

CAPÍTULO IV

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

“LA CALDERA CERRO PRIMERO DE ABRIL: EVOLUCIÓN GEOLÓGICA-METALOGÉNICA DEL DISTRITO HOMÓNIMO, CARACTERÍSTICAS GENERALES E IMPLICANCIAS EN EL ESTILO ERUPTIVO DEL VOLCANISMO JURÁSICO Y SU RELACIÓN CON LOS DEPÓSITOS HIDROTERMALES PRESENTES”

DISCUSIONES

En el Distrito Cerro Primero de Abril se identificaron claramente numerosas facies volcanoclásticas jurásicas que muestran complejas relaciones estratigráficas entre sí. La mayoría de estas unidades corresponden a potentes flujos ignimbríticos y extensos complejos lávicos de composición intermedia y ácida, que han sido generadas en un evento volcánico multi-episódico de características explosivas intensas, como parte de los episodios generadores de las unidades del Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL).

A su vez, la geología reconocida en el Distrito está relacionada espacial, genética y temporalmente con cuatro depósitos hidrotermales, los cuales poseen características estructurales, mineralógicas y geoquímicas particulares.

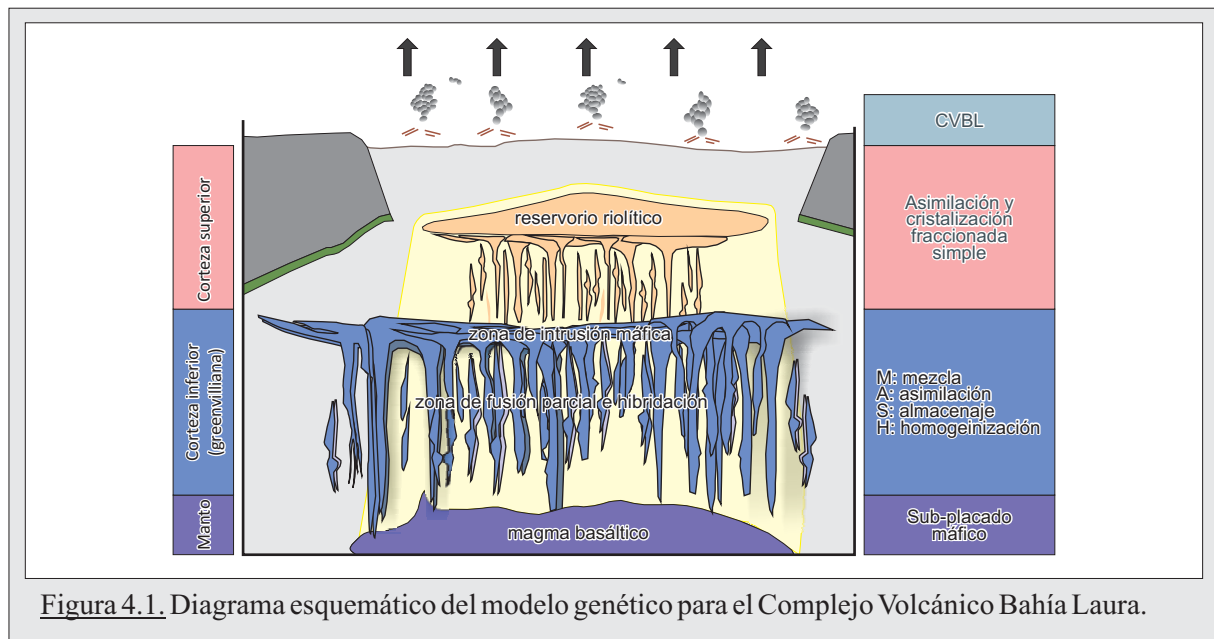
En este capítulo se discutirán las evidencias geológicas obtenidas en el campo, junto a los resultados de los análisis petrográficos y de laboratorio, con el fin de dilucidar el origen y las características de estos episodios volcanoclásticos jurásicos, definiendo cual fue el o los factores que generaron el desencadenamiento explosivo y las características del edificio volcánico que se construyó.

Además, se discutirá el marco metalogénico en el cual se formaron estos depósitos hidrotermales y la génesis de los fluidos hidrotermales haciendo un especial énfasis en el origen, evolución y transporte de los metales, para finalmente, definir la tipología a la cual pertenecen los cuatro sistemas mineralizados presentes en el Distrito. Finalmente, se determinará la relación espacial, genética y temporal existente entre los depósitos y el magmatismo del CVBL.

4.1. Marco geológico distrital

4.1.1. Origen y naturaleza del magmatismo responsable del Complejo Volcánico Bahía Laura: Estilos eruptivos y edificios volcánicos reconocidos en el Distrito Cerro Primero de Abril.

El prolongado y complejo volcanismo jurásico medio a superior del Macizo del Deseado ha sido el evento más relevante en la historia geológica de esta región. Al referirnos en el segundo capítulo a las teorías que explican los posibles orígenes de la Provincia Ígnea Magmática Chon Aike se interpretó, a partir de los datos isotópicos de rocas volcánicas, que el origen y naturaleza del magmatismo responsable del CVBL fue a partir de procesos de mezcla, asimilación, almacenamiento y homogenización (*MASH*) de una corteza inferior greenvilliana, profunda e hidratada, que generó un magmatismo con una composición primaria andesítica-dacítica (representada por las Formaciones Cerro León y Bajo Pobre) siendo los extremos ácidos (representados por las rocas de la Fm. Chon Aike) el resultado final de una cristalización fraccionada simple (CF) o combinada con evento de asimilación cortical (AC) en cámaras magmáticas ubicadas en la corteza superior (Figura 4.1).



En el Distrito Cerro Primero de Abril estos procesos corticales se encuentran comprobados a través de las numerosas evidencias de campo y laboratorio reconocidas en este trabajo de tesis, y que se discutirán a continuación.

Origen y naturaleza del magmatismo del CVBL

A partir de los análisis geoquímicos realizados sobre las unidades jurásicas del CVBL, se identificaron claramente dos extremos composicionalmente opuestos (Figura 4.2-A); por un lado están las rocas del Complejo Andesítico (CA) las cuales poseen composiciones poco evolucionadas, intermedias a básicas, y por otro lado se encuentran las rocas del Complejo Riolítico (CR), junto con las Ignimbritas de Cristales Riolíticas (ICR), ambas más evolucionadas, con composiciones ácidas. En una posición intermedia, se encuentran las rocas del Complejo Dacítico (CD) y las Ignimbritas de Cristales Dacíticas (ICD), las cuales poseen evidencias texturales en muestra de mano y al microscopio (ver capítulo II, figura 2.14) que reflejan procesos de desequilibrio provocado por la mezclas de los extremos magmáticos andesíticos y riolíticos.

No obstante las diferencias composicionales, el origen y la naturaleza de estos dos extremos magmáticos es el mismo. Al analizar el tren evolutivo en el diagrama AFM se reconoce una tendencia evolutiva calcoalcalina continua (Figura 4.2-B), mientras que en las relaciones de los elementos Trazas y las tierras raras en los análisis *Spider* (Figura 4.2-C) se reconoció un patrón similar en todas las rocas del CVBL, siendo uniformes la distribución de las curvas de valores, lo cual refleja que estas rocas presentan características co-magmáticas al estar asociadas a la misma fuente de origen.

Estilos eruptivos y edificios volcánicos en el CVBL

Por otra parte, la ubicación, génesis y estilo eruptivo de los centros emisores del CVBL ha sido

durante años motivo de numerosas discusiones. En los ambientes volcánicos antiguos, y en particular en el ámbito del Macizo del Deseado, realizar interpretaciones sobre la génesis de los materiales volcánicos, el estilo eruptivo, su localización respecto al centro emisor y las paleodirecciones de transporte no es una tarea sencilla. La pobre preservación de edificios volcánicos y la relación de materiales lávicos con las fracturas extensionales jurásicas, condujo a que el modelo de volcanismo fisural sea el más aceptado entre la mayoría de los investigadores (De barrio, 1984; Panza, 1982; Guido, 2004). Sin embargo, otros autores han sugerido la presencia de calderas para explicar los volúmenes de rocas piroclásticas que dominan la región (Hechem y Homocv, 1988; Sruoga, 1994; Fernández *et al.*, 1996; Echeveste *et al.*, 2001; Guido, 2004; Echavarría *et al.*, 2005; Sruoga *et al.*, 2008).

Existe el consenso entre los investigadores citados que el intenso magmatismo jurásico del CVBL está relacionado con erupciones explosivas de tipo pliniano de extrema violencia, en donde se eyectaron grandes volúmenes de materiales piroclásticos mediante columnas eruptivas de gran de altura, pero hasta la actualidad no se han podido determinar con claridad la ubicación y el estilo de los centros efusivos responsable de este vulcanismo (Guido, 2004).

Este marcado dominio de las facies piroclásticas sobre las lávicas, junto al predominio de los extremos geoquímicamente más evolucionados, permite inferir que estos magmas tuvieron un tiempo de residencia en cámaras corticales poco profundas suficiente como para diferenciarse y generar las numerosas ignimbritas jurásicas observadas a lo largo de todo el Macizo. De hecho, gran parte de las unidades del CVBL coinciden con lo que Lipman *et al.* (1978) y De Silva *et al.*

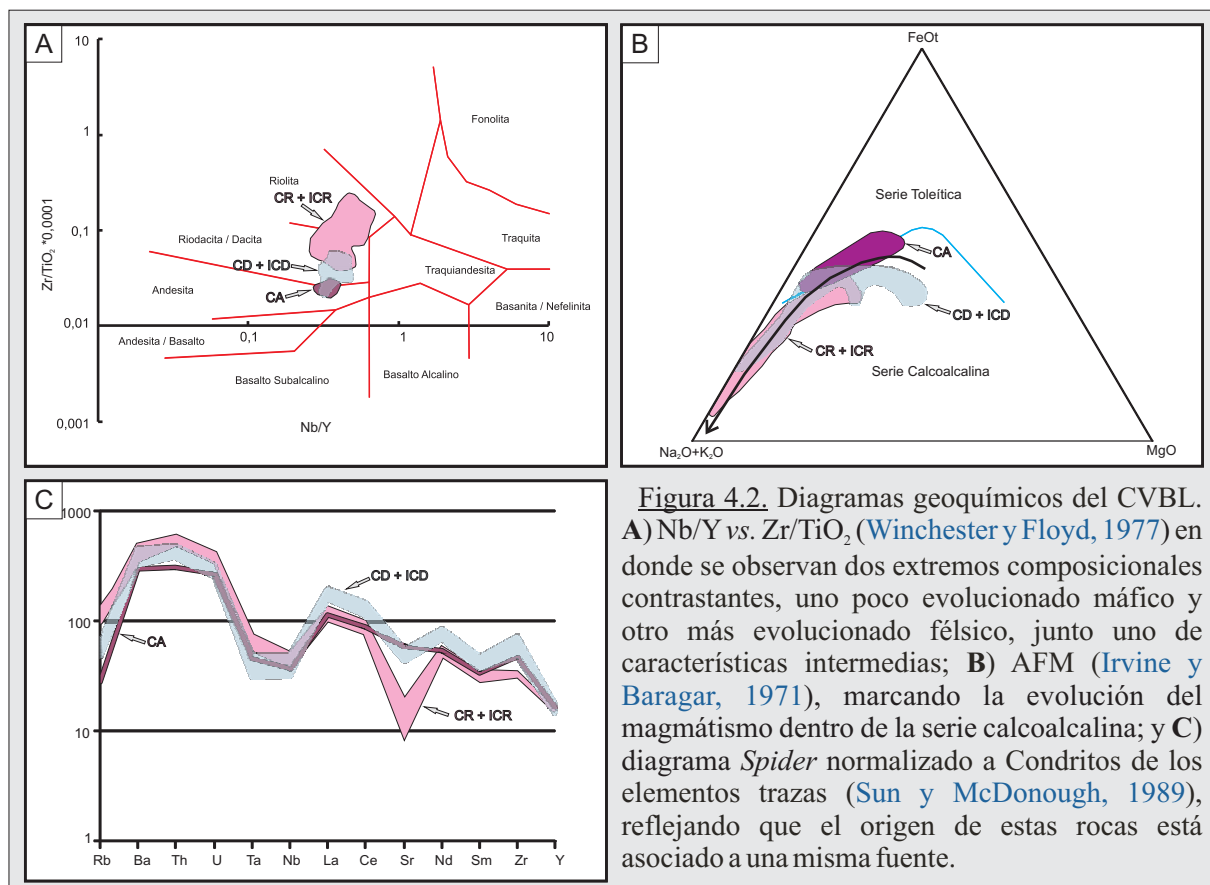


Figura 4.2. Diagramas geoquímicos del CVBL. **A)** Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977) en donde se observan dos extremos composicionales contrastantes, uno poco evolucionado máfico y otro más evolucionado félsico, junto uno de características intermedias; **B)** AFM (Irvine y Baragar, 1971), marcando la evolución del magmatismo dentro de la serie calcoalcalina; y **C)** diagrama *Spider* normalizado a Condritos de los elementos trazas (Sun y McDonough, 1989), reflejando que el origen de estas rocas está asociado a una misma fuente.

(2006) definieron como el estilo “llamarada” o “*Ignimbrite Flare-Up*”, concepto utilizado por estos autores para describir a los eventos generadores de ignimbritas de gran volumen y extensión areal, desarrolladas en un periodo de tiempo relativamente corto (del orden de los 10-20ma) y producto de una intensa actividad volcánica explosiva.

4.1.2. La Caldera Cerro Primero de Abril. Evidencias y características termo-mecánicas del proceso de mezcla de magmas y sus implicancias en la generación y desarrollo del vulcanismo jurásico del CVBL en el Distrito.

En el capítulo II, a medida que se avanzaba en la descripción y caracterización lito-geoquímica de las unidades geológicas observadas, se podía ir reconociendo características muy particulares en ellas que estaban evidenciando procesos volcánicos complejos y de gran magnitud, y que nos permitían ir apreciando al Distrito como uno de los centros volcánicos más importantes del sector sudoccidental del Macizo del Deseado. Estas unidades fueron generadas a partir de un particular evento volcánico de características multi-episódicas, el cual fue interpretado como el resultado de la evolución de un magmatismo bimodal que desarrolló, en su etapa principal, una estructura de colapso tipo caldera, de aproximadamente 12 km de diámetro denominada “**caldera Cerro Primero de Abril**” (Ruiz *et al.*, 2008a, Ruiz *et al.*, 2011).

