema magmático, mientras el Zr es un elemento inmóvil predominantemente constante (Pearce y Peate 1995). La razón Nb/Y ha sido utilizada como indicador de alcalinidad, debido a que una razón Nb/Y más alta generalmente refleja el mayor contenido de Nb característico de suites alcalinas (Winchester y Floyd, 1976). Por otro lado, los magmas que han interactuado con la corteza

continental durante su ascenso, o que tienen un componente de subducción, presentan valores más altos de Th/Yb, por lo que es usado como un proxy de contaminación cortical (Pearce, 2008).

El uso de estas razones para establecer la fertilidad de oro ha sido probada en la Franja de El Indio (Jara, 2021), en donde se concluyó que las ocurrencias están relacionadas con la fusión parcial de un manto litosférico subcontinental previamente enriquecido (SCLM).

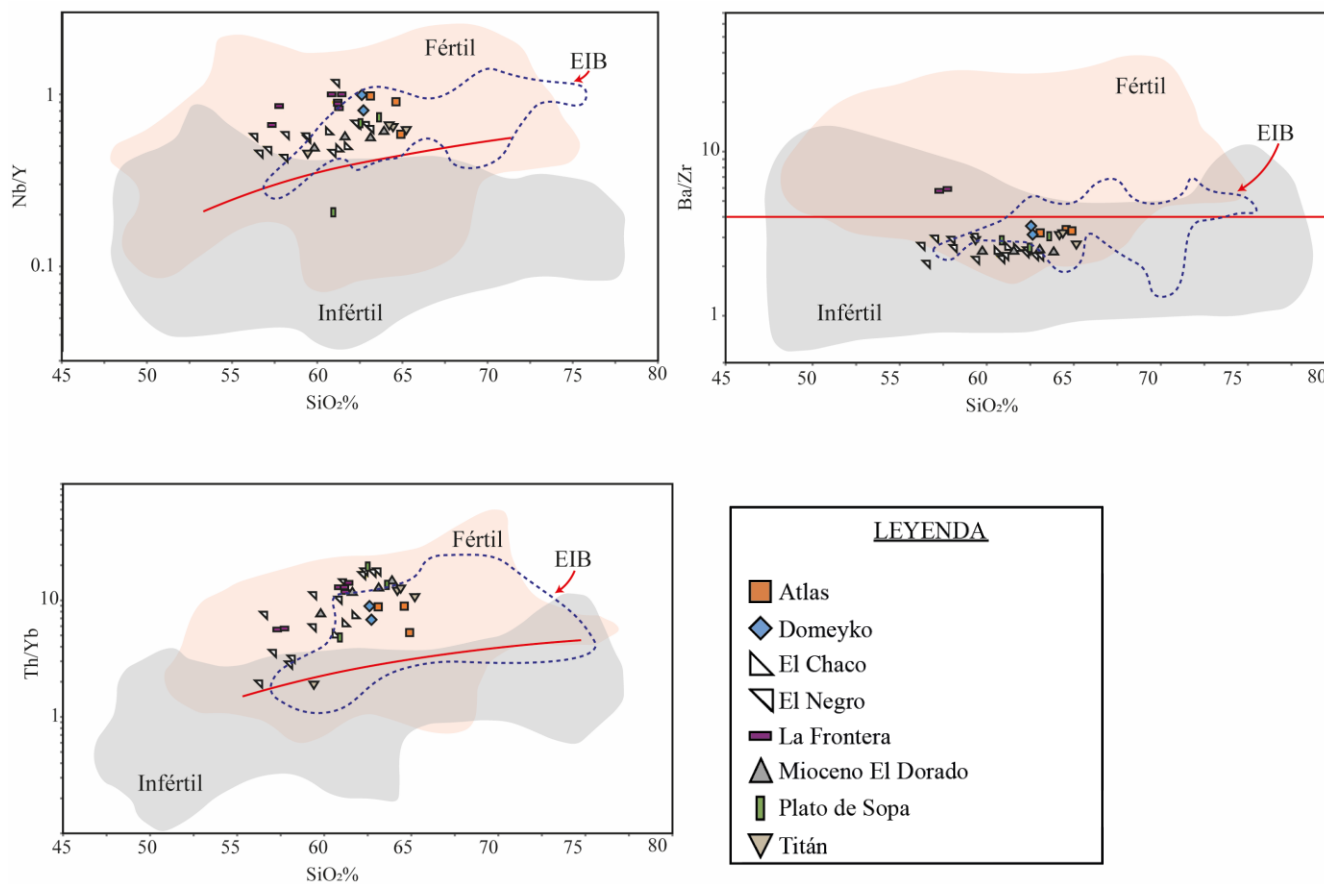


Figura 3621. Nb/Y versus sílice; Th/Yb versus sílice; Ba/Zr versus sílice. La línea roja marca el límite de fertilidad para oro. El área gris corresponde al campo estéril, mientras que el área roja al campo fértil. Basado en los estudios de Loucks (2017).

En el estudio de indicadores específicos de oro, las razones Nb/Y y Th/Yb se encuentran en el rango de fertilidad en todas las ocurrencias. Sin embargo, las razones Ba/Zr están por debajo del nivel de fertilidad (Fig. 36), posiblemente debido a un aporte insuficiente de bario desde el *slab*, señalando un bajo aporte de fluidos.

