



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Geología y mineralizaciones del sector sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz

Ruiz, Remigio

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Schalamuk, Isidoro
Co-dirección: Guido, Diego M.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2012

Acceso en:
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120917001255>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

INSTITUTO DE RECURSOS MINERALES

TESIS DOCTORAL

**Geología y Mineralizaciones del sector
sudoccidental del Macizo del Deseado,
Santa Cruz**

Lic. REMIGIO RUIZ

Director: Dr. Isidoro B. Schalamuk

Co-Director: Dr. Diego M. Guido

2012

Universidad Nacional de la Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Instituto de Recursos Minerales
2012

Yo muy rara vez pienso utilizando palabras. Me viene una idea y después tal vez trate de expresarla en palabras.

Albert Einstein.

ÍNDICE

Índice	i
Agradecimientos	v
Resumen	vii
Abstract	xiii
1. <u>CAPÍTULO I - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS</u>	1
<u>1.1. Introducción al área de estudio</u>	3
<u>1.2. Estructura de la tesis doctoral. Definición de los objetivos generales y plan de trabajo</u>	3
1.2.1. Objetivos.	3
1.2.2. Plan de trabajo.	5
1.2.3. Estructura de la presente Tesis Doctoral.	6
<u>1.3. Área de estudio</u>	7
<u>1.4. Técnicas, metodología y estudios realizados</u>	8
1.4.1. Tareas de gabinete y de campo.	8
<i>Cartografía digital y procesamiento de imágenes satelitales.</i>	8
<i>Mapeo geológico regional y de detalle.</i>	10
1.4.2. Trabajos de laboratorio.	10
<i>Estudios petrográficos y calcográficos.</i>	10
<i>Geoquímica de roca.</i>	10
<i>Geoquímica de las estructuras mineralizadas.</i>	11
<i>Determinaciones geocronológicas.</i>	11
<i>Estudios de inclusiones fluidas.</i>	11
<i>Estudios de isótopos estables.</i>	12
<i>Estudio de microsonda electrónica.</i>	12
2. <u>CAPÍTULO II - GEOLOGÍA</u>	13
<u>2.1. Introducción</u>	15
<u>2.2. Provincia Volcánica Jurásica Chon Aike (PVJCA)</u>	15
2.2.1. Provincias Ígneas Gigantes (LIP's): definición y características generales.	15

2.2.2. Origen, naturaleza y mecanismos de emplazamiento del magmatismo de la Provincia Volcánica Jurásica Chon Aike (PVJCA).	16
<u>2.3. Provincia Geológica Macizo del Deseado (MD)</u>	20
2.3.1. Introducción y marco geotectónico.	20
2.3.2. Marco geológico regional del Macizo del Deseado.	21
<u>2.4. Distrito Cerro Primero de Abril (DCPA)</u>	25
2.4.1. Introducción.	25
2.4.2. Marco geológico distrital.	26
2.4.3. Secuencia estratigráfica del Distrito Cerro Primero de Abril (DCPA).	29
2.4.3.1. Unidades Pre-Jurásicas.	29
2.4.3.2. Unidades Jurásicas.	29
2.4.3.3. Unidades Post-Jurásicas.	46
2.4.4. Caracterización geoquímica del vulcanismo jurásico en el Distrito Cerro Primero de Abril.	48
2.4.4.1. Introducción y metodología.	48
2.4.4.2. Resultados e Interpretación.	49
2.4.5. Geología estructural.	56
2.4.5.1. Marco estructural regional del Macizo del Deseado.	56
2.4.5.2. Marco estructural distrital - Metodología utilizada y resultados obtenidos.	58
2.4.6. Geocronología.	62
2.4.6.1. Introducción.	62
2.4.6.2. Resultados e interpretación.	62
3. <u>CAPÍTULO III - METALOGÉNESIS</u>	66
<u>3.1. Introducción</u>	68
<u>3.2. Provincia Auroargentífera Deseado (PAD)</u>	68
<u>3.3. Distrito Cerro Primero de Abril: Distribución y caracterización de los sistemas mineralizados Wendy, Martha, Argenta y Malbec</u>	71
3.3.1. Introducción.	
3.3.2. Sistema Wendy.	73
3.3.2.1. Ubicación y características generales.	73
3.3.2.2. Distribución y características de las estructuras en las áreas Wendy Principal y Wendy Oeste.	73