Las calderas son estructuras o edificios definidos como depresiones subcirculares a elípticas localizadas en áreas volcánicas, formadas principalmente como el resultado de colapso o subsidencia dentro del techo de una cámara magmática durante o inmediatamente después de la actividad eruptiva, caracterizadas por un grado variable de subsidencia (pocos metros a pocos kilómetros) y diámetros que superan considerablemente los conductos o cráteres de salida, formadas bajo variadas condiciones tectono-magmáticas, en un corto periodo de tiempo (Williams, 1941; Lipman, 2000 y 2003; Holohan *et al.*, 2005; De Silva, 1989; Cole, 1990; Cole *et al.*, 2005).

De acuerdo a Cole *et al.* (2005), considerando la morfología y relaciones geométricas del bloque subsidido, existen 4 tipos o miembros finales posibles para las estructuras de colapso tipo caldera: *Plate o Pistón*, *Trap-door*, *Downsag* y *Piecemeal* en sus dos tipos: *Chaotic* y *Funnel* (Figura 4.3).

El tipo, disposición e intensidad de las fallas que delimitan los bloques son las que definen los tipos de colapsos, siendo en secuencias antiguas como las del Macizo, frecuentemente imposible distinguir las fracturas propias del colapso debido a que quedan sepultadas por el mismo material ignimbrítico eruptado, sumado al hecho de que en un mismo episodio pueden ocurrir y superponerse más de un tipo de colapso, lo cual dificulta aun en mayor medida encuadrar exactamente los edificios volcánicos en estos estilos.

A los tipos de edificios volcánicos tipo calderas ya descritos, Aguirre-Díaz *et al.* (2008) proponen sumar un nuevo tipo de edificio volcánico denominado “*graben calderas*” (Figura 4.3), definido a partir de los trabajos realizados en la región de la Sierra Madre Occidental en México.

Este nuevo estilo se define como una estructura de colapso volcánico-tectónica explosiva donde las ignimbritas forman flujos piroclásticos eruptados a través de las fallas maestras que definen las fosas (*grabens*) durante el colapso del techo de cámaras magmáticas superficiales, siendo controladas estructuralmente por una tectónica extensional regional y por los dominios de los pilares y las fosas.

Considerando las similitudes geológicas entre la región de la Sierra Madre Occidental y el Macizo del Deseado, es altamente probable que este estilo de *graben calderas* esté presente y sea un caso intermedio entre los estilos “fisural” y “caldera” sugeridos como los tipos de edificios volcánicos representativos para el CVBL en el Macizo del Deseado.

Evolución de las cámaras magmáticas y su relación con los siete episodios principales jurásicos.

La geología del Distrito Cerro Primero de Abril tiene como una característica relevante la presencia de abundantes unidades volcanoclásticas jurásicas pertenecientes al CVBL, las cuales llegan a cubrir un 83% de la superficie total. Estas unidades integraban una secuencia

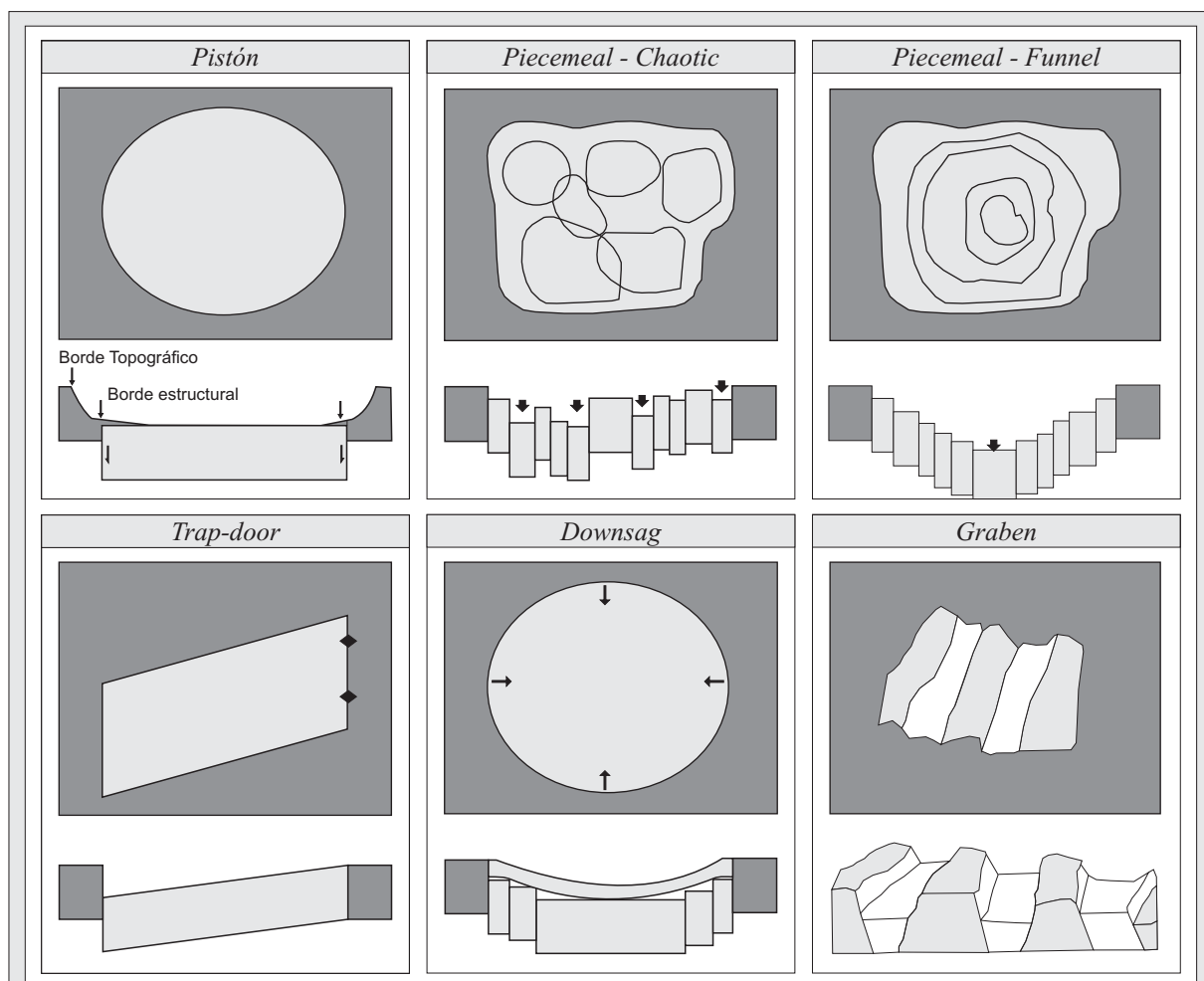


Figura 4.3. Diagramas esquemáticos de los 5 estilos de estructuras de colapso tipo caldera y las morfologías de los bloques subsididos (modif. de Lipman, 1997; Cole, 2005; y Aguirre-Díaz et al. (2008).

conformada por **siete episodios principales**: un complejo lávico andesítico (CA), ignimbritas de cristales dacíticas (ICDinf) y riolíticas (ICRinf) inferiores, ignimbritas Líticas (IL), un complejo de coladas dómicas dacíticas (CD), ignimbritas de cristales dacíticas (IDRsup) y riolíticas (ICRsup) superiores, un conjunto de diques, coladas y domos riolíticos con autobrechas asociadas (CR), y finalmente, intercalaciones de depósitos de tobas de caída y tufitas (DT).

Al evaluar la geoquímica de las rocas que conforman esta secuencia estratigráfica se observa que existen dos fuentes alimentadoras del vulcanismo jurásico que actuaron al mismo tiempo, e incluso, interactuaron frecuentemente entre ellas. De acuerdo al modelo de evolución a través de procesos de *MASH* y *CF+AC* en las rocas de CVBL anteriormente discutido, el origen de una de estas fuentes se correspondería con cámaras profundas y de características menos evolucionadas, con una composición química primordialmente básica a intermedia (basalto- andesita), mientras que la segunda correspondería a una fuente originada a partir de esta última, ascendiendo y generando cámaras más superficiales con magmas de características más evolucionadas (dacitas-riolitas) (Figura 4.1).

De esta manera, estos siete episodios están reflejando fielmente la historia evolutiva que tuvieron estos dos grandes sistemas magmáticos, permitiendo descubrir e interpretar sus procesos de diferenciación geoquímica, y la interacción que propició el desencadenamiento del intenso evento volcánico que generó la Caldera Cerro Primero de Abril.

Considerando este evento como el más relevante para el jurásico de este Distrito, se definieron y agruparon los episodios en eventos pre, sin y post-caldera:

Eventos Pre-caldera (Pre-Cald): Episodios I y II

En un principio, mientras los dos sistemas magmáticos funcionaban de manera independiente entre sí (Figura 4.4-A), se desarrolló en el sur del Distrito el primero de los episodios jurásico (**EI**) que depositó las unidades lávicas del Complejo Andesítico (Figura 4.4-B y Anexo I). Este magmatismo máfico se habría generado por fusión parcial en la base de la corteza continental (Riley *et al.*, 2001), siendo particularmente interesante que este magma tuvo un periodo corto de almacenamiento en una cámara profunda, lo cual no le permitió diferenciarse, ascendiendo rápidamente y conservando su composición química primordial andesítica. Este ascenso estuvo favorecido por la intensa fracturación ocurrida por los fenómenos distensivos jurásicos regionales en el ámbito del Macizo.

Las rocas de este complejo andesítico son estratigráfica y espacialmente equivalentes a las descritas por Wallier (2009) en la zona de Manantial Espejo como la unidad *PAI* (*porphyritic andesite shallow intrusions*), autor que le asignó una edad de $160,0 \pm 1,2$ ma (U-Pb *SRHIMP* en zircones), es decir, equivalente al piso Oxfordiano del Jurásico superior (IUGS, 2010).

Por otra parte, la evolución de las cámaras magmáticas más superficiales, en las cuales estaban ocurriendo procesos de diferenciación que generaban un aumento de las fases gaseosas, se evidenciaba en el desarrollo del segundo episodio principal (**EII**), de características netamente

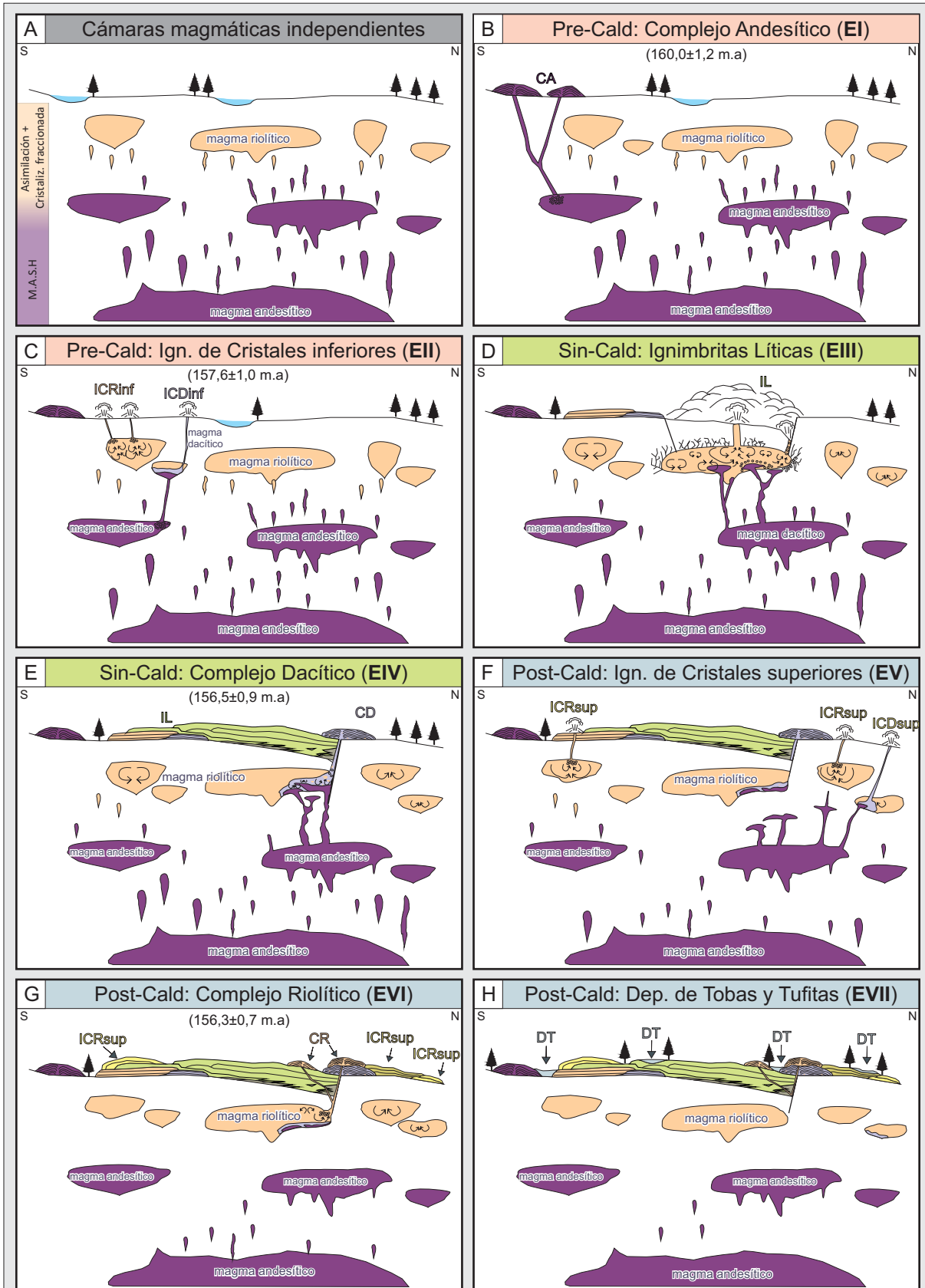


Figura 4.4. Secuencia evolutiva de las tres cámaras magmáticas involucradas en la generación de la caldera Cerro Primero de Abril, mostrando la relación existente entre la evolución de cada cámara y su correlato con los siete episodios principales jurásicos (EI a EVII).

piroclásticas, con depósitos localizados más al norte del complejo andesítico (Anexo I). En este episodio se encuentran las primeras evidencias de los procesos de mezcla de magmas, ya que no solo se generaron los depósitos de las tobas que conforman las Ignimbritas de Cristales Riolíticas Inferiores (ICRinf), producto de la evolución natural de las cámaras más superficiales, sino que además se depositaron las Ignimbritas de Cristales Dacíticas Inferiores (ICDinf), las cuales poseen numerosas texturas de desequilibrio magmático, como cuarzo engolfado y piroxeno con coronas de reacción (ver capítulo II, figura 2.8) que están reflejando la interacción de los dos sistemas magmáticos (Figura 4.4-C).