El único prospecto con niveles propicios para la formación de un sistema epitermal con enriquecimiento en oro es Frontera, que presenta una razón Ba/Zr superior a 3, similar a eventos mineralizados en el EIB estudiados por Jara (2021).

5.1.2.2. Indicadores de fertilidad en circón

Las muestras estudiadas corresponden exclusivamente a rocas extrusivas asociadas a estructuras volcánicas como coladas, edificios volcánicos o calderas. Para este estudio se ha analizado los circones de rocas volcánicas asociadas a seis ocurrencias o anomalías geoquímicas (Tabla 7).

Tabla 7. Ubicación de las anomalías visitadas.

UTM		Ocurrencia
E	N	
503199	7192693	Atlas
498890	7158539	Domeyko
554391	7149339	Frontera
510868	7184564	Mioceno-El Dorado
528688	7181030	Plato de Sopa
500180	7181736	Titán

Desde la perspectiva de la fertilidad magmática, se ha demostrado que para generar un fundido fértil este deber haber experimentado diferenciación a altas presiones y debe estar altamente hidratado y oxidado (Loucks y Fiorentini, 2024). Para identificar este tipo de magmas, se emplean razones elementales específicas de roca total (discutidas anteriormente) y circón. Adicionalmente, para determinar la fertilidad de oro, se ha verificado que se relaciona con fundidos generados en la parte baja de la litósfera (SCLM) (Louck, 2017).

Estado de hidratación en circones

En magmas hidratados, un cambio en las temperaturas de saturación de minerales como la plagioclasa y el anfíbol puede ocurrir a presiones superiores a 0.2-0.3 GPa. Bajo estas condiciones, la hornblenda se forma antes que la plagioclasa (Loucks et al., 2020). Basado en los hallazgos en la zona estudiada, las muestras presentan valores de Eu/Eu^* y $(\text{Yb}/\text{Dy})_N$ característicos de magmas hidratados, similares a los observados en sistemas de pórfido y epitermales de alta sulfuración (Loucks et al., 2024), lo que indica una supresión de la cristalización de plagioclasa y un aumento en la cristalización de hornblenda.

Basado en los resultados obtenidos mediante la petrocronología de circones, se puede observar que el patrón de tierras raras normalizado (REE) de los circones de las rocas muestreadas presenta, en algunos casos, una notable anomalía negativa de Eu (Fig. 18). Esta anomalía es evidente en los complejos ígneos asociados a Titán, Mioceno-El Dorado y Plato de Sopa, con valores de Eu/Eu^* entre 0.3 y 0.4, lo que sugiere un alto grado de fraccionamiento de plagioclasa rica en Eu^{2+} antes de la cristalización del circón, dejando un fundido residual empobrecido en Eu^{2+} . En contraste, las muestras asociadas a Atlas presentan una anomalía menos pronunciada, con valores de Eu/Eu^* entre 0.41 y 0.44, mientras que las de Domeyko tienen anomalías aún menos pronunciadas, con valores de Eu/Eu^* entre 0.5 y 0.6 (Fig. 17A). Esto indica

una cristalización reducida o suprimida de plagioclasa antes del circón, es decir, una supresión de la cristalización temprana de plagioclasa asociada a un mayor contenido de agua.

Está documentado que el fraccionamiento de anfíbol produce un empobrecimiento de MREE en relación con HREE en el fundido residual (Davidson et al., 2007). Por lo tanto, el fraccionamiento puede inferirse a partir de los cambios en un gráfico de Dy_N vs. $(Yb/Dy)_N$. Si se está fraccionando hornblenda, la relación $(Yb/Dy)_N$ debería aumentar a medida que el fundido se empobrece en Dy (Davidson et al., 2007). Este efecto se observa en todas las muestras estudiadas (Fig. 37), pero es más evidente en los complejos ígneos asociados a Domeyko y Atlas, que presentan valores altos de $(Yb/Dy)_N$ de hasta ~10.