3.3.2.3. Caracterización de la mineralización.	78
<i>a) Mineralogía y secuencia paragenética.</i>	78
<i>b) Microtermometría de minerales transparentes y semitransparentes.</i>	84
<i>c) Caracterización geoquímica.</i>	88
<i>d) Marco estructural: indicadores cinemáticos.</i>	90
3.3.3. Sistema Argenta.	94
3.3.3.1. Ubicación, distribución y características generales de las estructuras.	94
3.3.3.2. Caracterización de la mineralización.	101
<i>a) Mineralogía y secuencia paragenética.</i>	101
<i>b) Microtermometría de minerales transparentes y semitransparentes.</i>	105
<i>c) Caracterización geoquímica.</i>	106
<i>d) Marco estructural: indicadores cinemáticos.</i>	112
3.3.4. Sistema Malbec.	114
3.3.4.1. Ubicación, distribución y características generales de las estructuras.	114
3.3.4.2. Caracterización de la mineralización.	120
<i>a) Mineralogía y secuencia paragenética.</i>	120
<i>b) Microtermometría de minerales transparentes y semitransparentes.</i>	126
<i>c) Caracterización geoquímica.</i>	127
<i>d) Marco estructural: indicadores cinemáticos.</i>	131
<u>3.4. Depósitos de Hot Spring</u>	135
3.4.1. Generalidades de los depósitos de <i>Hot Spring</i> . Antecedentes en el Macizo del Deseado.	135
3.4.2. Distrito Cerro Primero de Abril. Ubicación y distribución espacial de los depósitos de <i>Hot Spring</i> y caracterización de las facies presentes.	135
<u>3.5. Caracterización isotópica de los fluidos hidrotermales en el Distrito Cerro Primero de Abril</u>	139
3.5.1. Isótopos estables de Oxígeno, Azufre y Carbono.	140
3.5.2. Isótopos inestables: geocronología $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.	145
4. <u>CAPÍTULO IV - DISCUSIONES Y CONCLUSIONES</u>	146
<u>Discusiones</u>	
<u>4.1. Marco geológico distrital</u>	148
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.	148

4.1.2. La Caldera Cerro Primero de Abril. Evidencias y características termomecánicas del proceso de mezcla de magmas y sus implicancias en la generación y desarrollo del vulcanismo jurásico en el Distrito.	151
4.1.3. Relación entre el marco estructural regional y la ubicación, dimensiones y características de la caldera Cerro Primero de Abril.	160
<u>4.2. Marco metalogénico distrital</u>	162
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.	162
4.2.1.1. Localización de los depósitos epitermales y su relación espacio-temporal con el vulcanismo.	162
4.2.1.2. Génesis y evolución de los fluidos hidrotermales.	163
4.2.1.3. Origen y transporte de los metales.	164
4.2.1.4. Caracterización de las texturas minerales reconocidas: Interpretación e implicancia genéticas en las condiciones de precipitación de los fluidos hidrotermales.	166
4.2.2. Clasificación de la tipología y naturaleza de los sistemas mineralizados Wendy, Martha, Argenta y Malbec.	168
<u>Conclusiones</u>	
5. <u>BIBLIOGRAFÍA</u>	180
6. <u>ANEXOS</u>	198
Anexo I - Mapa Geológico Distrital.	198
Anexo II - Análisis litofacial.	202
Anexo III - Análisis litogeoquímicos.	213
Anexo IV - Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.	237
Anexo V - Mapas metalogénicos.	273
Anexo VI - Isotopos estables.	281
Anexo VII - Química mineral.	291

AGRADECIMIENTOS

El desarrollo de esta tesis involucró la invaluable ayuda y el constante apoyo de muchas personas, a las cuales les estaré siempre en deuda:

A mi Familia: mis padres, Mabel y Carlos y mis hermanos Candelaria y Federico, quienes confiaron en mí desde el primer día en que decidí encarar este camino, disfrutando cuando hubo logros y apoyándome en cada traspie. A mis abuelos Remigio, Nélide, Victoria y Cacho, mis Tías Graciela y Ana, mi madrina Carolina y mi ahijada Victoria, quienes siempre me apoyaron y estuvieron cuando los necesite. A Ximena Ríos, mi amor y compañera en estos años, por estar siempre presente compartiendo incondicionalmente las euforias y los altibajos que esta tesis me provocó.