Este episodio fue temporalmente acotado a partir de las dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar realizadas sobre sanidina en la unidad Toba de Cristales (TC) de las ICRinf, arrojando una edad de $157,6 \pm 1,0$ ma, es decir, unos 2,5 ma luego de la erupción del complejo andesítico (ver capítulo II, figura 2.36, y anexo IV).

Eventos Sin-caldera (Sin-Cald): Episodios III y IV

Este funcionamiento relativamente en paralelo de ambos sistemas magmáticos fue interrumpido al generarse una gran conexión entre las cámaras andesítica y riolítica, proceso que desencadenó el más potente y relevante de los siete episodios jurásicos: el **episodio EIII**.

Esta conexión entre cámaras permitió el ingreso de una cantidad subordinada de magma andesítico dentro de la cámara magmática ácida, promoviendo una violenta erupción que no solo generó a las **Ignimbritas Líticas** (Figura 4.4-D), sino que además le otorgó la energía necesaria para arrancar los grandes bloques de basamento ígneo-metamórfico que conforman sus líticos.

En estadios iniciales, el material piroclástico que conformó la columna eruptiva estaba compuesto por los dos magmas, quedando preservados como evidencia de esta mezcla ambos fragmentos pumíceos (ver capítulo II, figura 2.10 y 2.11). A medida que el vulcanismo progresaba, y mientras se depositaban las unidades de extra-caldera (tobas TL, TH y TLE - Anexo I), el volumen de magma intermedio participante fue disminuyendo, como así también la energía disponible para arrancar y movilizar los fragmentos de basamento, dando paso así a la generación de la unidad de intra-caldera (toba TD - Anexo I), con un menor contenido de pómez oscuros y líticos de basamento, y con flujos basales de difícil separación respecto a los flujos superiores de las unidades extra-caldera.

No obstante estas diferencias en el área, potencia, y en el contenido y tamaño de líticos entre las unidades de intra y extra-caldera, en todas las unidades tobáceas que conforman a las Ignimbritas Líticas se reconoció la convivencia de los dos tipos de fragmentos pumíceos, sumado además a las numerosas texturas observadas en las secciones delgadas que evidencian procesos de desequilibrio químico (ver capítulo II, figuras 2.10 y 2.11), lo cual permite ratificar la mezcla de dos magmas composicionalmente diferentes. Por último, y como corolario de estas interpretaciones, en el análisis geoquímico realizado en los fragmentos pumíceos se confirmó que existe una correspondencia directa entre la composición de los pómez oscuros y las rocas

intermedias del Complejo Dacítico, y entre los pómez claros y las rocas ácidas del Complejo Riolítico (Figura 4.5).

Con el transcurso de la erupción de las ignimbritas líticas, y el consecuente vaciamiento y desgaseificación de la cámara magmática, la violencia de la erupción disminuyó notablemente, dando paso al **episodio EIV**, de características netamente volcánicas y que generó las rocas del Complejo Dacítico (CD) (Figura 4.4-E). Este complejo posee varias particularidades: por un lado, su localización espacial no es arbitraria ya que está ubicado en el sector nororiental del Distrito, a lo largo del borde noreste del rasgo subcircular regional, rasgo que define el borde topográfico de la caldera (Anexo I). Además, las rocas de esta unidad poseen abundantes texturas de desequilibrio (evidencia de *mixing* - Figura 4.6) y porciones de lavas máficas englobadas en las lavas félsicas (mezcla física o *mingling* - Figura 4.7), reflejando que todavía no se había alcanzado una completa homogenización de los magmas intervinientes.

Todas estas evidencias nos permiten confirmar la interacción entre magmas intermedios y félsicos, lo cual es actualmente considerado como un importante control sobre la diversidad química y textural de las rocas ígneas. Las características de estas interacciones van a estar dependiendo de las temperaturas relativas, composición y volumen de los magmas involucrados (Stimac y Pearce, 1992). Los estudios sobre la composición y texturas de los minerales ha demostrado ser una herramienta simple y efectiva de establecer el rol de la mezcla de magmas al preservar evidencias de las complejas y diversas evoluciones que sufren los magmas, incluso en magmas composicionalmente similares. De esta manera, estudiando las características de los fenocristales en lavas producidas por estos fenómenos de mezcla es posible asociar composiciones y texturas de reequilibrio de cada uno de ellos con el magma del cual provino, aportando nuevas evidencias de los procesos de mezcla.

Stimac y Pearce (1992), realizando un enfoque especial sobre las texturas y reacciones relacionadas principalmente con las plagioclasas, identifican estas características dividiéndolas en aquellas que están relacionadas con fenocristales que provienen del magma máfico (*mafic end-member phenocrysts*) de aquellas texturas relacionadas con los fenocristales que derivan del magma félsico (*felsic end-member phenocrysts*) (Figura 4.6-A). De acuerdo a estos autores, en

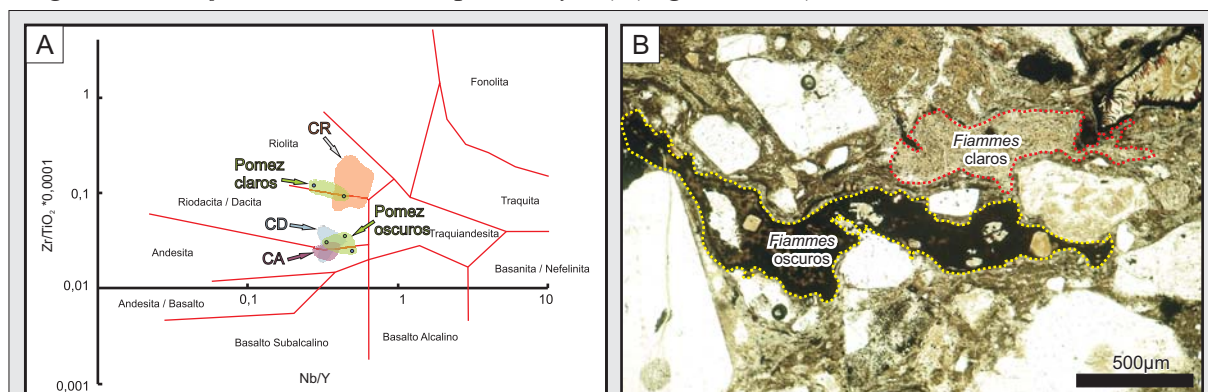


Figura 4.5. Ignimbritas Líticas (IL). Relación entre la composición de los fragmentos pumíceos de las IL y los complejos lávicos CA, CD y CR. A) Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO_2 (Winchester y Floyd, 1977); B) Microfotografía de los dos *fiammes* de composiciones diferentes coexistiendo en la misma ignimbrita lítica.

aquellos fenocristales de plagioclasas que provienen del magma máfico es normal que solo se desarrollen zonaciones con abruptos enriquecimientos sódicos y nuevamente una zonación normal, junto con glomérulos máficos formados por fenocristales fracturados producto del rápido enfriamiento (*quenching*) (Mc Phie *et al.*, 1993; Allen y Mc Phie, 2003), reconociéndose esta última en las rocas del CD, mientras que en aquellos fenocristales que provienen del magma félsico es posible tener cuatro tipos de texturas de disequilibrio: 1) zonación fina y gruesa en plagioclasa; 2) texturas de reacción o “*sieve texture*” en plagioclasa; 3) coronas de augitas en cuarzo, y 4) corona de reacción en sanidina.

En las rocas del CA no solo fue posible reconocer fenocristales provenientes del magma máfico, con abundantes glomérulos máficos (Figura 4.6-B), sino que además se pudo reconocer las cuatro evidencias texturales de fenocristales provenientes del magma félsico. Por un lado, las zonaciones y las texturas de reacción tipo “*sieve texture*” en plagioclasas cribadas y con bordes reabsorbidos (Figuras 4.6-C) están reflejando las superficies de disolución formadas durante procesos de reabsorción llevados a cabo al intentar equilibrarse con la nueva composición de la matriz, la cual producto de la mezcla con el magma máfico está ahora en equilibrio con plagioclasas de composiciones más cálcicas. Por otro lado, las coronas o mantos de piroxeno rodeando cristales de cuarzo (Figura 4.6-D) evidencian procesos de difusión de álcalis en las superficies de disolución de los cristales de cuarzo, incrementando el potencial químico del óxido “CaO” relativo en la matriz, dando como resultado el crecimiento de la augita en bordes incluso en magmas no saturados en este clinopiroxeno (Sato, 1975). Finalmente, en cristales de sanidinas se observó una marcada zonación con el desarrollo de coronas de plagioclasas en un arreglo tipo *rapakivi* seguido por una reborde en equilibrio (Figura 4.6-E).

Además de estas evidencias de *mixing*, se reconocieron en el sector norte del CD afloramientos de enclaves máficos como resultado de la interacción y mezcla física del magma máfico con el félsico (Hibbard, 1995). El máfico se separa en cuerpos globulares dentro del félsico hospedante (Figura 4.7-A), y debido a su mayor temperatura, sufre un disequilibrio térmico que provoca como respuesta para recuperar el equilibrio un sobreenfriamiento, cristalizando rápidamente y se generando una textura afanítica (Vernon, 1991; Best y Christiansen, 2000).

A su vez, a pesar de no haberse homogeneizados ambos magmas, si ocurrieron procesos de transferencias cristalina. Los fenocristales de plagioclasas reconocidos en los enclaves máficos tienen similares características que los reconocidos en el magma félsico, lo cual refleja que su cristalización se realizó en el félsico, pasando luego a los enclaves como xenocristales que atravesaron el límite entre ambos ya que los enclaves no poseían un borde sobreenfriado que funcionara como límite o sello (Figura 4.7-B) (Barbarin y Didier, 1991; Best y Christiansen, 2000). Estas características evidencian procesos de *mingling* en la formación de los enclaves máficos, lo cual sumado a sus formas globulares y de bordes netos, indican que el magma máfico fue incorporado aún en estado plástico y transportado por el magma félsico durante el emplazamiento (Didier, 1987).

La datación ^{40}Ar - ^{39}Ar realizada sobre las sanidinas de las rocas de este complejo andesítico nos