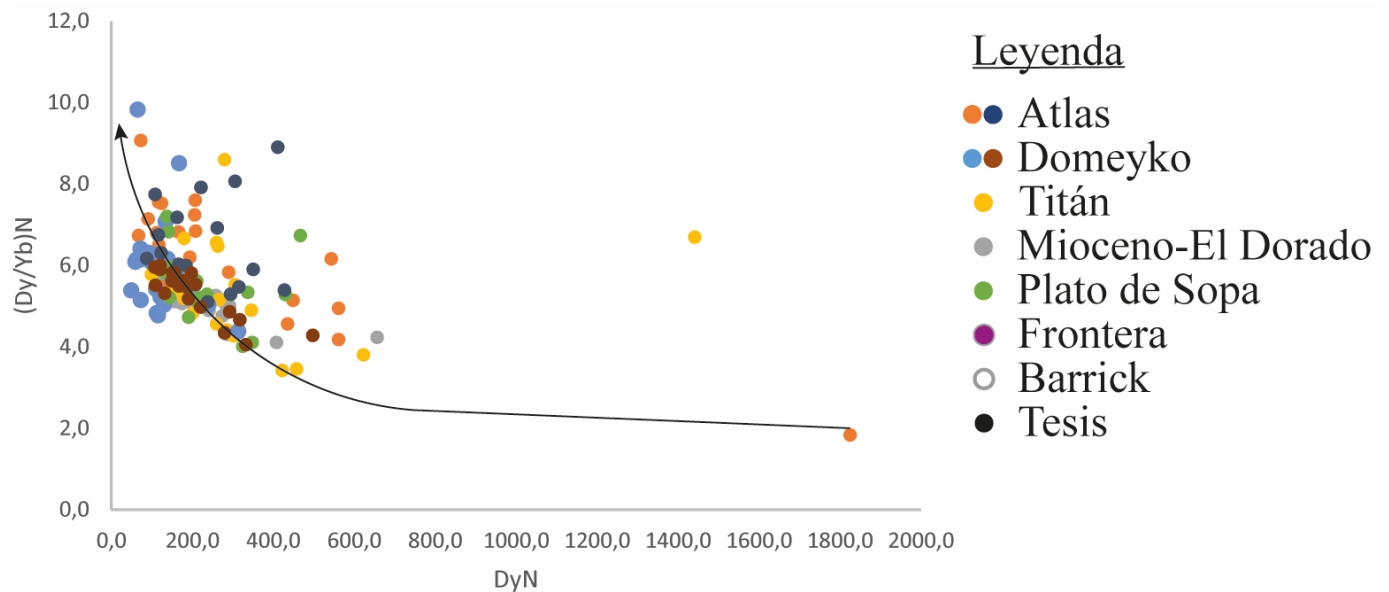


Figura 3722. Tendencia $(Dy/Yb)_N$ vs Dy_N en circones.

Estado de oxidación del fundido

Otro factor crucial en los depósitos minerales asociados con intrusiones es el estado redox o la fugacidad de oxígeno (fO_2) de los magmas, lo cual tiene implicaciones significativas para el potencial de formación de un depósito mineral (Loucks et al., 2023). En los fundidos silicatados, la transición de S^{2-} a S^{6+} se produce en $\Delta FMQ \gtrsim +1$ alcanzando su máxima transición en $\Delta FMQ \approx +1.5$, lo que es importante en términos de la solubilidad del azufre, ya que S^{2-} es mucho menos soluble que S^{6+} (Kleinsasser et al., 2022). Por consiguiente, los magmas relativamente reducidos ($\Delta FMQ < 1$) pueden experimentar pérdida de azufre debido a la saturación y fraccionamiento de sulfuros, junto con el secuestro de elementos siderófilos y calcófilos en las primeras etapas magmáticas dentro de la corteza profunda, disminuyendo así el potencial de formar un depósito tipo pórfido o epitermal de alta sulfuración (Loucks et al., 2024, Chiaradia, 2020).

En la zona de estudio, se puede verificar que no todas las muestras presentan un indicador $\Delta\text{FMQ} > +1$ en circones, como es el caso de gran parte de las rocas volcánicas asociadas a los prospectos, mediana de ΔFMQ para Mioceno-El Dorado (-0.1), Titán (+0.4), Domeyko (+0.7), y Plato de Sopa (+0.2). Siendo la excepción a este caso Atlas, con una mediana de ΔFMQ de +0.9 a +1.2 (Fig. 33B), siendo valores aún por debajo de los valores favorables ($\Delta\text{FMQ} > +2.0$; Chiaradia, 2020).

5.1.2.3. Discriminantes de fertilidad

Basado en los discriminadores de roca total, es posible generar un diagrama que aporte utilidad en la discriminación de suites magmáticas fértiles, caracterizadas por un estado oxidado favorable y una alta hidratación que pueda también facilitar la exsolución durante las fases más tardías de la evolución del sistema (Ren et al., 2020).

Se ha encontrado que estas relaciones (Sr/Y y V/Sc) son muy altas en magmas fértiles para pórfidos de Cu (Cu-Mo y Cu-Au indistintamente) y mineralización epitermal, y por lo tanto, se han utilizado como "indicadores de fertilidad" para discriminar magmas formadores de mineral de Cu de segmentos de arco aparentemente no mineralizados en el margen del Pacífico (Loucks, 2014).

Las suites fértiles deben cumplir con valores de Sr/Y > 40 y V/Sc > 10 y un valor de $\text{SiO}_2 > 60\%$. Estos umbrales se señalan porque según observaciones, valores considerablemente altos de estas razones no se encuentran fuera del campo de fertilidad de sus respectivos gráficos (Figs. 41 y 42). Por otro lado, como señala Halley (2020), existe una interdependencia entre el estado de oxidación y la presencia de H_2O en el sistema, ya que el agua inhibe la formación de magnetita y favorece el fraccionamiento de anfíbol, el cual incorpora preferentemente Fe^{2+} en su estructura (Loucks et al., 2024), incrementando así la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Por lo tanto, en la zona de intersección entre ambos discriminadores, es posible encontrar fundidos tanto oxidados como hidratados (Fig. 38).