A mi Codirector Diego Guido, quien siempre me motivó para lograr todos los objetivos que nos planteamos, incluso antes de comenzar esta tesis, dándome siempre la confianza que necesité. No solo me ha enseñado mucho sobre geología, también ha sido mi guía en la profesión y un gran amigo con el que conté a lo largo de esta tesis.

A mi Director Abel Schalamuk, quien me abrió afectuosamente las puertas del INREMI y me permitió desarrollarme y crecer como profesional.

A Gerardo N. Páez, con quien a lo largo de estos años fuimos desarrollando cada etapa de nuestras respectivas tesis, compartiendo no solo los viajes de campo y congresos, sino también mañanas y tardes completas en el microscopio, discutiendo y aprendiendo cada día algo nuevo de este brillante colega y amigo.

A mi Tía Elisa Cristina Ruiz, quien me orientó en los primeros momentos de mi carrera, motivando no solo mi interés por las ciencias naturales como profesora desde el colegio, sino también plantando la semilla de la curiosidad en la docencia, con la cual he cosechado tantas alegrías.

A mis amigos y amigas que la vida me ha regalado, con quienes he compartido fructíferas charlas que me han aportado buenas ideas para esta tesis, en especial a Sebastián Jovic, Nicolás Sandoval, Luciano López, Martín Muravchik, Florencia Gordon, María Eugenia Rodríguez y Leandro D'Elia. Muchas muchas gracias amigos!!

A la Universidad Nacional de La Plata quien me permitió seguir formándome de una manera libre, pública y gratuita, otorgándome además dos becas doctorales que fueron fundamentales para comenzar a desarrollar los trabajos de investigación.

Al CONICET, institución que me otorgó una beca doctoral que me permitió llevar adelante la finalización de esta tesis.

A Coeur Argentina S.R.L., empresa que gracias a su apoyo económico y logístico permitió realizar de una manera confortable todo los trabajos de campo; quiero destacar mi enorme gratitud a Alfredo Cruzat, Claudio Romo, Myriam Li, Dante Cussi, Guillermo Romero y Gerónimo Candela, quienes compartieron sus conocimientos del área en valiosas charlas sobre la geología y metalogénesis del Distrito.

A mis compañeros del INREMI, en especial a Miguel del Blanco por su invaluable ayuda en los estudios petro-calcográficos, a Adriana González por su colaboración en la parte gráfica, y a Marcela Penné y María José González, quienes fueron fundamentales en el desarrollo de las tareas administrativas y financieras.

A Francisco Javier Ríos, quien afectuosamente me abrió las puertas de su laboratorio, permitiéndome realizar todos los estudios de inclusiones fluidas. Además, estos análisis fueron posibles gracias al completo y desinteresado apoyo de Lucilia Ramos y Tatiana Lima, quienes además de ayudarme en el laboratorio me hicieron formar parte de sus vidas en mi estadía, disfrutando momentos que atesorare por el resto de mi vida. Muchas gracias también a todo el personal del CDTN en Belo Horizonte por el apoyo logístico.

A Clemente Recio por permitirme, de una manera generosa y desinteresada, realizar los análisis de isótopos estables en el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España. Un agradecimiento especial a Raquel Sáez Ayuso, Meggie Sotelo y Félix García por asistirme en la realización de los mismos.

A la *Society of Economic Geologist* (SEG), sociedad que me otorgó apoyo económico y logístico para asistir a conferencias y cursos de campo, permitiéndome además financiar los viajes y estadías en los laboratorios externos.

A Guido Borzi, Lucia Santucci y Érica Gómez por su inmensa colaboración en el procesamiento de la información estructural.

RESUMEN

El Distrito Cerro Primero de Abril, área de estudio del presente trabajo de tesis doctoral, está localizada en el sector sudoccidental de la provincia geológica Macizo de Deseado. Esta provincia se caracteriza por la presencia de numerosas mineralizaciones de metales preciosos que se encuentran espacial, temporal y genéticamente relacionadas a un extenso magmatismo bimodal Jurásico perteneciente al Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL), no siendo claro el estilo, génesis y la ubicación de sus centros emisores.