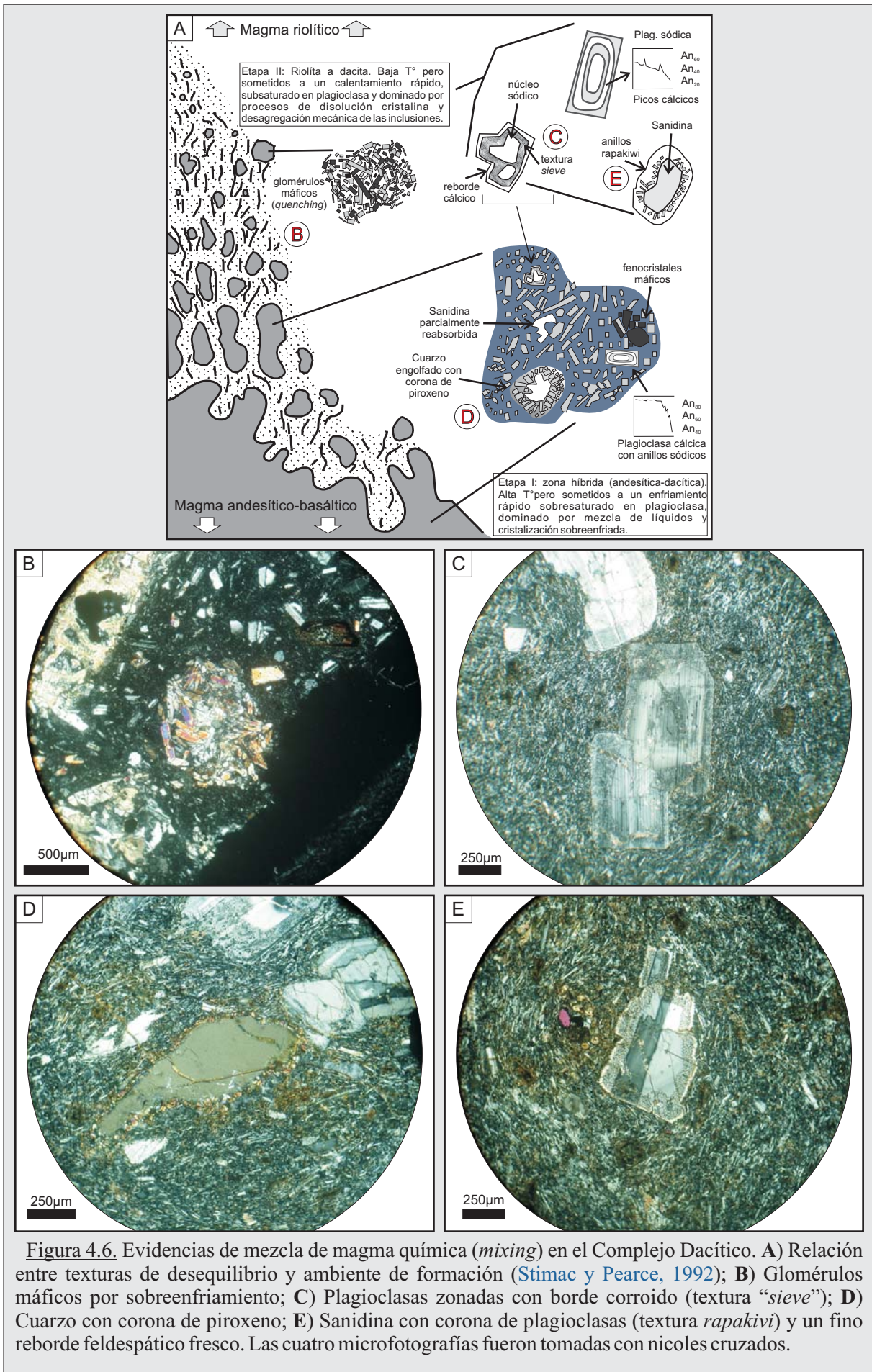
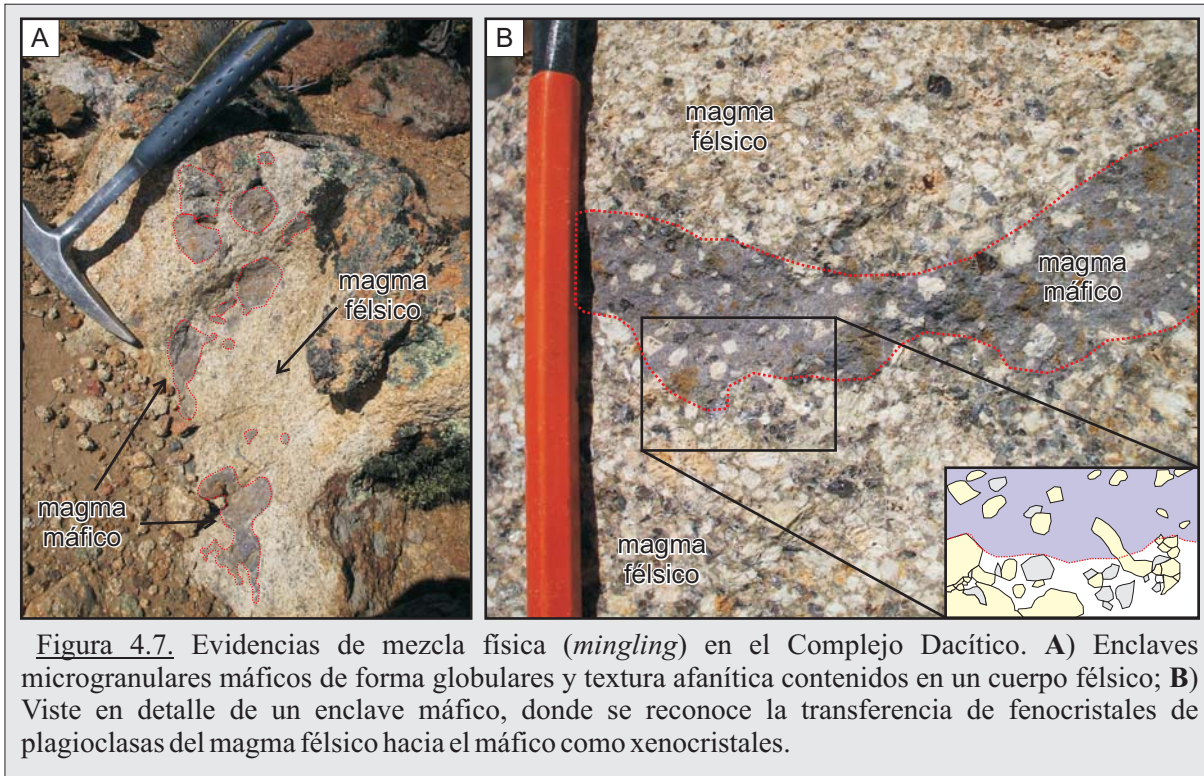


Figura 4.6. Evidencias de mezcla de magma química (*mixing*) en el Complejo Dacítico. **A)** Relación entre texturas de disequilibrio y ambiente de formación (Stimac y Pearce, 1992); **B)** Glomérulos máficos por sobreenfriamiento; **C)** Plagioclasas zonadas con borde corroído (textura “*sieve*”); **D)** Cuarzo con corona de piroxeno; **E)** Sanidina con corona de plagioclasas (textura *rapakiwi*) y un fino reborde feldespático fresco. Las cuatro microfotografías fueron tomadas con nicoles cruzados.



permite acotar el evento sin-caldera a los $156,5 \pm 0,9$ ma (ver capítulo II, figura 2.36, y anexo IV), es decir, aproximadamente un millón de años posterior a los eventos pre-caldera.

Eventos Post-caldera (Post-Cald): Episodios V, VI y VII

Al finalizar el episodio IV, los sistemas magmáticos vuelven a funcionar relativamente independiente entre sí. Toda la actividad jurásica post-caldera se resumió en los últimos tres episodios principales, restableciéndose en el episodio **EV** una actividad ignimbrítica de naturaleza similar a la observada durante la etapa pre-caldera (Figura 4.4-F), depositándose las unidades ignimbríticas de las ICDsup e ICRsup (Anexo I).

A este episodio generador de los depósitos ignimbríticos superiores le continuó un episodio lávico (**EVI**) que generó los domos, lavas, diques y autobrechas del Complejo Riolítico (CR) (Figura 4.4-G). Estos depósitos reflejan los estadios finales del proceso de formación de una caldera, en donde disminuye la actividad explosiva, desarrollándose el vulcanismo post-caldera a lo largo de las fracturas del borde generalmente como lavas o domos alineados en patrones semicirculares (Smith y Bailey, 1968). En el caso de la caldera Cerro Primero de Abril, al observar su ubicación respecto al rasgo morfoestructural regional que delimita el borde noreste de la caldera y a los lineamientos regionales principales, se confirma estas características espaciales al reconocerse que el domo de mayor superficie del CR está localizado en la intersección del borde anular de la caldera con un lineamiento regional de rumbo $N120^\circ$ (Anexo I).

El análisis geocronológico $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ realizado sobre sanidinas en estas lavas permite acotar al evento post-caldera en los $156,3 \pm 0,7$ ma, es decir, ocurrido unos 200.000 años posterior al evento

sin-caldera que generó al CD (ver capítulo II, figura 2.36, y anexo IV).

Finalmente, el último de los episodios (EVII) corresponde con la depositación de extendidos niveles de tobas y tufitas (Figura 4.4-H), depósitos propios de ambientes fluvio-lacustres, que está indicando un cambio en el estilo del vulcanismo en la transición sin-caldera (EIII) a post-caldera, caracterizado por una disminución en la explosividad, el desarrollo de un vulcanismo efusivo (EIV y EVI) y la aparición de ambientes lagunares y fluviales (EVII) que retrabajaron los depósitos preexistentes.

4.1.3. Relación entre el marco estructural regional y la ubicación, dimensiones y características de la caldera Cerro Primero de Abril.

En el análisis estructural realizado en el capítulo II, fue posible observar la importante influencia del marco estructural jurásico sobre las unidades del CVBL, distinguiéndose además un rasgo morfo-estructural subcircular de 12 km que se destacaba en el campo por desarrollar un profundo valle topográfico en su tramo noreste. Este rasgo fue interpretado como el borde anular del edificio volcánico tipo caldera desarrollado en el evento sin-caldera.

En estos edificios volcánicos, las diversas geometrías de los bloques y su subsidencia, junto con los procesos que llevan al colapso, son utilizados como herramientas para inferir las variaciones en las dimensiones, geometría y profundidad del techo de la cámara magmática, en combinación con el paisaje volcánico previo y la influencia de la tectónica regional (Lipman, 1997). Además, debido a que la forma de la cámara magmática es uno de los principales controles en la morfología final del área colapsada, es importante conocer qué controló su ubicación y geometría. Respecto a este punto, es importante contemplar que los procesos distensivos regionales permiten la acumulación y el emplazamiento de grandes cuerpos magmáticos (Hutton y Reavy, 1992) siendo un factor importante dentro de las causas que desencadenan las erupciones (Cole *et al.*, 2005). A su vez, las estructuras tanto locales como regionales, poseen un profundo efecto sobre la morfología de las calderas, pudiendo ocurrir el colapso sobre estructuras pre-existentes, como fallas regionales, o también sobre fallas creadas en la formación de la caldera, mientras que el tamaño del área de colapso puede ser influenciada por la profundidad, tamaño y forma de la cámara magmática (Roche *et al.*, 2000; Cole *et al.*, 2005).

En el Distrito Cerro Primero de Abril se interpreta que la generación de la caldera estuvo fuertemente controlada por la estructuración regional, estando su desarrollo vinculado a un régimen tectónico transcurrente, localizándose en una zona dilatante asociada a un resalto de alivio producido por dos fallas regionales de rumbo aproximado N120° (Figura 4.8) que favoreció el ascenso y emplazamiento del magma en una cámara magmática superficial.

Por otra parte, el perfil de colapso de la caldera es asimétrico ya que solo se ha interpretado el desarrollo del borde nororiental de la caldera, no encontrándose evidencias del borde suroccidental. Probablemente, el colapso asimétrico de la caldera con un solo borde morfoestructural definido es reflejo de una mayor influencia tectónica regional producida en el

sector nororiental en el Distrito, o al hecho de poseer una cámara magmática poco profunda y con una morfología de su techo asimétrica (Lipman, 1997), e incluso a una combinación de ambos factores.

La arquitectura volcánica y el diseño estructural de la caldera Cerro Primero de Abril permite proponer un modelo de tipo “trap door” (Figura 4.3), en el cual el colapso no se produjo por el hundimiento de todo el techo de la cámara como un bloque único y solidario, sino por el hundimiento del margen nororiental de la cámara, desarrollando parcialmente un borde o anillo de falla (ring fault) que se expresa en superficie por un profundo rasgo morfo-estructural en forma de valle (Figura 4.8).

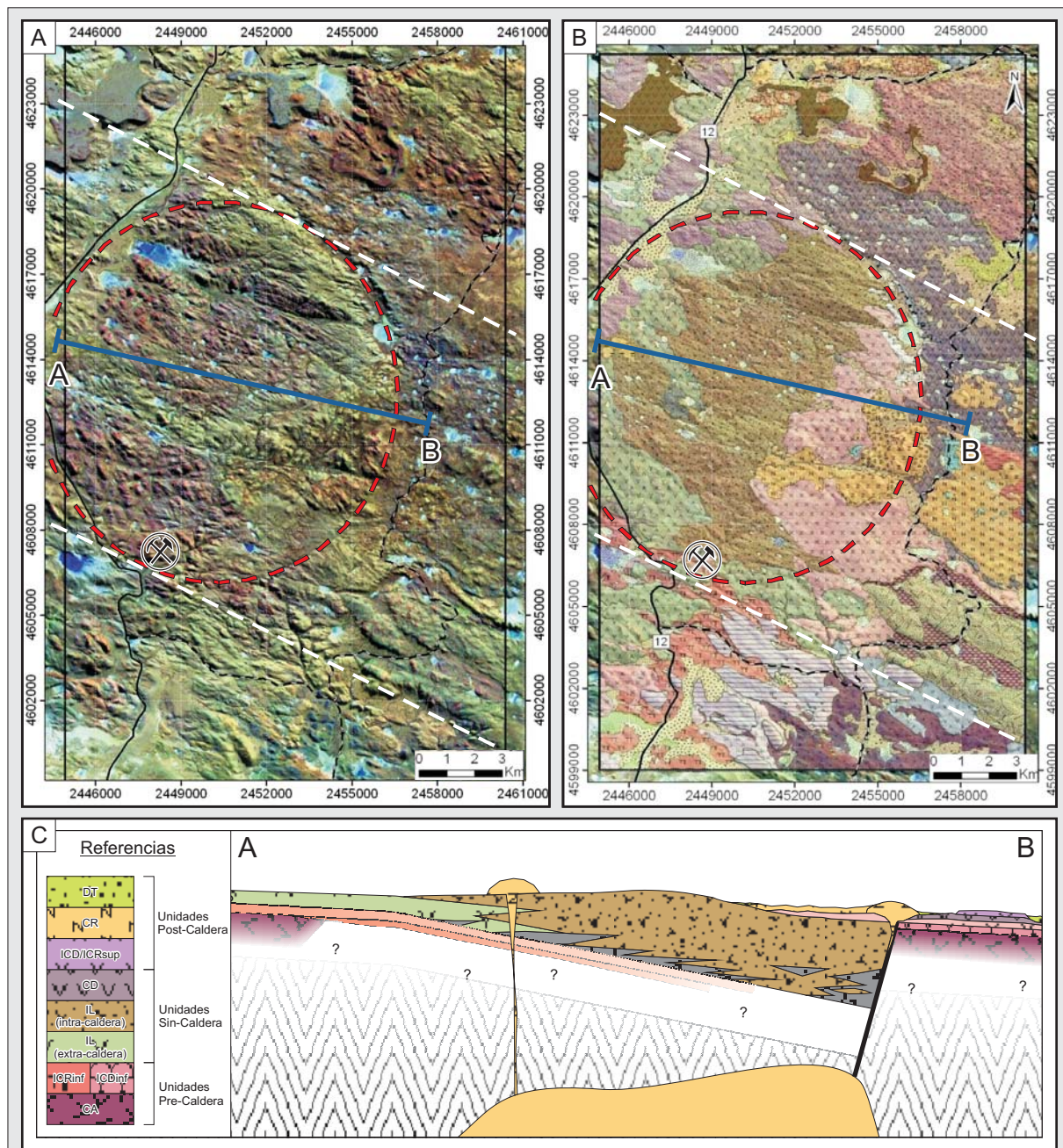


Figura 4.8. Caldera Cerro Primero de Abril. Ubicación del rasgo morfo-estructural subcircular de 12km de diámetro limitado por dos lineamientos mayores de rumbo ONO-ESE. A) Imagen Landsat TM-Spot; B) Mapa geológico; C) Perfil esquemático A-B de la caldera tipo trap-door.

En muchas calderas de este tipo, el colapso es controlado por fábricas estructurales pre-existentes (Lipman, 1997, Cole *et al.*, 2005; Smith *et al.*, 2006). En el Distrito, los lineamientos que responden al sistema de fracturación regional de rumbo N120° (ONO-ESE) habrían provisto las zonas de debilidad estructural en la corteza a lo largo de la cual ocurrió el colapso de la caldera.