Los diagramas de $(\text{Eu}_N/\text{Eu}^*)/\text{Yb}_N$ frente a ΔFMQ en circón son muy útiles para distinguir entre diferentes complejos ígneos, segmentos de arcos volcánicos y períodos que tienen el potencial de generar y albergar depósitos de minerales magmático-hidrotermales (Loucks et al., 2024). El discriminador ΔFMQ es un indicador cuantitativo de la fugacidad de oxígeno relativo al fundido silicatado, mientras que la razón $(\text{Eu}_N/\text{Eu}^*)/\text{Yb}_N$ es un indicador empírico del estado de hidratación del fundido y de identificación de cloro y dióxido de sulfuro (Loucks et al., 2024). El uso de estos indicadores puede ayudar a distinguir tendencias que reflejan dos factores principales: la variación en la abundancia de sulfato, que oxida elementos como Fe y Ce en el fundido residual durante la exsolución del fluido, y la profundidad a la cual comienza este proceso, influenciada por la hidratación del fundido (Loucks et al., 2024). Esto afecta la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ en el fluido hidrotermal y en el fundido residual. Los fundidos más ricos en H_2O comienzan a grandes presiones a exsolver y segregar gravitacionalmente fluidos hidrotermales con mayor FeCl_2 y una mayor relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. En el fundido residual, esto tiende a producir una mayor tasa de oxidación por cada incremento en la pérdida de fluido y una pendiente más baja en los arreglos de circón en los gráficos de $(\text{Eu}_N/\text{Eu}^*)/\text{Yb}_N$ vs. ΔFMQ (Loucks et al., 2024). Por lo

tanto, una pendiente más baja de las series de circón en los diagramas de $(Eu_N/Eu^*)/Yb_N$ vs. ΔFMQ , implica una mayor tasa de oxidación del fundido residual por incremento de pérdida de fluido, lo cual a su vez implica una mayor disponibilidad de azufre en el fundido y en el fluido magmático-hidrotermal exsuelto (Louck et al., 2024) (Fig. 39).

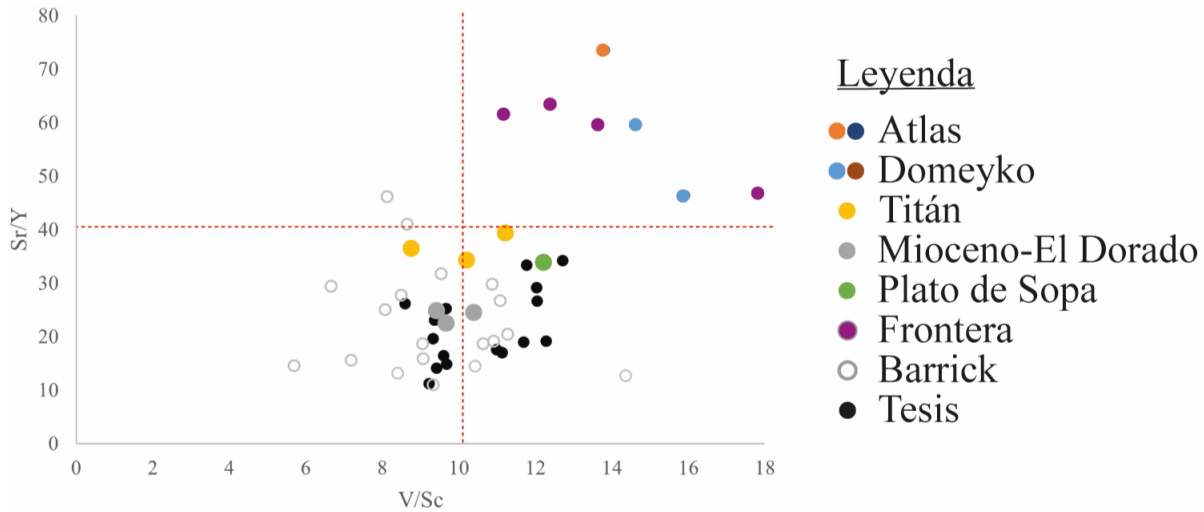


Figura 3823. Razón V/Sc vs Sr/Y en rocas ígneas con $SiO_2 > 60\%$.

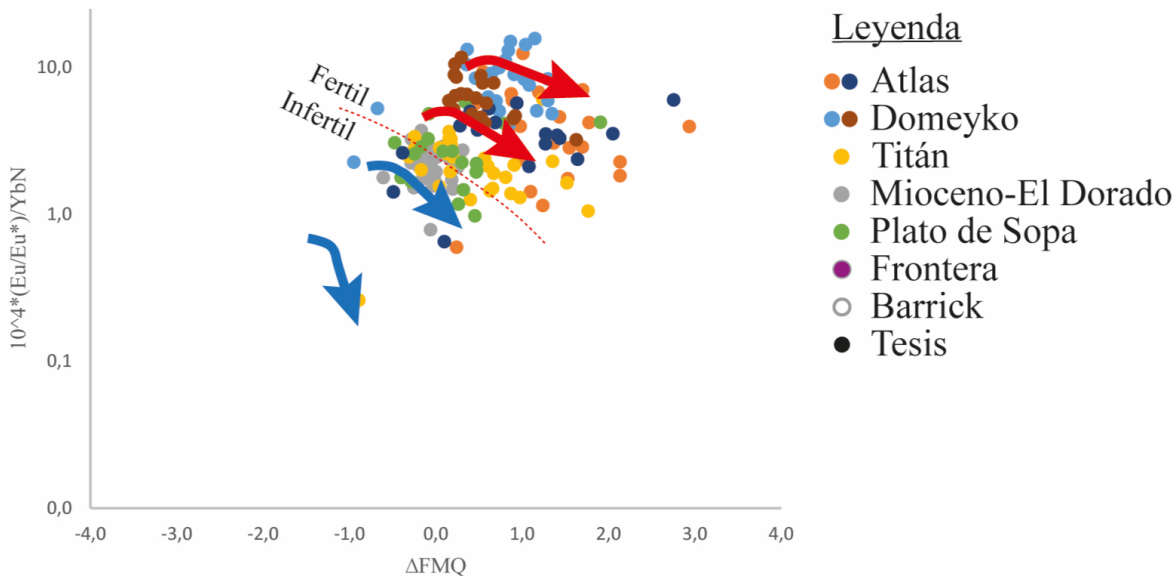


Figura 3924. Indicador de fertilidad en circones. Las flechas rojas señalan tendencias con menor pendiente y mayor concentración de H_2O . Basado en los estudios de Loucks et al. (2024).