La elección de esta región como zona de trabajo fue motivada por la presencia de características atípicas en las unidades geológicas, las cuales permitirían aportar respuestas sobre la naturaleza y características del vulcanismo del CVBL, sumado a la concentración de depósitos minerales y a un acotado conocimiento estratigráfico y estructural del sector sudoccidental del Macizo del Deseado. El objetivo fue construir un modelo geológico-metalogénico regional que pueda ser utilizado como marco de referencia para enfocar los trabajos exploratorios en zonas con características similares.

Los trabajos de investigación se realizaron en tres etapas consecutivas: una primer etapa enfocada en los trabajos de campo, una segunda concentrada en los trabajos gabinete y estudios de laboratorio y una tercer etapa interpretativa. Se realizó un mapeo geológico regional del Distrito a escala 1:20.000 con muestreo de las unidades geológicas, y un mapeo a escala 1:5.000 de las estructuras mineralizadas, con muestreo para los estudios mineralógicos, geoquímicos y de caracterización de los fluidos hidrotermales, compilándose toda la información obtenida en un Sistema de Información Geográfica (SIG), dándole a esta información un marco espacial claro y definido. Se realizaron estudios petrográficos, calcográficos, determinaciones lito-geoquímicas (mayoritarios, trazas y tierras raras), estudios termométricos en inclusiones fluidas, microsonda electrónica, determinaciones geocronológicas y análisis de isótopos estables, permitiendo caracterizar los diferentes pulsos mineralizantes, los minerales de mena y de ganga y las características del fluido hidrotermal.

La geología del Distrito Cerro Primero de Abril tiene como una característica relevante la presencia de abundantes unidades volcánicas pertenecientes al CVBL, las cuales llegan a cubrir un 83% de la superficie total. Este vulcanismo está enmarcado dentro de un gran evento volcánico de escala continental que generó la Provincia Volcánica Jurásica Chon Aike, en donde los procesos corticales de mezcla, asimilación, homogenización y almacenamiento (*MASH*) junto a los de cristalización fraccionada (CF) y asimilación cortical (AC), fueron de relevancia en la generación y evolución de este magmatismo jurásico.

A partir del estudio de las unidades volcánicas jurásicas se definieron siete episodios jurásicos principales (EI a EVII), cada uno de ellos representados por un grupo particular de rocas que reflejan, a su vez, los procesos magmáticos actuantes en el Distrito. Esta secuencia jurásica está conformada por el episodio I, integrado por los flujos lávicos del complejo andesítico (CA), el episodio II conformado por las ignimbritas de cristales riolíticas (ICRinf) y

dacíticas inferiores (ICDinf), el episodio III por las ignimbritas liticas (IL), el episodio IV por un complejo dómico dacítico (CD), seguido por el episodio V conformado nuevamente por ignimbritas de cristales dacíticas (ICDsup) y riolíticas superiores (ICRsup), luego el episodio VI generando un complejo riolítico (CR) conformado por diques, coladas y domos riolíticos con autobrechas asociadas, y finalmente el episodio VII integrado por depósitos de caída y tufitas (DT) junto con depósitos de megabrechas (MB).

Además, se reconoció un área extensa, de más de 130 km², con depósitos de hot spring, muchos de los cuales muestran buenos niveles de preservación de sus texturas y estructuras primarias de composición carbonática (travertinos y estromatolitos), silíceo (sinter), o de reemplazo silíceo (jasperoides). Cinco facies fueron reconocidas en el área, mayormente en los sectores sur y noreste de la misma, y generalmente asociadas a los depósitos de tufitas arenosas de origen fluvio-lacustre.

En su conjunto, y desde el punto de vista geoquímico, las unidades jurásicas del CVBL se caracterizan por un magmatismo homogéneo conformado por rocas de composiciones intermedias a ácidas, perteneciente a una suite volcánica calcoalcalina, de medio a alto potasio y de naturaleza peraluminosa, con algunas unidades afectadas por procesos de metasomatismo potásico. Los resultados de la distribución de los elementos trazas y tierras raras reflejan una coherencia entre las composiciones de todas las unidades, lo que evidencia un magmatismo uniforme en el distrito, vinculado a un ambiente geotectónico de margen continental activo.

Todos estos eventos jurásicos se desarrollaron en un lapso temporal no mayor a los 5 ma, entre los 160,0±1,2 y los 156,3±0,7 ma, correspondiente al piso Oxfordiano del Jurásico superior, en un marco estructural frágil donde el rasgo más sobresaliente es un estilo dominado por bloques rígidos limitados por fallas. Se identificaron cuatro direcciones de fracturación, las dos principales con azimut N100°-120° y N140° (siendo además los lineamientos de mayor extensión) coincidente con las direcciones principales de fallamiento jurásico; y dos direcciones secundarias con azimut E-O y N-S a NNO-SSE.