Finalmente, considerando las edades Ar-Ar obtenidas en el Distrito y las logradas por Wallier (2009) para el área Manantial Espejo, se interpreta que el máximo de compresión ocurrió entre los 161 y 156 ma, teniendo un efecto directo sobre las transcurrencias oblicuas al rumbo de las fallas regionales ONO-ESE, aumentando su capacidad para producir una distensión local. Esta distensión favoreció el ascenso del magma, su emplazamiento en diferentes cámaras y posterior interacción que produjo la formación de una caldera *trap door*.

4.2. Marco metalogénico distrital

En el capítulo III se realizó una completa caracterización de los sistemas hidrotermales presentes en el Distrito Cerro Primero de Abril, definiendo en cada uno de ellos sus dimensiones, geometrías, y aspectos estructurales, junto a una caracterización de las texturas minerales, geoquímica, isótopos estables y geocronología, lo cual nos permitió tener una idea detallada de las características de los sistemas hidrotermales presentes en cada área, realizándose una aproximación isotópica sobre el origen de los fluidos.

En este apartado se discutirá más profundamente la génesis de los fluidos hidrotermales, analizando la relación genética y espacial que existe entre estos depósitos minerales y la caldera Cerro Primero de Abril. Además, utilizándose las texturas minerales identificadas se realizaron interpretaciones genéticas sobre sus condiciones de precipitación, junto a los procesos y fases que actuaron en el transporte de los metales, para finalmente definir la tipología y naturaleza de los depósitos Wendy, Martha, Argenta y Malbec.

4.2.1. El origen de los fluidos hidrotermales mineralizantes en el Distrito Cerro Primero de Abril: relación espacial, temporal y genética entre el magmatismo bimodal jurásico del CVBL y los diferentes depósitos epitermales reconocidos en el Distrito.

4.2.1.1. Localización de los depósitos epitermales y su relación espacio-temporal con el vulcanismo

La presencia de una caldera generada por procesos de mezcla de magmas en cámaras poco profundas, y relacionadas espacial y temporalmente con los depósitos epitermales, nos provee del marco geológico necesario para el entendimiento del origen y la evolución de los fluidos hidrotermales, permitiendo reconocer la relación existente entre la caldera y el hidrotermalismo presente en el Distrito.

Hay numerosos casos identificados de conexión entre calderas, sistemas hidrotermales y

depósitos epitermales, con una profunda vinculación genética entre los procesos formadores de las menas y los procesos volcánicos y subvolcánicos (Williams, 1941; Sillitoe, 2000). No obstante, todavía existen controversias sobre una exclusiva relación existente entre los controles estructurales y genéticos de las calderas sobre los depósitos minerales (McKee, 1979; Rytuba, 1981).

Más allá de estas controversias, existe un consenso general sobre la asociación espacial y temporal en el desarrollo de edificios de colapso tipo calderas y los depósitos hidrotermales, incluyendo además los controles estructurales pre-existentes que sufren las mineralizaciones por parte de zonas de fallas transcurrentes regionales (Henley, 1993; Acocella *et al.*, 2004; Cole *et al.*, 2005). Dichas zonas de fallas determinan en muchas ocasiones la localización de los depósitos, actuando como guía para el emplazamiento de la fuente de calor magmática necesaria para la subsiguiente actividad hidrotermal (Hedenquist, 1986; Fournier, 1987).

En el caso del Distrito Cerro Primero de Abril, la ubicación de los cuatro sistemas hidrotermales permite reconocer una clara vinculación espacial de tres de ellos con respecto a los rasgos estructurales de la caldera, ubicándose dos en sus bordes anulares (Martha y Malbec) y uno en su interior (Argenta) (Anexo I). Además, la ubicación de los depósitos de *hot spring* respecto al borde anular de la caldera también marca claramente la misma asociación, distribuyéndose aproximadamente a unos 2 km por fuera del mismo (ver capítulo III, figura 3.64).

Por otra parte, también es clara la relación temporal que existe entre el evento generador de la caldera y las mineralizaciones. Se pudo reconocer en el mapeo de detalle de cada área, que las estructuras mineralizadas eran co-temporales con los estadios finales de los eventos principales jurásicos, actuando como roca de caja de las estructuras desde las unidades del CA hasta las rocas de las ICRsup. Además, esta contemporaneidad fue confirmada a partir de las dataciones realizadas en Mina Martha por Páez (2012), quien obtuvo una edad de depositación para las vetas del depósito Martha de $156,4 \pm 0,8$ ma, es decir, aproximadamente al mismo tiempo que se estaba emplazando el CR, con una edad de $156,3 \pm 0,7$ ma (ver capítulo II, figura 2.36 y Anexo IV).

4.2.1.2. Génesis y evolución de los fluidos hidrotermales

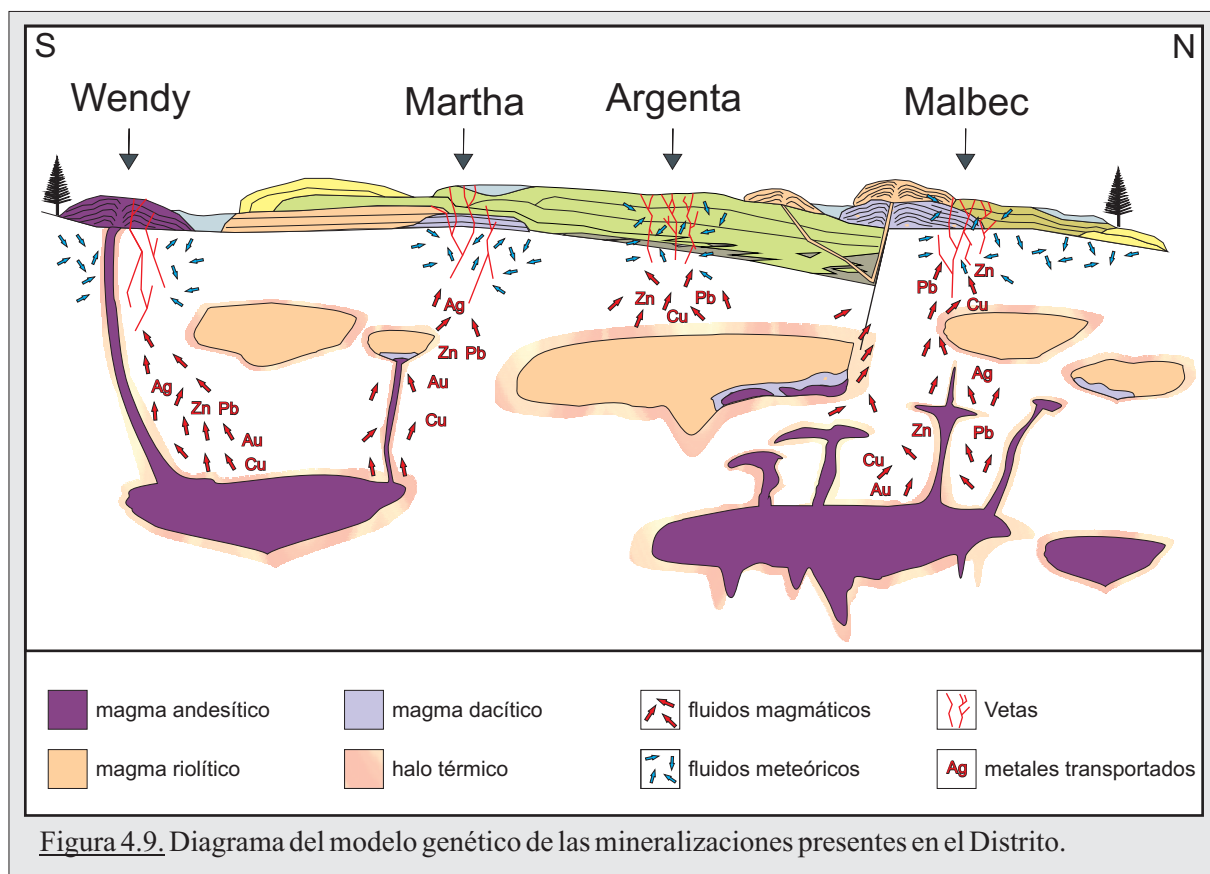
Los primeros estudios de los sistemas epitermales reconocieron una íntima afiliación magmática en los depósitos hidrotermales, encontrando evidencias que soportaban un origen o derivación netamente magmática de las menas (Lindgren, 1933; White, 1957). Este punto de vista plutonista generalizado fue cuestionado en los años sesenta, cuando los datos de isótopos estables indicaron una participación importante de las aguas meteóricas (Craig, 1963; Giggensbach, 1997). Sin embargo, los estudios más recientes han fortalecido nuevamente la idea de una génesis magmática de los fluidos epitermales, y por ende de los metales, mientras que el rol de las aguas meteóricas es relegado a la formación de celdas convectivas que contribuyen a enfriar el sistema (Hedenquist y Richards, 1998; Einaudi *et al.*, 2003).

En el análisis realizado sobre isotopos estables en el capítulo III, se observó que los resultados obtenidos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ se hallaban próximos al 0‰, lo que nos indicaba que la fuente de los fluidos hidrotermales era de origen magmático, con una escasa participación de actividad supergénica (ver capítulo III, figura 3.68-A y 3.68-B). Por otro lado, los resultados en los isotopos de oxígeno mostraban una gran variabilidad, desde extremos próximos a las aguas meteóricas hasta valores altos próximos a aguas magmáticas félsicas (ver capítulo III, figura 3.71).

Al evaluar estos resultados, junto con los antecedentes en depósitos similares en el macizo, se consideró más apropiado vincular la historia evolutiva de los fluidos hidrotermales en el Distrito a ambos procesos, siendo el resultado de un aporte directo de fluidos de origen magmático, que posteriormente sufren un re-equilibramiento al mezclarse en su ascenso con las aguas meteóricas circulantes dentro de las celdas convectivas geotermales, las cuales fueron motorizadas por el aumento en el gradiente térmico generado por la instalación de los cuerpos magmáticos. De esta manera, los fluidos hidrotermales de derivación magmática interactúan con los fluidos meteóricos al atravesar la potente secuencia volcánica donde se alojan las estructuras, quedando preservadas ambas signatures isotópicas y permitiendo reconocer que ambos componentes jugaron un rol importante en la conformación de los fluidos hidrotermales que originaron las estructuras mineralizadas del distrito Cerro Primero de Abril (Figura 4.9).

4.2.1.3. Origen y transporte de los metales.

La fuente de los metales preciosos en sistemas epitermales ha sido motivo de un continuo



debate. Las dos teorías más aceptadas actualmente proponen dos orígenes diferentes para los metales: a partir de lixiviación de la roca de caja, o directamente como derivados de fluidos magmáticos (Hames *et al.*, 2009). Al respecto, Hedenquist y Lowenstern (1994) modelaron la vinculación entre los depósitos epitermales ricos en metales preciosos ubicados en sistemas de arco magmático relacionados a zonas transicionales a sistemas porfíricos, e indicaron que los fluidos magmáticos fueron un importante contribuyente en la conformación de estos sistemas hidrotermales, no encontrando evidencias de un aporte de metales a partir de procesos de lixiviación de roca de caja. Por otro lado, Heinrich *et al.* (2004) demostraron, a partir de vapores magmáticos atrapados en inclusiones fluidas, como es posible el transporte de Au a través de fluidos magmáticos desde un ambiente porfírico a un sistema epitermal superficial de una manera altamente eficiente.

De acuerdo a Hedenquist y Lowenstern (1994) los volátiles que se exsuelven de magmas pueden potencialmente transportar metales bases y preciosos en fluidos salinos de alta densidad o en fluidos ricos en sulfuros de baja densidad. Heinrich *et al.* (1999 y 2004) reconocieron que mientras los fluidos salinos de alta densidad eran los responsables de la alta salinidad encontrada en inclusiones fluidas de pórfidos, los fluidos de baja densidad podían segregarse de ambientes porfíricos profundos hacia los sistemas epitermales superficiales, migrando por un lado Pb, Zn, Sn y Ag, posiblemente como complejos clorurados en densas salmueras magmáticas, mientras que el Au, Cu, As y Hg lo harían a través de complejos sulfurados en la fase vapor. Sin embargo, no es claro aún si el fraccionamiento de los metales preciosos ocurre a profundidad, durante el ascenso y la evolución del fluido magmático o en los niveles superficiales del sistema epitermal (Kamenov *et al.*, 2007).

Al analizar las anomalías en estos metales en cada una de las áreas mineralizadas del Distrito se pudo reconocer en Wendy y Martha una anomalía marcada en Ag, mientras que en Argenta y Malbec se reconoce un enriquecimiento en los metales base Pb y Zn. Estas anomalías nos permite interpretar que el complejo dominante que transportó a estos metales en el Distrito era de características cloruradas (Cl) a través de densas salmueras magmáticas, encontrándose anomalías en Au asociadas a las de Ag-Pb-Zn pero no reconociéndose anomalías de Au-As-Hg que nos permita interpretar una participación importante de las fases vapor con complejos sulfurados que pudieran transportar estos metales hacia los sistema epitermales superficiales.

Por otro lado, la similitud de las anomalías en Wendy y Martha respecto a Argenta y Malbec puede ser debido a dos posibles motivos: por un lado podrían estar reflejando diferencias entre los fluidos que actuaron en el sector centro-sur de los que actuaron en el sector centro-norte, y que a su vez, generaron diferentes enriquecimientos en Ag y metales base en las distintas áreas, o podrían estar respondiendo a diferentes niveles de exposición dentro del sistema epitermal.

Además, otro interrogante que surge al analizar el origen de los fluidos es si provienen de los magmas intermedios o de los magmas félsicos. En recientes estudios isotópicos de trazas de Pb en aleación con Au, Ag y Ag₂Se (neumanita) de depósitos epitermales en Nevada se propone para los metales un origen derivado de los magmas intermedios al comprobarse similitudes isotópicas que

sugieren una vinculación con estos magmas menos evolucionados, y no así con los magmas félsicos característicos del vulcanismo bimodal de esta región (Kamenov *et al.*, 2007; Hames *et al.*, 2009).