En base a los factores discriminantes discutidos, para el diagrama de roca total (Fig. 38), se observa que Atlas y Domeyko presentan características favorables, al igual que Frontera. Por otro lado, los

indicadores de fertilidad en circón para los prospectos del Mioceno Inferior y Superior, es posible distinguir que tanto Atlas como Domeyko vuelven a resaltar con parámetros de fertilidad.

A pesar de que los prospectos anteriormente mencionadas presenten un potencial desde un punto de vista de la geoquímica de roca total y fertilidad de circones, es necesario mencionar que importantes procesos en la corteza superior se deben desarrollar de manera adecuada, como es el caso de una profundidad propicia de emplazamiento del magma (Loucks et al., 2024), como así también la existencia de múltiples eventos mineralizadores que aumenten la presencia del oro en superficie (Chiaradia, 2020).

En resumen, todos los modelos actuales para la generación de magmas mineralizados en el EIB sostienen el papel activo de la subducción del *flat slab* y el engrosamiento cortical asociado en un régimen de compresión para generar condiciones de mayor presión, oxidación y mayor contenido de agua.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En base a la compilación e interpretación de datos geológicos bajo la perspectiva del *Mineral System*, fue posible identificar y organizar los elementos clave para la formación de una ocurrencia enriquecida en oro. La integración de datos de campo, junto a evidencia petrográfica y geoquímica, permitió establecer la evolución geológica de la zona de estudio. Al considerar los tres pilares de arquitectura, geodinámica y fertilidad, se ha logrado definir los periodos y lugares más prospectivos.

En este estudio, la componente de arquitectura cortical más favorable se identificó en zonas de intersección entre grandes estructuras, principalmente con orientaciones NS paralelas al arco y NE junto con NW oblicuas al arco. Las zonas de mayor interés resultaron ser aquellas con intersecciones estructurales y baja probabilidad de reactivación. Desde un punto de vista arquitectónico, los dominios que más destacan corresponden al dominio noroccidental y suroriental, debido a las estructuras relacionadas a corredores que se intersectan entre sí, además de encontrarse orientadas favorablemente para promover la formación de un yacimiento.

En cuanto a la geodinámica, se identificaron eventos de compresión, destacando la llegada del JFR, que ocasionó un fuerte pero breve evento de compresión anómalo. Este evento funcionó tanto como *threshold barrier*, como un facilitador para el ascenso de fluidos por *pumping* y la focalización de la energía necesaria para formar una ocurrencia. Las evidencias de este evento se identificaron mediante una combinación de geoquímica, evidencias estructurales y geomorfológicas que indican procesos de compresión y alzamiento durante el evento. Desde el punto de vista geodinámico, destaca el inicio del Mioceno Inferior y final del Mioceno Medio-Superior, debido a que ambos periodos se relacionan con un evento anómalamente compresivo. Estos, como se discutió, se diferencian en una serie de características, lo que permite concluir que el evento del Mioceno Medio-Superior se relaciona con el periodo de influencia del JFR y representa al evento con mejores indicadores transientes geodinámicos.

En relación con la fertilidad del distrito, se corroboró que la mineralización— al igual que en otros estudios similares— se relaciona con magmas hidratados y oxidados, asociados al SCLM y generados en contextos de altas presiones. Estos magmas se relacionan fuertemente con la influencia del JFR en la zona de estudio, un fenómeno también observado en regiones ubicadas más al sur.

Los resultados de esta investigación indican que el Mioceno Inferior y Mioceno Medio-Superior corresponden a los periodos más fértiles, debido a las claras signaturas geoquímicas favorables de los productos volcánicos, siendo la única diferencia notable que el Mioceno Medio-Superior presenta claras evidencias de un mayor aporte de fluidos del *slab*, en comparación con el Mioceno Inferior donde el indicador de aporte de fluidos no alcanza el nivel fértil.

Finalmente, en base todos los datos obtenidos e interpretando la información recolectada, es posible afirmar que en el área de estudio destaca la zona relacionada con Atlas, debido a un contexto arquitectónico favorable, indicadores de fertilidad propicios, pero careciendo de un evento geodinámico propicio.

Por otro lado, la zona relacionada con Frontera se asocia a un periodo geodinámico excepcionalmente bueno, junto con indicadores de fertilidad claramente favorables, pero debido a una fuerte cobertura, el potencial real asociado a arquitectura en esta zona es desconocido. Se recomienda realizar un estudio más profundo del Mioceno Medio-Superior debido a sus características propicias desde el punto de vista de fertilidad y geodinámica y analizar en detalle las estructuras orientadas favorablemente con respecto al paleo-esfuerzo, para identificar potenciales zonas de interés prospectivo.