Asociado a esta secuencia volcánica, se reconocieron cuatro áreas con depósitos hidrotermales mineralizados denominados Wendy, Martha, Argenta y Malbec, dispuestos con rumbo NO-SE y con un fuerte control estructural. Estos depósitos están formados por un conjunto de vetas, vetillas, stockworks y brechas hidrotermales compuestos mayormente por cuarzo, con texturas bandeadas, crustiformes, coliformes, cocardas, texturas en peine y pseudomorfos de calcita laminar, las cuales reflejan una génesis a partir de eventos multi-episódicos con sucesivas etapas de relleno de espacios abiertos.

El sistema Wendy corresponde a un depósito epitermal de naturaleza netamente argentífera, con una leve tendencia hacia los depósitos auro-argentíferos, y 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 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% *wf* NaCl eq., pero generado en un régimen transtensivo caracterizado por una cinemática mixta de tipo normal-sinestral.

Los sistemas Argenta y Malbec poseen una mineralogía sencilla dominada por los sulfuros de metales base, con un perfil geoquímico típico de los depósitos epitermales 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% *wf* NaCl eq., y formados en un marco estructural de tipo transtensivo con una cinemática normal-dextral.

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 corticales (*MASH* y *CF+AC*) planteado para las rocas del CVBL, el origen de una de estas fuentes se correspondería con cámaras profundas y de características menos evolucionadas, con una composición química primordial 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).

Fue posible reconocer que los siete episodios principales jurásicos están reflejando fielmente la historia evolutiva que tuvieron estos dos grandes sistemas magmáticos, los cuales tuvieron, en un momento de su evolución, una gran interconexión que generó un evento volcánico muy particular en el cual se desarrolló una estructura de colapso tipo caldera, de aproximadamente 12 km de diámetro y de tipo *trap-door*, denominada “caldera Cerro Primero de Abril”.

En la etapa pre-caldera, desarrollada mientras los dos sistemas magmáticos funcionaban simultáneamente, se depositaron las rocas del primer episodio (CA), mientras la evolución natural de las cámaras superiores generaban un aumento de las fases gaseosas, en conjunto con los primeros eventos de conexión entre cámaras que producían la mezcla de ambos magmas y depositaban las ICRinf y ICDinf (EII); estas últimas con numerosas texturas de desequilibrio magmático.

La etapa sin-caldera comenzó en el momento que ocurrió una gran conexión entre las cámaras andesítica y riolítica, proceso que desencadenó un potente episodio piroclástico (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 generó las Ignimbritas Líticas (IL), integradas por facies de intra y extracaldera, seguidas de un episodio lávico efusivo (EIV) que desarrolló un complejo dacítico (CD). Las evidencias petrográficas y geoquímicas encontradas en estas unidades sin-caldera, como la coexistencia en

una misma ignimbrita de dos tipos de fragmentos pumíceos composicional y texturalmente diferentes, y la presencia de abundantes texturas de desequilibrio magmático reflejando los procesos de *mixing* y *mingling* ocurridos, permiten confirmarlas como rocas generadas a partir de un evento volcánico desencadenado como consecuencia de la mezcla de dos magmas de composiciones contrastantes: un magma intermedio y uno ácido.

Culminando con la historia evolutiva de estas cámaras magmáticas, en la etapa post-caldera, se reinstala una actividad ignimbrítica de naturaleza similar a la observada durante la etapa pre-caldera, con la depositación de las ICDsup e ICRsup (EV). Posteriormente, y reflejando los estadios finales de la evolución de la caldera (EVI), se derraman las lavas y domos del complejo riolítico (CR) en la intersección entre el borde anular de la caldera y un lineamiento regional de rumbo N120°. Coronando esta secuencia se depositan unidades sedimentarias retrabajadas, evidenciando un período de calma en el vulcanismo que permitió el desarrollo de ambientes fluvio-lacustres (EVII).

De esta manera, la Caldera Cerro Primero de Abril constituye el primer 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.

Se reconoce una vinculación espacial, temporal y genética entre los depósitos hidrotermales 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. Además, se reconoció que las cámaras magmáticas que originaron las efusiones volcánicas no solo aportaron fluidos, 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.