Siguiendo este modelo, se interpreta que la mezcla de magmas reconocida en el Distrito fue entonces un proceso altamente importante, ya que el influjo de magma máfico en cámaras félsicas, normalmente a menor temperatura, resultó en la descarga de un fluido de baja densidad rico en SO₂, CO₂, H₂O y Cl junto con los metales afines al Cl y H₂O (principalmente Ag+Pb+Zn+Cu ± Au y Cu), incorporándose a la cámara magmática félsica, para posteriormente ser incluidos directa o indirectamente en una fase acuosa fluida inmisible y terminar migrando hacia el sistema hidrotermal superficial (Figura 4.9).

En resumen, se puede concluir respecto al origen de los metales que el aporte episódico de fluidos de baja densidad, con características cloruradas y ricos en metales, desde los magmas intermedios hacia los félsicos o directamente hacia el sistema hidrotermal superficial, serían los responsables de la segregación y transporte de Ag y los metales base desde las cámaras magmáticas hacia la superficie.

4.2.1.4. Caracterización de las texturas minerales reconocidas: Interpretación e implicancia genética en las condiciones de precipitación de los fluidos hidrotermales.

Habiéndose definido la fuente de los fluidos y los metales de los sistemas hidrotermales, la siguiente incógnita a develar es que procesos actuaron en la precipitación de los fluidos para generar los numerosos pulsos reconocidos en cada área mineralizada. Con este objetivo planteado se realizó una revisión de las texturas minerales reconocidas y sus implicancias en los mecanismos de depositación mineral.

Numerosos autores han llamado la atención sobre la importancia de un correcto reconocimiento, sumado a una clara y detallada descripción de los estilos, distribución y relaciones temporales existente entre los pulsos y las texturas que se desarrollan en un sistema de vetas epitermales, como una importante herramienta en la definición de los procesos físico-químicos intervinientes, el modelo paragenético y la distribución de metales en estos depósitos (Morrison *et al.*, 1989; Dowling y Morrison, 1990; Dong *et al.*, 1995; Dong y Morrison, 1995; Echavarría, 1997; Echeveste, 2005a; Páez, 2012).

Una de las características más importantes de los depósitos hidrotermales reconocidos en el distrito Cerro Primero de Abril es la presencia de estructuras minerales formadas por el sucesivo y continuo relleno de espacios abiertos a partir de pulsos con diferentes variedades de sílice, desarrollando tanto estructuras como texturas primarias particulares (como por ejemplo texturas macizas, bandeados crustiformes y coloformes, y brechosas, entre otras), en ciclos continuos de apertura y depositación. A su vez, es frecuente hallar texturas secundarias de recristalización y de reemplazo, en particular la textura conformada por pseudomorfos de cuarzo según calcita.

El hecho de reconocer en las estructuras de los sistemas estudiados los mismos estilos

coincidentes, tanto de texturas primarias (que representan el relleno inicial de la estructura) como de las secundarias (las cuales reflejan eventos sobreimpuestos), nos lleva a evaluar la posibilidad de que las condiciones físico-químicas que imperaron al momento de la depositación de la mineralización a escala distrital sean las mismas.

Dentro de los sistemas epitermales se consideran dos mecanismos físicos como los principales para la precipitación mineral: ebullición y mezcla de fluidos (Giggenbach y Stewart, 1982; Simmons *et al.*, 2005; Canet *et al.*, 2010). A su vez, estos mecanismos ejercen una fuerte influencia en los parámetros físico-químicos que controlan la precipitación de los minerales como la temperatura, pH, fugacidad, composición de los fluidos, solubilidad, entre otros, y suelen presentarse complementándose mutuamente. Por mezcla de fluidos debe interpretarse una mezcla dentro del ambiente epitermal entre aguas meteóricas descendentes y fluidos hidrotermales ascendentes, indistintamente su origen (Camprubí y Albinson, 2006).

En base a estudios termodinámicos y al conocimiento de los sistemas geotérmicos actuales (Browne y Ellis, 1970; Henley, 1985; Hedenquist, 1986, 1991; Cathles, 1991; Simmons y Christenson, 1994; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons y Browne, 2000), se considera que existen cuatro evidencias mineralógicas y texturales principales que son indicativas de ebullición: 1) presencia de calcita hojosa o laminar (*bladed calcite*, generalmente reemplazada por cuarzo); 2) presencia de adularia; 3) presencia de truscottita, y 4) la presencia de sílice amorfa o calcedonia marcando un enfriamiento brusco del fluido con sobresaturación de sílice. Respecto a este último indicador, Dong *et al.* (1995) sugieren que para considerar a las texturas de cuarzo heredadas de geles de sílice como evidencia de ebullición también se deben hallar otras evidencias mineralógicas de mayor confiabilidad que estén en consonancia, haciendo también la salvedad que la sola presencia de adularia no es indicativa de ebullición, describiendo cuatro tipos diferentes, de los cuales solo dos de ellos reflejan el proceso de ebullición.

Cabe resaltar el hecho de que los procesos de ebullición son un factor relevante en la generación de un depósito mineral, debido a que tienen un fuerte impacto en la capacidad de transporte de los metales por los complejos clorurados y sulfurados de los fluidos hidrotermales. Los primeros tienen la capacidad de transportar los metales base y la plata, por lo que cuando se produce ebullición en los niveles profundos del sistema epitermal y el CO₂ se separa como fase gaseosa (con el consecuente aumento de pH), el complejo se tornan inestable y precipitan fases minerales ricas en estos metales. Por el contrario, los complejos sulfurados tienen la capacidad de transportar al oro, el cual precipita en posiciones más someras del sistema ya que la ebullición provoca la pérdida de H₂S, fase gaseosa que posee una mayor solubilidad respecto al CO₂ en las soluciones hidrotermales, y por ende la desestabilización del complejo se da en niveles más superficiales (Drummond y Ohmoto, 1985; Hedenquist y Henley, 1985; Morrison *et al.*, 1989; Canet *et al.*, 2010).

Como se reconoce en la Figura 4.10, en tres de los cuatros sistemas mineralizados del Distrito se reconoce una etapa inicial de naturaleza carbonática seguida de dos etapas, la primera de ellas marcada por pulsos silíceos conformados por cuarzo cristalino con la depositación de metales, y

| Figura 4.10. Relación entre los pulsos mineralizantes y las texturas observadas en el Distrito Cerro Primero de Abril. | | | Sistemas mineralizados | | | |
|--|-------------|-----------------------------|------------------------|-------------|---------|--------|
| | | | Wendy | Martha | Argenta | Malbec |
| Pulsos mineralizantes | ganga | pulso carbonático inicial | si | no | si | si |
| | | pulsos silíceos intermedios | si | si | si | si |
| | | pulso calcedónico final | no | si/no | no | si |
| | mena | pulso rico en M.P. | si | si | no | no |
| | | pulso rico en M.B. | no | subordinado | si | si |
| Texturas primarias | carbonática | calcita laminar | si | no | si | si |
| | silíceas | macizas | si | si | si | si |
| | | bandeadas | si | si | si | si |
| | | brechosas | si | si | si | si |
| Texturas de reemplazo | silíceas | pseudomorfos de calcita | si | no | si | si |
| | | en enrejado | si | no | si | si |
| Texturas de recristalización | silíceas | en mosaico | si | no | si | no |
| | | microplumosa | si | si | si | si |
| | | llameante | si | no | si | no |

la última por pulsos de calcedonia y ópalo.

En el pulso inicial carbonático se depositan las calcitas laminares (*bladed calcite*) como una fase mineral temprana que precipitó a partir de un fluido que, a pesar de ser originalmente subsaturados en CO₂ (Hedenquist, 1990), al entrar en ebullición se produce una importante pérdida del mismo, con una consecuente baja de su fugacidad y una disminución en la solubilidad de los carbonatos provocando su precipitación con el característico habito laminar u hojoso (Simmons y Browne, 2000; Dong *et al.*, 1995).

No obstante, no solo la fugacidad de CO₂ es la única variable que entre en juego en los procesos de precipitación de los carbonatos, ya que la temperatura, el pH y la actividad del ion Ca⁺² son factores muy relevantes. Es así, que la pérdida de CO₂ genera un aumento en el pH y produce una desestabilización de los complejos que transporta al aluminio precipitando adularia subrómica y rómica, que de acuerdo a Dong y Morrison (1995) son una evidencia que apoya la existencia de procesos de ebullición.

El sistema continua evolucionando, y a medida que el fluido se enfría la solubilidad de los carbonatos aumenta, disolviéndose la calcita y siendo reemplazada por el cuarzo de grano fino que genera los pseudomorfos reconocidos en Wendy, Argenta y Malbec. Posteriormente, el fluido continúa precipitando los sucesivos pulsos de naturaleza netamente silícea en cada uno de los sistemas mineralizados descritos en este capítulo, dando variadas texturas primarias de relleno de espacios abiertos (Figura 4.10).

Finalmente, los fluidos hidrotermales en sus estadios finales se encuentran más fríos y sobresaturados en sílice, precipitando fases calcedónicas y opalescentes que luego se van a recristalizar en texturas de recristalización en mosaico, microplumosa y llameante (Figura 4.10) (Dong y Morrison, 1995; Echavarría, 1997; Echeveste, 2005a).

4.2.2. Clasificación de la tipología y naturaleza de los sistemas mineralizados Wendy, Martha, Argenta y Malbec.

Las importantes diferencias en las características químicas de los fluidos mineralizantes,

responsables de depositación mineral dentro del ambiente epitermal, son el criterio de base sobre el cual se establecieron numerosas clasificaciones para estos depósitos como “bajo azufre y alto azufre” (Bonham 1986), “adularia-sericita y sulfato ácido” (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987), “adularia-sericita y alunita-caolinita” (Berger y Henley, 1989) y “baja sulfuración y alta sulfuración” (Hedenquist, 1987). Esta última clasificación es la que posee mayor aceptación en la literatura actual y es la que se eligió para este trabajo.

Esta denominación fue propuesta por Hedenquist (1987) en base al estado de oxidación-reducción (o sulfuración) del azufre en los fluidos de sistemas geotérmicos actuales, equivalentes por origen a los depósitos fósiles de ambos tipos. El primero de ellos se originaría a partir de fluidos de carácter oxidado y ácido (azufre en estado de oxidación +6 o +4, en forma de SO₂), típicos de fuentes termales ácidas próximas a volcanes; el otro tipo, en cambio, se originaría a partir de fluidos reducidos y de pH aproximadamente neutro (en los que el azufre se presenta con su estado de oxidación -2), como los hallados en sistemas geotérmicos más o menos distales a la fuente de calor principal (Camprubí y Albinson, 2006). Posteriormente, se redefinieron los tipos de depósitos epitermales, introduciéndose el término de *sulfuración intermedia (SI)* (Hedenquist *et al.*, 2000; Einaudi *et al.*, 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003), siendo depósitos estructuralmente muy similares a los de BS, (Figura 4.11), aunque las características geoquímicas de los fluidos mineralizantes y de las mineralizaciones metálicas en los SI poseen una mayor afinidad con los depósitos de AS (Einaudi *et al.*, 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Considerando toda la información recolectada en el campo, como así también la obtenida en

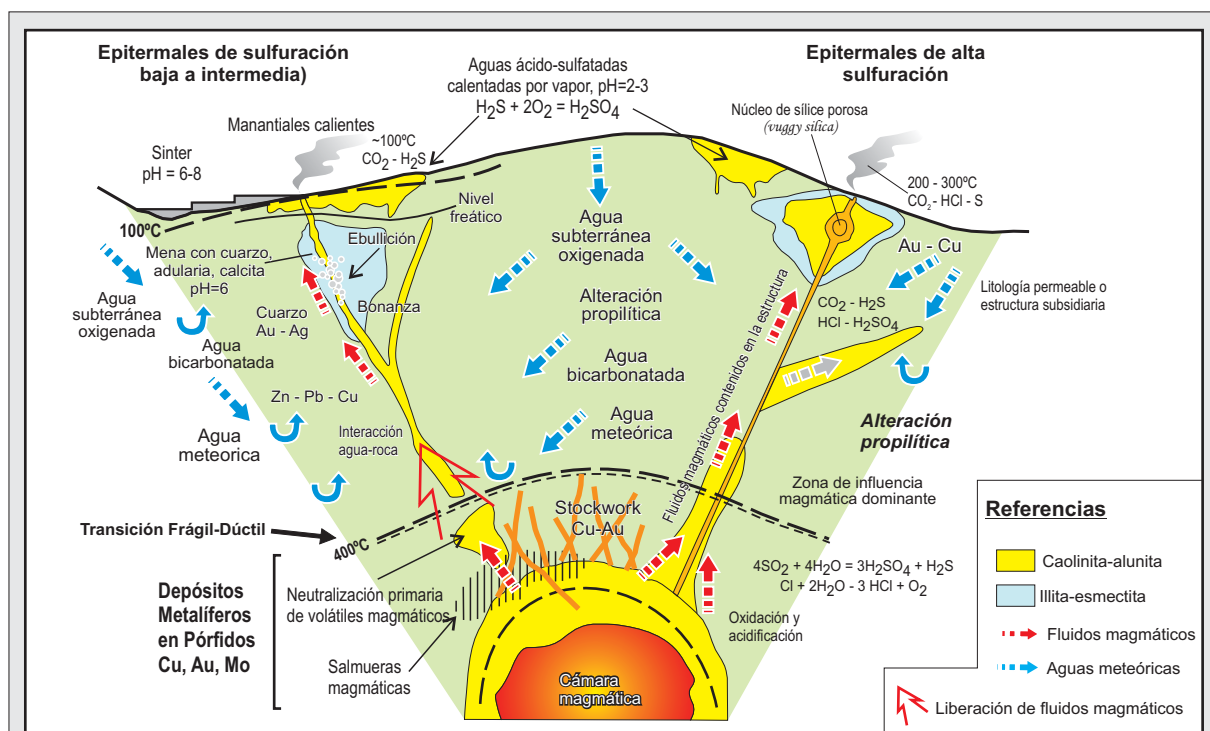


Figura 4.11. Diagrama esquemático mostrando los tipos de estructuras, alteraciones, volátiles liberados, temperaturas, pH, tipos de fluidos y reacciones involucradas en la formación de los depósitos epitermales, y su relación con las rocas magmáticas como fuente de calor, fluidos y componentes químicos para estos depósitos, desde una cámara magmática en proceso de enfriamiento (modificado de Camprubí y Albinson, 2006).

los estudios de laboratorio, para cada sistema mineralizado del Distrito, se puede concluir que estos depósitos se ajustan a grandes rasgos con los modelos de depósitos epitermales clásicos descritos por Hedenquist (1987), Hedenquist *et al.* (2000), Sillitoe y Hedenquist (2003) y Simmons *et al.* (2005) para diversos yacimientos en el mundo. A su vez, estos depósitos poseen características similares a los descritos por Guido y Schalamuk (2003), Echavarría *et al.* (2005) y Fernández *et al.* (2008) para otras áreas del Macizo del Deseado.