Bibliografía

- Azevedo, F., Brewer, N., Huete, D., Santos, A., Roncal de Santos, L., Baumgartner, R., Trueman, A., Foley, A. (2015). Geology and Mineralization of the Salares Norte Gold-Silver Deposit, Atacama Region, Chile. In *Actas XIV Congreso Geológico Chileno*. La Serena, Chile, pp.358, v.2.
- Bahlburg, H., Vervoort, J., Du Frane, A., Bock, B., Augustsson, C., Reimann C. (2009). Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews* 97:215-241.
- Barton, M.D., Young, S.E. (2002). Non-pegmatitic Deposits of Beryllium: Mineralogy, Geology, Phase Equilibria and Origin. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 50: 591-691.
- Bello-González, J., Contreras-Reyes, E., Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research* 216–234. V.64.
- Bissig, T., Lee, J., Clark, A., Heather, K. (2001). The Cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the central Andean flat-slab region: New Ar-40-Ar-39 constraints from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt, 29 degrees 20 '-30 degrees 30 ' S. *International Geology Review*. 43:312-340.
- Bissig, T., Clark, A., Lee, J., von Quadt, A. (2003). Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: New constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita* 38:844-862.
- Boric, R., Díaz, F., Maksaev, V. (1984). Complemento Mapa Metalogénico II Región. Servicio Nacional de Geología y Minería-Corporación de Fomento de la Producción. Informe (Inédito), 12: 251 p.
- Cembrano, J., Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. 471. 96-113. 10.1016/j.tecto.2009.02.038.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. *The Geology of Chile* (Eds) The Geological Society of London pp.115-146.
- Chiaradia, M. (2020). Gold endowments of porphyry deposits controlled by precipitation efficiency. *Nature Communications*, 11(1), 248. doi: <https://doi.org/10.1038/s41467-019-14113-1>.
- Chiaradia, M. (2022). Distinct magma evolution processes control the formation of porphyry Cu–Au deposits in thin and thick arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, 599, 117864. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117864>.
- Chong, G. (1973). Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 284 p. Santiago.
- Clavero, J., Gardeweg, M., Mpodozis, C. (1998). Mapa Geológico Preliminar del área de Salar de Piedra Parada, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago. Mapas Geológicos, Versión Preliminar.

- Clavero, J., Pérez-Flores, P., Rojas, F., Huete Verdugo, D., Droguett, B., Ramírez, V. (2024). Volcano tectonic setting of the Salares Norte Au–Ag epithermal belt, central Andes of northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104882>.
- Coira, B., Pezzutti, N. (1976). Vulcanismo Cenozoico en el ámbito de la Puna Catamarqueña. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31:34-42.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V.A. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18:303-332.
- Coira, B., Kay, S. (1999). Evolución volcánica cenozoica de la región de Agua Escondida Salar Aguas Calientes-Puna Austral (Andes Centrales 25°30'S). 14° Congreso Geológico Argentino, Actas. 1.
- Cornejo, P. (1987). Hydrothermal alteration zones and sulphur deposits in Upper Cenozoic volcanoes of Salar de Gorbea, Andes of northern Chile. In *Pacific Rim Congress 87: 877-885*. Gold Coast, Australia.
- Cornejo, P., Mpodozis C. (1996). Geología de la Región de Sierra Exploradora (Cordillera de Domeyko 25°-26°S), escala 1:50.000. Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado, IR-96-09: 330 p. 9.
- Cornejo P., Mpodozis C., Rivera O., Matthews S. (2009). Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 119: 99 p. 1 mapa escala 1:100.000.
- Davidson, J., Turner, S., Plank, T. (2013) Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes. *Journal of Petrology* 54:525–537.
- Farrar A., Cooke, D., Hronsky, J., Wood, D.G., Benavides, S., Cracknell, M.J., Banyard, J.F., Gigola, S., Ireland, T., Jones, S.M., Piquer, J. (2023). A Model for the Lithospheric Architecture of the Central Andes and the Localization of Giant Porphyry Copper Deposit Clusters. *Economic Geology*. 118 (6): 1235–1259.
- Gamonal, S., Bissig, T., Ramos, I. (2024). Oligocene to Miocene magmatic and hydrothermal evolution in the Maricunga belt (Región de Copiapó, Chile): A new look to a long known metallogenic belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 141, 104901. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104901>.
- Gutscher, M-A., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*. 19:814-833.
- Halley, S. (2020). Mapping Magmatic and Hydrothermal Processes from Routine Exploration Geochemical Analyses. *Economic Geology* 115:489–503.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in *Economic Geology* 13:245-277.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubía, J. M., Alonso, J. J., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Meñendez, L., Limarino, O., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L. R., Rubio-Ordóñez, Á., Seggiaro, R., Serra-Varela, S., Spalletti, L., Cardó, R. & Ramos, V. A. (2018). The Pre-Andean Phases of Construction of the Southern Andes Basement in Neoproterozoic–Paleozoic Times. In: Folguera, A., Contreras-Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Ianelli,

S., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M. P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V. D., Álvarez, O., Arriagada, C. (Eds.) *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer.

Hervé, F., Fanning, C. M., Calderón, M. Mpodozis, C. (2014). Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°–31°S): SHRIMP U–Pb zircon ages and Lu–Hf and O isotope systematics. *Lithos*, 184-187:436-446.