Por otro lado, se propone como fuente de origen de los metales preciosos (Au-Ag) y base (Pb-Zn-Cu) a los fluidos de derivación magmática provenientes de las cámaras más profundas, de naturaleza menos evolucionada y composiciones intermedias, siendo estos metales transportados en complejos clorurados a través de densas salmueras magmáticas, desde los magmas máficos hacia los félsicos o directamente hacia el sistema hidrotermal superficial.

Estos fluidos hidrotermales que transportaban los metales sufrieron en su ascenso procesos de descompresión que desencadenaron eventos de ebullición, desestabilizando el equilibrio químico y provocando la precipitación de los minerales en pulsos sucesivos y continuos, desarrollando texturas de relleno de espacios abiertos a partir de fluidos de naturaleza inicialmente carbonáticas seguida de dos etapas, una primera con pulsos silíceos conformados por cuarzo cristalino y una segunda de calcedonia-ópalo.

De acuerdo a las características mineralógicas, texturales, geoquímicas y termométricas de cada depósito, se determinó la tipología hidrotermal a la cual pertenecen cada uno, clasificándose a Wendy y Martha como depósitos epitermales de sulfuración intermedia, de tipo ebullición profunda, mientras que los depósitos Argenta y Malbec corresponden a depósitos epitermales de baja sulfuración, ambos de tipo ebullición somera, presentando Argenta una tendencia al tipo

ebullición profunda.

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, sino también en el entendimiento regional del vulcanismo del Complejo Bahía Laura y los procesos mineralizantes jurásicos de la Patagonia austral, permitiendo reconocer la enorme importancia que los mecanismos corticales de *MASH* y *CF+AC*, junto con los procesos de mezcla de magma, tuvieron en la generación, evolución y características petro-geoquímicas de las unidades del CVBL, aumentando no solo el conocimiento científico de esta región y su potencial geológico-metalogénico, sino también, aportando un modelo predictivo para una efectiva exploración de otras áreas del Macizo del Deseado con características similares.

ABSTRACT

The Cerro Primero de Abril District, area of study of this doctoral thesis, is located at the southwestern portion of the Deseado Massif geological province. This province is characterized by the presence of numerous precious metal mineralizations which are spatially, temporally and genetically related to the extended Jurassic bimodal magmatism corresponding to the Bahia Laura volcanic complex (CVBL), even though it is still uncertain the style, origin and location of emission centers.

This region was selected as the PhD area considering the presence of atypical features in the geological units, which would provide answers about the nature and characteristics of CVBL volcanism, together with the concentration of mineral deposits and the limited stratigraphic and structural knowledge of the Deseado Massif southwestern sector. The objective was the development a regional geological metallogenic model that can be used as reference to orientate exploratory works in areas with similar characteristics.

The research works were done in three consecutive stages: a first stage focused on field work, a second one oriented to office works and laboratory studies and a third interpretative stage. The regional geological mapping was performed at scale 1:20,000 with sampling of the geological units, and a detail mapping of the mineralized structures at scale 1:5,000, with sampling for mineralogical and geochemical studies and characterization of hydrothermal fluids, compiling all the information in a Geographic information System (GIS), giving to this information a clearly and defined spatial framework. Petrography, chalcography, lithochemochemistry (major, trace and REE), fluid inclusions, electronic microprobe, geochronology and stable isotopes studies were performed in order to characterize the different mineralizing pulses, the ore and gangue minerals, and the general characteristics of the hydrothermal fluids.

The Cerro Primero de Abril District main geological feature is the presence of abundant volcanoclastic units belonging to CVBL, which cover up to 83% of the total area. This volcanism is part of a continental scale volcanic event that generated the Jurassic Chon Aike Volcanic Province, where the cortical processes of mixing, assimilation, storage and homogenization (MASH) in conjunction with the fractional crystallization (FC) and crustal assimilation (CA) were important in the generation and evolution of the Jurassic magmatism.