No obstante, cada trend posee características particulares que permitió realizar una clasificación más específica dentro de los subtipos de los depósitos epitermales de baja y media sulfuración (Figura 4.12). Además, y considerando un ambiente de ebullición bajo condiciones de presión hidrostática como las que poseen los sistemas geotermales actuales (Simmons y Browne, 2000), se realizó una estimación de la profundidad de formación de la mineralización considerando las temperaturas de homogenización medidas en inclusiones fluidas, y comparando esos valores con las curvas calculadas para el punto de ebullición por Haas (1971).

Analizando comparativamente las características teóricas de los epitermales de baja e intermedia sulfuración con los cuatro sistemas mineralizados (Figura 4.12) se identificaron importantes similitudes entre los sistemas Wendy-Martha y Argenta-Malbec, por lo que para la clasificación de su tipología se los analizara en conjunto:

Sistemas Wendy y Martha

Integrando los datos obtenidos para Wendy con los resultados de Páez (2012) en Martha, se observó que ambos se caracterizan por poseer estructuras vetiformes con desarrollos de texturas macizas, brechosas, bandeados costriformes y en peine con tamaños de grano de medio a grueso y que alojan una mineralogía compleja conformada por una mena compuesta por sulfosales de plata y cobre, acompañados por sulfuros de metales base, en una ganga de cuarzo-adularia-sericita-calcita.

Ambos depósitos poseen una signatura geoquímica claramente dominada por una paragénesis de metales de Ag-Au-Cu-Pb-Zn-Sb-As, con relaciones Ag/Au de 900:1 (Martha) hasta 1500:1 (Wendy), lo cual los define depósitos fuertemente argentíferos, con oro y metales base asociados (Figura 4.13). Finalmente, los estudios de inclusiones fluidas indican que las mineralizaciones se formaron a partir fluidos con temperaturas entre 178,9 °C y 316,5 °C y salinidades de entre 0,3 y 4,03% *wf* NaCl.

Todas estas evidencias nos permiten clasificar a ambos depósitos como ***epitermales de sulfuración intermedia*** (Figura 4.12), coincidiendo en el caso de Martha con lo propuesto oportunamente para este sistema mineralizado por Gonzalez Guillot *et al.* (2004) y Páez (2012).

Finalmente, y siguiendo los criterios utilizados por Páez (2012), quien definió al sistema Martha como un sistema epitermal del tipo ebullición profunda (“*Deep Vein Type Boiling*”) con una profundidad mínima de formación en cercanías de los 800 m.b.n.f. (metros por debajo del paleonivel freático) y un mínimo de 650 m de erosión del sistema hidrotermal desde su formación

| | Dep. epidermales de baja sulfuración | Distrito Cerro Primero de Abril | | | Dep. epidermales de sulfuración intermedia |
|--|--|---|---|---|--|
| | | Argenta | Malbec | Wendy | |
| Contexto geológico | Basaltos a riolitas. | Riolitas, andesitas y riolitas subcalcinas. Evidencias de mezcla de magma entre riolitas y andesitas. | | | Principalmente andesitas a riolitas, localmente riolitas. |
| Salinidad de los fluidos | Salinidades bajas en el rango de 3 a 10% wt NaCl eq. | Entre 1 y 8,4% wt NaCl eq. | Entre 0,5 y 14,5% wt NaCl eq. | Entre 0,3 y 3,2% wt NaCl eq. | Salinidades medias a altas, en general entre 5 y 20% NaCl eq. |
| Minerales de alteración típicos | Illita/esmectita, clorita-epidoto y adularia. | Illita/esmectita y adularia, escasa clorita. | Abundante illita/esmectita y adularia. | Illita/esmectita, con escasa clorita. | Sericita y clorita, la adularia es poco común. |
| Ganga silicática | Bandeados costriiforme-coloforme y cocardas de cuarzo, con texturas en peine, brechosas y de reemplazo de carbonatos. | Brechas y bandeados de calcita y cuarzo, con textura en peine gruesa. Presencia de texturas de reemplazo de carbonatos. | Brechas silíceas con escasos bandeados costriiformes de cuarzo. Presencia de texturas de reemplazo de carbonatos. | Abundantes texturas de reemplazo de carbonatos. Brechas y bandeados de calcita y cuarzo, con textura en peine. | Bandeados costriiformes gruesos y texturas en peine, con pocas texturas coloformes, brechosas y pseudomorfos de calcita. |
| Ganga carbonática | Presente, pero poco común y típicamente <i>stockwork</i> . | Calcita solo presente en las etapas iniciales. | Calcita solo presente en las etapas iniciales. | Abundante calcita en las etapas iniciales. | Común, incluyendo las variedades de |
| Geometría de las estructuras | Vetas, vetillas, <i>stockwork</i> , cuerpo de brechas y diseminados. | Vetillas y brechas con escasos diseminados. | Cuerpo de brechas con vetillas y diseminados. | Desarrollo de vetas, vetillas, <i>stockworks</i> y cuerpos de brechas vetiformes. No se reconocieron diseminaciones de importancia. | Vetas, cuerpo de brechas vetiformes y escasos diseminados. |
| Abundancia de sulfuros | Típicamente inferior al 1-2% vol. | <5% vol. | <5% vol. | Entre 5 y 15% vol. | 5 a >20% vol. |
| Sulfuros típicos | Oro, electrum, argentita y sulfosales de Ag (ginguros) asociados a pirita ± marcasita, esfalerita, galena, calcopirita y arsenopirita. | Pirita, esfalerita, galena, calcopirita, pirrotina y covelina. | Pirita, marcasita, esfalerita, galena, calcopirita, y covelina. | Pirita, marcasita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, galena, polibasita, tetraedrita, pirargirita, miargirita, freieslebenita, argenitotennantita. | Plata nativa, electrum, argentita, sulfosales de Ag, telururos y escasos seleniuros, junto a esfalerita, galena, pirita y calcopirita. |
| Metales principales (± metales secundarios) | Au ± Ag (± Cu-Pb-Zn, Mo, As, Hg). | Cu-Pb-Zn (± Ag-Au). | Cu-Pb-Zn (± Ag-Au). | Ag ± Au, Zn, Pb, Cu (± Sb, As, Mo). | Ag-Au, Zn, Pb, Cu (± Mo, As, Sb, Te, Se y Hg). |
| Relación Ag/Au | <20/1 (auroargentíferos). | 63/1 | 376/1 | 244/1 | >10-1500/1 (argentíferos). |

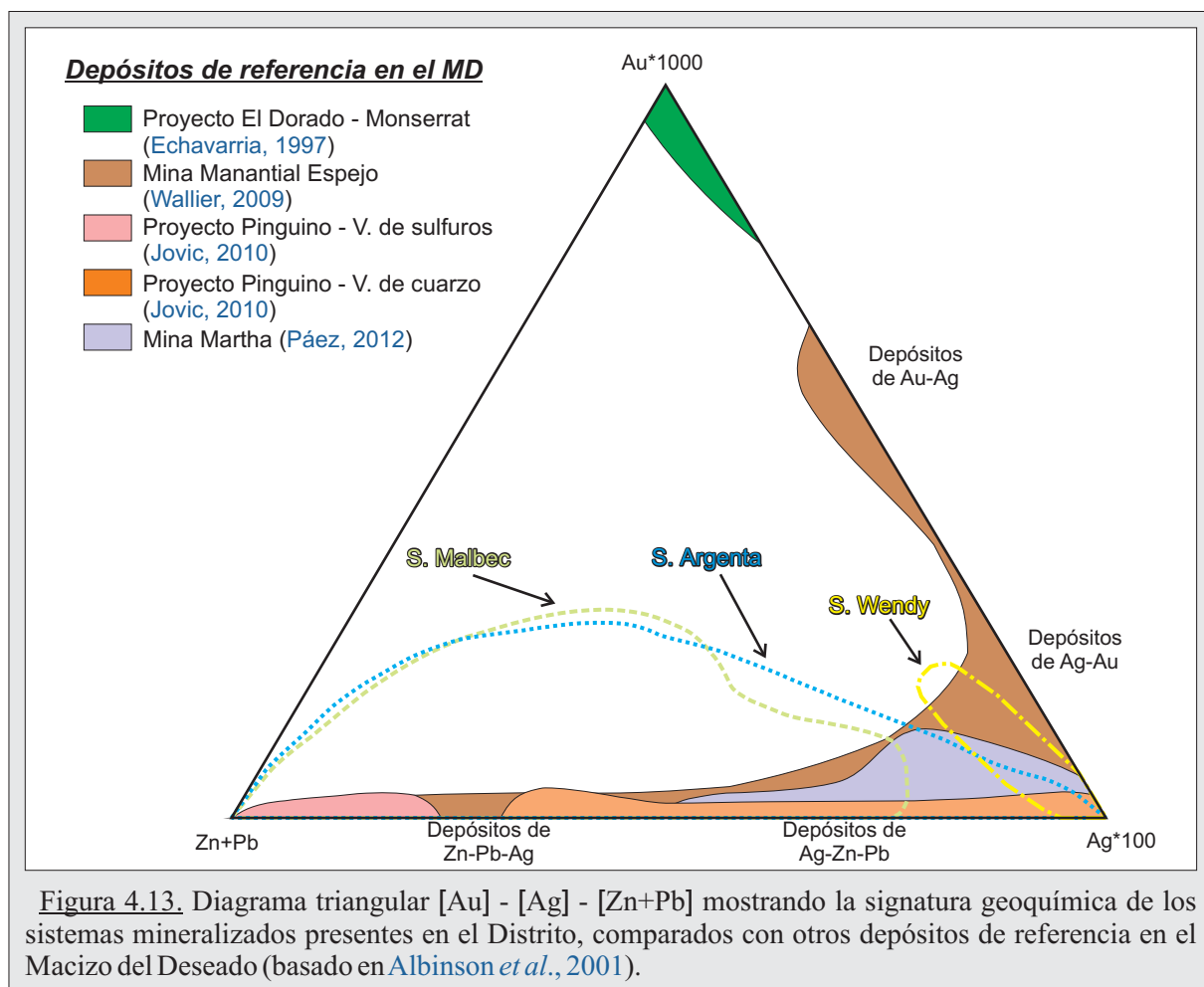
Figura 4.12. Tabla resumen de las principales características de los sistemas Wendy, Martha (Páez, 2012), Argenta y Malbec, y su comparación con las características típicas de los depósitos epidermales de baja sulfuración y sulfuración intermedia (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005; Camprubí y Albinson, 2006).

a la actualidad (a partir de muestras tomadas de perforaciones a 150 m de profundidad), se calculó para el sistema Wendy una profundidad mínima entre los 450 y 550 m.b.n.f., con un mínimo de 550 m de erosión del sistema hidrotermal (Figura 4.14-A), ajustándose al mismo estilo que Martha pero con el nivel de ebullición a menor profundidad que el propuesto por *Albinson et al. (2001)* (Figura 4.14--B).

Sistemas Argenta y Malbec

Por otro lado, los sistemas Argenta y Malbec se caracterizan por tener estructuras lenticulares sigmoidales, con texturas macizas, brechosas y bandeados finos, alojando una mineralogía simple compuesta por una mena de sulfuros de metales base acompañados por ganga de cuarzo-adularia-sericita-calcita que posee una signatura geoquímica con una clara tendencia a un mayor contenido de Pb-Zn-Cu respecto a Au-Ag, que nos permite clasificarlos como depósitos rico en metales bases o Zn-Pb-Ag (Figura 4.13).

Por otro lado, las temperaturas y salinidades de formación de estos sistemas nos indican rangos de valores de 178,8 °C a 320,1 °C, y 0,35 a 13,51% wt NaCl respectivamente, lo cual sumado a las características resumidas anteriormente nos permite clasificar a estos depósitos como típicos *epitermales de baja sulfuración* (Figura 4.12).