Hronsky, J.M.A., Groves, D.I., Loucks, R.R. (2012). A unified model for gold mineralisation in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods. *Mineralium Deposita* 47:339–358.

Jara, C., (2021), *Structural Framework and Geodynamic Evolution of the Au-rich El Indio Belt, Chile-Argentina: A Mineral System case study*. The University of Western Australia School of Earth Sciences.

Kay, S.M., Kay, R., Citron, G. (1982). Tectonic Controls of Tholeiitic and Calc-Alkaline Magmatism in the Aleutian Arc. *Journal of Geophysical Research*. 87. 4051-4072. 10.1029/JB087iB05p04051.

Kay, S.M., Gordillo, C.E. (1994). Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the central Andes: Contributions to Mineralogy and Petrology 117:25–44.

Kay, S.M., Mpodozis, C. (2001). Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust. *GSA Today*. 11:10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2.

Kay, S.M., Coira, B. (2009). Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoirs*. 204. 229-259. 10.1130/2009.1204(11).

Kay, S.M., Mpodozis, C., Gardeweg, M. (2013). Magma sources and tectonic setting of Central Andean andesites (25.5–28°S) related to crustal thickening, forearc subduction erosion and delamination. *Geological Society, London, Special Publications*, 385

Kleinsasser, J.M., Simon, A.C., Konecke, B.A., Kleinsasser, M.J., Beckmann, P., Holtz, F. (2022). Sulfide and sulfate saturation of dacitic melts as a function of oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta* 326:1–16.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A.J., Keller, M.J. (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, 193.

Long, R., Bao, Z., Huang, W., Lin, S., Xie, S., Liao, J., Li, J., Liang, H. (2020). Flat-slab subduction and formation of “intraplate” porphyry deposits: Insights from the Jurassic high and low La/Yb ore-forming porphyries along the Qin-Hang belt, South China. *Ore Geology Reviews*, 123, 103574. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103574>.

Loucks, R., Henríquez, G., Fiorentini, M.L. (2024). Zircon and Whole-Rock Trace Element Indicators of Magmatic Hydration State and Oxidation State Discriminate Copper Ore-Forming from Barren Arc Magmas. *Economic Geology* 119: 511–523.

- Loucks, R., Fiorentini, M.L., Henríquez, G. (2020) New Magmatic Oxybarometer Using Trace Elements in Zircon. *Journal of Petrology* 61.
- Loucks, R., Fiorentini, M.L. (2023). Oxidation of magmas during gain and loss of H₂O recorded by trace elements in zircon. *Earth and Planetary Science Letters* 622.118377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118377>.
- Loucks R. (2017) Copper and Gold Metallogenic Fertility Indicators for Arc Magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*.
- Love, D.A., Clark, A.H., Glover, J.K. (2004). The lithologic, stratigraphic, and structural setting of the giant Antamina copper-zinc skarn deposit, Ancash, Peru: *Economic Geology* 99:887-916.
- Maksaev, V., Zentilli, M. (1999). Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology* 8: 65-89.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Hervé, M.; Mpodozis, C. (1995). Hoja Aguas Blancas, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 70: 150 p.
- Martin, M., Clavero, J., Mpodozis, C., Cuitiño, L. (1995). Estudio Geológico Regional de La Franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería; Compañía Minera San José. 238 p.
- Matthews, S., Cornejo, P., Riquelme, R. (2006). Carta Inca de Oro, Región de Atacama. escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 102: 79 p.
- McCuaig T.C., Beresford, S., Hronsky, J. (2010). Translating the mineral systems approach into an effective exploration targeting system, *Ore Geology Reviews* 38:128-138.
- McCuaig, T. C., & Hronsky, J. M. A. (2014). The Mineral System Concept: The Key to Exploration Targeting. SEG Special Publication 18. Society of Economic Geologists, Inc. McDonough, W.F., Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth, *Chemical Geology* 120:228.
- Miller, J., Blewett, R., Tunjic, J., Connors, K. (2010). The role of early formed structures on the development of the world class St Ives goldfield, Yilgarn, WA. *Precambrian Research* 183:292-315.
- Mpodozis, C., Kay, S.M. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31 S). *Andean Geology* 17:153-180.
- Mpodozis, C., Ramos, V. A. (1990). The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Energy and Mineral Resources*. Ericksen, G., Reinemund, J., Cañas, M.T. (Eds) Circum Pacific Council for Energy and Mineral resources, Earth Science Series: 59-90.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., Gardeweg, M., Coira, B. (1996). Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27° S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: p. 539-548.
- Naranjo, J.A., Puig, A. (1984). Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 62-63: 140 p., 1 mapa escala 1:250.000.