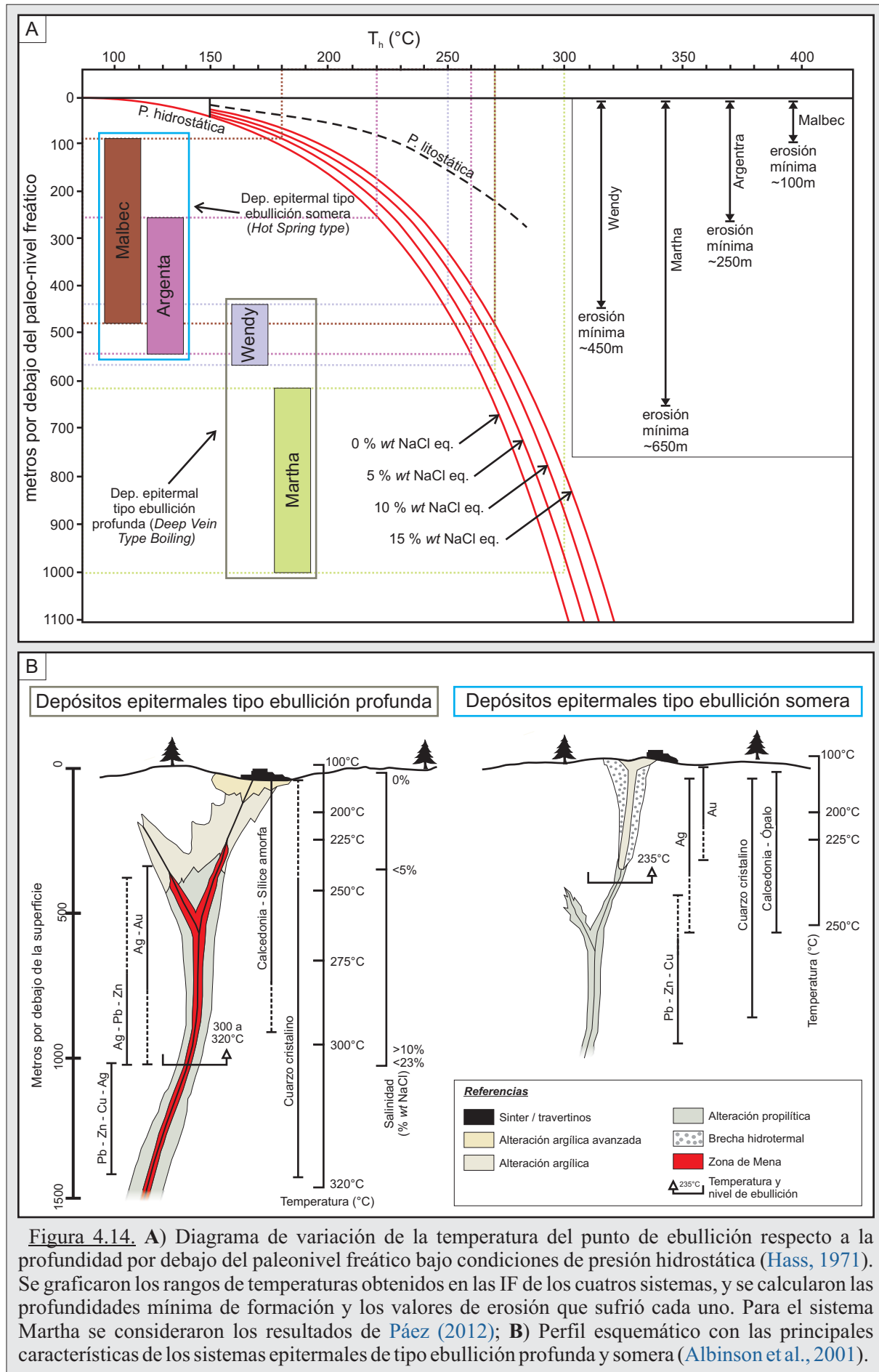


Figura 4.14. A) Diagrama de variación de la temperatura del punto de ebullición respecto a la profundidad por debajo del paleonivel freático bajo condiciones de presión hidrostática (Hass, 1971). Se graficaron los rangos de temperaturas obtenidos en las IF de los cuatro sistemas, y se calcularon las profundidades mínima de formación y los valores de erosión que sufrió cada uno. Para el sistema Martha se consideraron los resultados de Páez (2012); B) Perfil esquemático con las principales características de los sistemas epitermales de tipo ebullición profunda y somera (Albinson et al., 2001).

Nuevamente, se estimaron las profundidades mínimas de formación de estos sistemas considerando las temperaturas de homogenización calculadas a partir de muestras tomadas de superficie y su comparación con las curvas calculadas para el punto de ebullición por Haas (1971). Para el sistema Argenta se calculó una profundidad mínima de entre 250 y 550 m.b.n.f, lo que implica al menos un mínimo de erosión del sistema hidrotermal de 550 m, mientras que para el sistema Malbec se calcularon profundidades mínimas de 100 a 500 m.b.n.f, con un mínimo de erosión de 100 m (Figura 4.14-A).

Finalmente, considerando la profundidad de formación se observó que ambos sistemas poseen el nivel de ebullición a profundidades cercanas a los 500 m (Figura 4.14-A) y con paragénesis ricas en metales base (Figura 4.13), encuadrándose dentro de los epitermales tipo ebullición somera (“*Hot spring type*”) (Figura 4.14-B). No obstante, evaluando las temperaturas promedios se determinó que el sistema Argenta posee un rango entre los 250 y 300°C (Figura 4.14-A), mostrando una tendencia al tipo ebullición profunda (“*Deep vein type boiling*”) (Figura 4.14-B), mientras que el sistema Malbec posee temperaturas en el orden de los 220-230°C (Figura 4.14-A) coincidente con lo previsto por el modelo de ebullición somera que fue definido por Albinson *et al.* (2001) para depósitos que inician su ebullición a temperaturas cerca de los 235°C y que se presentan a 300-400 m bajo la paleosuperficie, relacionados al retraso de la ebullición de los fluidos ascendentes en el sistema hidrotermal (Figura 4.14-B) (Saunders, 1996; Albinson *et al.*, 2001).

CONCLUSIONES

El presente trabajo de investigación tuvo como principales objetivos lograr un completo entendimiento acerca de los eventos geológicos ocurridos en el Distrito Cerro Primero de Abril, buscando no solo conocer y caracterizar los procesos que actuaron en la formación de las unidades litológicas y las estructuras mineralizadas, sino además lograr definir un modelo geológico-metalogénico regional que sirva de referencia para futuros estudios en otros sectores de esta provincia.

A continuación se resumirán las principales conclusiones obtenidas:

Geología

➤ El distrito Cerro primero de Abril posee una compleja geología caracterizada por un marcado dominio de las unidades piroclásticas y lávicas jurásicas pertenecientes al Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL), **generadas a partir de** eventos volcánico multi-episódico relacionado con la evolución de dos grandes sistemas magmáticos co-temporales, uno máfico y otro félsico.

➤ La génesis de estos sistemas magmáticos estuvo controlado por dos grandes mecanismos:

en la corteza inferior ocurrieron procesos de *MASH* siendo responsable de la génesis del sistema máfico, mientras que en la corteza superior ocurrieron procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical generando el sistema félsico.

➤ Se identificaron siete episodios principales jurásicos, los cuales son los responsables de la generación de las unidades de rocas que conforman el CVBL y que a su vez están reflejando la evolución de los dos sistemas magmáticos y su interacción.

➤ Los episodios **EI** y **EII** corresponden al periodo pre-caldera, una transición en la evolución de las dos cámaras magmáticas en el cual pasaron de funcionar independientemente entre sí, generando el Complejo Andesítico y las Ignimbritas de Cristales Riolíticas Inferiores, a interactuar para generar las Ignimbritas de Cristales Dacíticas Inferiores.

➤ Luego, se desarrollan los episodios **EIII** y **EIV** pertenecientes a la etapa sin-caldera, desencadenada a partir de una fuerte interacción entre las dos cámaras. La violencia de los sucesos que ocurrieron, y los extensos y voluminosos depósitos ignimbríticos de intra y extracaldera generados, junto con la construcción de un edificio de colapso tipo Caldera *trap-door*, marcan la importancia que tuvo el mecanismo de mezcla de magmas en el desarrollo del episodio **EIII** (Ignimbritas Líticas), mientras que el episodio **EIV** (Complejo Dacítico) representa una etapa tardía de resurgencia magmática dentro de la evolución de la caldera (sin-caldera tardío).

➤ Finalmente, se suceden los eventos correspondiente a la etapa post-caldera, conformada por los episodios **EV** (Ignimbritas de Cristales Riolíticas y Dacíticas Superiores), **EVI** (Complejo Riolítico) y **EVII** (Depósitos de Tobas y Tufitas), los cuales se desarrollan mientras nuevamente las cámaras comienzan a funcionar con relativa independencia entre sí, generando depósitos ignimbríticos similares a los generados en el evento pre-caldera, a los que se les asocia un vulcanismo efusivo riolítico póstumo y la aparición de ambientes lagunares y fluviales que retrabajaron los depósitos preexistentes desarrollando niveles de tobas y tufitas con depósitos de *hot spring* asociados.

➤ Las rocas del CVBL poseen composiciones que varían desde extremos andesíticos hasta riolíticos, con miembros intermedios dacíticos y rio-dacíticos, aunque todos presentando una signatura geoquímica homogénea, definida por una suite volcánica de composición calcoalcalina de medio a alto potasio y de naturaleza peraluminosa.

➤ La ubicación de la caldera tuvo un fuerte control estructural, localizada entre dos grandes lineamientos regionales con el rumbo dominante en el Distrito: N120°, definiendo un rasgo morfo-estructural de 12 km de diámetro, siendo direcciones coherentes con el marco estructural

distensivo jurásico, de naturaleza frágil y direcciones de fallamiento principales ONO-ESE y NO-SE a la cual estaba sometida esta provincia. Por otro lado, el tipo de colapso asimétrico habría estado controlado por una morfología asimétrica en el techo de una cámara magmática poco profunda.

➤ Las edades obtenidas permiten ubicar temporalmente a las unidades del CVBL entre los $160,0 \pm 1,2$ ma y $156,3 \pm 0,7$ ma, es decir, en un período no mayor a los 4 ma, lo cual permite acotar al evento volcánico en el Distrito al Jurásico superior, específicamente al piso Oxfordiano.

➤ La Caldera Cerro Primero de Abril constituye un ejemplo excepcionalmente bien preservado de una estructura de colapso tipo caldera para el Jurásico del Macizo del Deseado, y las características halladas en sus unidades litológicas permiten afirmar que este tipo de aparatos volcánicos jugaron un importante papel durante la evolución del CVBL.

Metalogénesis

➤ Se identificaron cuatro depósitos hidrotermales denominados Wendy, Martha, Argenta y Malbec, los cuales totalizan más de 45 km lineales de estructuras vetiformes mineralizadas.

➤ Se reconoce una vinculación espacial, temporal y genética entre estos depósitos y la caldera Cerro Primero de Abril, estando Martha y Malbec localizadas sobre el borde anular de la misma mientras que Argenta está ubicada en su sector central. De acuerdo a los datos de isótopos y observaciones mineralógicas, es claro que las cámaras magmáticas que originaron las efusiones volcánicas no solo aportaron los fluidos de derivación magmáticas ricos en metales preciosos y base, sino que además contribuyeron con el calor necesario para poner en funcionamiento celdas hidrotermales circulantes a través de los sistemas de fallas y diaclasas regionales.

➤ La identificación de los depósitos propios de un ambiente tipo *hot spring*, sumado a su asociación espacial y temporal con la caldera Cerro Primero de Abril, confirman la presencia de un importante ambiente geotermal con surgencias de aguas calientes silíceo-carbonatadas de edad jurásica en el sector sudoccidental del Macizo del Deseado, y constituyen además la evidencia superficial del sistema epitermal generador de los cuatro sistemas hidrotermales vetiformes presentes en el Distrito.

➤ En los cuatro depósitos se reconocieron a las morfologías vetiformes y lenticulares como el estilo dominante en la mayoría de las estructuras mineralizadas, desarrollando vetas, vetillas, *stockworks* y cuerpo de brechas hidrotermales y tectóno-hidrotermales de cuarzo principalmente, con menor participación de calcita y calcedonia. La mineralogía y texturas

reconocidas están reflejando que la génesis de estas estructuras fue consecuencia de eventos multi-episódicos, conformados por sucesivas etapas de corte y relleno de espacios abiertos a partir de fluidos hidrotermales de naturaleza carbonática en una primera etapa, y luego de naturaleza silíceo.

➤ El sistema Wendy corresponde a un depósito epitermal de sulfuración intermedia, de tipo ebullición profunda, y de naturaleza netamente argentífera con una leve tendencia hacia los depósitos auro-argentíferos. Posee una mineralogía compleja formada por sulfosales de Ag-Sb-As y sulfuros de metales base. Los fluidos hidrotermales al momento de su formación poseían temperaturas en el rango 250°-300°C y salinidades del orden del 2% *wt* NaCl eq., precipitando en un marco estructural dominado por un régimen transtensivo caracterizado por una cinemática mixta de tipo normal-dextral.

➤ El sistema Martha posee características similares a Wendy, siendo definido por Páez (2012) como un depósito epitermal de sulfuración intermedia, con una mineralogía compleja de sulfosales de Ag y sulfuros de metales base que lo marcan como un depósito argentífero con oro y metales base asociados, originado a partir de soluciones cloruradas neutras a levemente alcalinas, con temperaturas de entre 215,5 y 316,5 °C, y salinidades de entre 0,53 y 3,55% *wt* NaCl eq., pero generado en un régimen transtensivo caracterizado por una cinemática mixta de tipo normal-sinistral.

➤ El sistema Argenta y Malbec son depósitos epitermales de baja sulfuración, de tipo ebullición somera, presentado el primero de ellos una leve tendencia a los de tipo ebullición profunda, ambos formados bajo un régimen estructural de tipo transtensivo con una cinemática normal-dextral. Poseen una mineralogía sencilla dominada por los sulfuros de metales base, con un perfil geoquímico típico de los depósitos ricos en metales bases o Zn-Pb-Ag. Los fluidos que los generaron poseen temperaturas similares a los otros dos depósitos, con rangos entre los 190 y los 320 °C, pero presentan una salinidad más alta que puede llegar a los 13,5% *wt* NaCl eq.

➤ Estructuralmente, en los cuatro depósitos se reconoció en las vetas una disposición espacial que responde claramente a sistemas fractales, en donde se reconocen estructuras de transferencias desde la escala regional hasta la escala de afloramiento, como por ejemplo sigmoides, zonas de solapamientos, entre otras.

➤ Los cuatro depósitos pertenecen a una naturaleza epitermal, siendo los depósitos de Argenta y Malbec típicas mineralizaciones con características de baja sulfuración, mientras que los depósitos Wendy y Martha se destacan no solo por su particular tipología de sulfuración intermedia, de tipo bonanza y rica en Ag, sino además por representar un estilo de depósito de

características únicas, siendo junto al depósito Pingüino (Jovic, 2009), las únicas menciones de este tipo de mineralizaciones epitermales en la Provincia Auroargéntífera del Deseado.

➤ Los resultados obtenidos en la definición del marco geológico y metalogénico de este sector del Macizo del Deseado no solo representa un valioso avance en el conocimiento de un área de gran interés en el entendimiento regional del vulcanismo del Complejo Bahía Laura y los procesos mineralizantes jurásicos de la Patagonia austral, aumentando el conocimiento científico de esta región e incrementando su potencial geológico-metalogénico, sino también, aportando un modelo predictivo para una correcta exploración de otras áreas del macizo con características similares.