- Naranjo, J.A., Cornejo, P. (1992). Hoja Salar de la Isla. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. 72, mapa escala 1:250.000.
- Naranjo, J.A. (2010). Geología del Complejo Volcánico Lastarria, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 123: 33 p., 1 mapa escala 1:25.000.
- Naranjo, J.A., Villa, V., Venegas, C. (2013a). Geología de las áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño, Regiones de Antofagasta y Atacama: Carta Geológica de Chile, Serie Geología básica, escala 1:100.000 N° 153 y 154, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN).
- Naranjo, J.A., Villa, V., Venegas, C. (2013b). Geología de las áreas Salar de Aguilar y Portezuelo León Muerto, Regiones de Antofagasta y Atacama: Carta Geológica de Chile, Serie Geología básica, escala 1:100.000, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN).
- Naranjo, J.A., Ramírez, C., Villa, V. (2016). Geología de las áreas Cerro Panteón de Aliste y Cerro Colorado, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Geología básica, N° 185 y 186, escala 1:100.000, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN).
- Naranjo J.A., Villa, V., Ramírez, C., Pérez de Arce, C. (2018). Volcanism and tectonism in the southern Central Andes: Tempo, styles, and relationships. *Geosphere* 14: 626–641..
- Osorio (2018). Alteración, mineralización y geocronología del depósito Au-Ag Atlas, franja de Gorbea, Región de Antofagasta: propuesta de un modelo de exploración para depósitos epitermales de Au-Ag del Mioceno inferior del norte de Chile. Tesis de Magíster en geología económica, Universidad Católica del Norte.
- Palma, M. (1990). Geología del macizo de Antofalla en la sierra del Campo Negro, Puna Catamarqueña. 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 39-42.
- Pardo-Casas P., Molnar P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late cretaceous time. *Tectonics* 6:233-248.
- Park, J.W., Campbell, I.H., Chiaradia, M. (2021). Crustal magmatic controls on the formation of porphyry copper deposits. *Nature Reviews Earth & Environment* 2:542–557. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00182-8>.
- Pearce, J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100:14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pearce, J., Peate, D. (1995). Tectonic Implications of the Composition of Volcanic arc Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23:251-285.
- Piquer, J., Sanchez-Alfaro, P., Pérez-Flores, P. (2021) A new model for the optimal structural context for giant porphyry copper deposit formation. *Geology* 49:597–601.
- Plank, T., Langmuir, C. (1993). Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* 362: 739–743

Profeta, L., Ducea, M. N., Chapman, J. B., Paterson, S. R., Gonzales, S. M. H., Kirsch, M., Petrescu, L., DeCelles, P. G. (2015). Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. *Scientific Reports*, 5, 17786.

Sibson R.H., (1992). Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics* 211:283-293.

Ramos, V., Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. In: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (Eds) *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications, 327:31–54.

Reporte público KGHM (2013).

https://portalgeo.sernageomin.cl/SIGEX_2019/0442_723_Prospecto_Varas/

Reporte público Mirasol (2017). <https://mirasolresources.com/projects/available-for-partnership/zeus/>

Reporte público Barrick (2017).

https://portalgeo.sernageomin.cl/SIGEX_2019/0666_444_Tres_Puntas/

Reporte público Mirasol (2015-2022). <https://mirasolresources.com/projects/available-for-partnership/gorbea-belt/>

Richards, J. P., Boyce, A.J., Pringle, M.S. (2001). Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology* 96:271–305.

Richards, J., Kerrich, R. (2007). Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology* 102:537–576.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., Duboz, C. (2005). Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru: *Earth and Planetary Science Letters* 239:18-32.

Salfity, J.A. (1985). Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste Argentino. Congreso Geológico Chileno, IV, Antofagasta, Part 2, p. 119–137.

Seggiaro, R., Hongn, F., Castillo, F., Pereyra, F., Villegas, D., Martínez, L. (2006). Hoja Geológica 2769-II, Paso San Francisco. (1:250.000). Programa Nacional de Cartas Geológicas. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 294, 54 pp.

Seggiaro, R., Becchio, R, Pereyra, F., Martínez, L. (2007). Hoja Geológica 2569-IV, Antofalla (1:250.000). Programa Nacional de Cartas Geológicas. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 343.

Sillitoe, R.H. (1991). Gold Metallogeny of Chile: an Introduction. *Economic Geology* 86:1187-1205.

Sillitoe, R.H. (1999). Styles of high-sulphidation gold, silver, and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments: PacRim '99, Bali, Indonesia, 10-13 October, Proceedings, p. 29-44.

- Sillitoe, R.H., Perelló, J. (2005). Andean Copper Province: Tectonomagmatic Settings, Deposit Types, Metallogeny, Exploration, and Discovery. *Economic Geology 100th Anniversary Volume* pp. 845–890.
- Sillitoe R.H. (2008). Major Gold Deposits and Belts of the North and South American Cordillera: Distribution, Tectonomagmatic Settings, and Metallogenic Considerations. *Economic Geology* 103:663–687.
- Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Economic Geology* 105:3-41.
- Sun, S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tomlinson, A.J., Cornejo, P., Mpodozis, C. (1999). Hoja Potrerillos, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, 14, 1 mapa escala 1.100.000.
- Venegas, C., Cervetto, M., Astudillo, N., Espinoza, F. (2013). Carta Sierra Vaquillas Altas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 1 mapa escala 1:100.000. Serie Geología Básica, N° 159, 88 p.
- White, D.E. (1955). Thermal springs and epithermal ore deposits: *Economic Geology 50th Anniversary Volume*, p. 99-154.
- Wyborn, L.A.I., Heinrich, C.A., Jaques, A.L. (1994). Australian Proterozoic mineral system: Essential ingredients and mappable criteria: Australian Institute of Mining and Metallurgy Annual Conference, Melbourne, Proceedings, p. 109-115.
- Yáñez, G., Herrera, (2019). Crustal dense blocks in the fore-arc and arc region of Chilean ranges and their role in the magma ascent and composition: Breaking paradigms in the Andean metallogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 51:66-.