Considering the study of the Jurassic volcanoclastic units, seven main Jurassic events (E1 to EVII) were defined, each one of them represented by a particular group of rocks that reflect the magmatic processes that were developing at this District. The Jurassic sequence begins with the E1 episode, composed by lava flows from the andesitic complex (CA), followed by the EII episode which consists of lower crystal-rich dacitic (ICDinf) and rhyolitic (ICRinf) ignimbrites, a third episode (EIII) with development of lithic ignimbrites (IL), a fourth episode (EIV) represented by a dacitic complex (CD), followed again by another pyroclastic episode (EV) that deposited the upper dacitic (ICDsup) and rhyolitic crystal-rich ignimbrites (ICRsup), then the EVI episode generating a rhyolitic complex (CR) composed by dikes, lava flows and domes with

associated autobreccias, and finally the EVII episode composed by tuffites and fall deposits (TD), and megabreccia deposits (MB).

In addition, a big area (over 130 km²) with hot spring deposits was identified, many of which show well preserved primary textures and carbonate structures (travertine and stromatolites), silica structures (sinter) or siliceous replacement (jasperoids). Five facies were recognized in the District, mostly in the southern and northeast portion, usually associated with tuffite deposits from fluvio-lacustrine origin.

The Jurassic CVBL units are geochemically and in general characterized by an homogeneous magmatism composed by intermediate to acidic rocks, belonging to a calc-alkaline volcanic suite, medium to high potassium signature and peraluminous nature, with some units affected by potassium metasomatism processes. The distribution of trace and rare earth elements show a consistency between the compositions of all units, which shows an uniform magmatism for the district, linked to a tectonic environment of active continental margin.

All these Jurassic events took place in a period of less than 5 m.y., between 160.0 ± 1.2 and 156.3 ± 0.7 m, corresponding to the Oxfordian stage of the upper Jurassic, in a fragile structural setting where the most outstanding feature is a style dominated by rigid blocks limited by faults. Four fracturing directions were identified, the two main ones with N100°-120 ° and N140 ° azimuth, coincident with the main directions of Jurassic faulting, and two secondary directions: E-W and N-S to NNW-SSE.

Associated with this volcanic sequence, we recognized four areas with mineralized hydrothermal deposits denominated: Wendy, Martha, Argenta and Malbec, with NW-SE strike and a strong structural control. These deposits are formed by veins, veinlets, stockworks and hydrothermal breccias mainly composed by quartz, with banded, crustiform, colloform, comb and pseudomorphic (of original bladed carbonate) textures, which reflect a multi-episodic genesis with infill textures.

The Wendy system corresponds to an epithermal argentiferous deposit, with a slight tendency toward auro-argentiferous deposits, and has a complex mineralogy consisting of Ag-Sb-As sulfosalts and base metal sulfides. The hydrothermal fluids had temperatures in the range 250-300 °C and salinities of about 2% wt NaCl eq., formed in a transtensional structural setting characterized by a mixed normal-dextral kinematics.

The Martha system has similar characteristics to Wendy, it was defined by Páez (2012) as an epithermal deposit with a complex mineralogy of Ag sulfosalts and base metal sulfides that define this deposits like a silver-rich deposit with gold and base metals associated, and originated by a chloride neutral to slightly alkaline solution, with temperatures between 215.5 and 316.5 °C, and salinities between 0.53 and 3.55% wt NaCl eq., but generated in a regime characterized by a transtensional mixed sinistral-normal kinematics.

Argenta and Malbec systems have a simple mineralogy dominated by base metal sulfides with a typical geochemical profile of epithermal base metals-rich deposits or Pb-Zn-Ag. The fluids that generated them have similar temperatures to the other two previous systems, ranging

between 190 to 320 °C but exhibit the highest salinities, that can reach 13.5% wt NaCl eq., and formed in a transtensional structural setting characterized by a mixed normal-dextral kinematics.

Evaluating the geochemistry of the rocks from the Jurassic stratigraphic sequence, two sources were recognized for the Jurassic volcanism, acting at the same time and even frequently interacting between them. According to the evolution model through cortical processes (MASH and CF+AC) proposed for the CVBL rocks, the origin of these sources would correspond to less-evolved deep chambers with a primordial basic to intermediate chemical composition (basalt-andesite), while the other source was originated from the previous chambers, ascending and generating superficial more evolved magmas chambers (dacites-rhyolites).

It was possible to recognize that the seven Jurassic main episodes are related to the evolution history of the two large magmatic systems, which, at an specific moment of their evolution, had an important connection that generated a very particular volcanic event with the development of a 12 km in diameter trap-door caldera collapse structure, called "Cerro Primero de Abril caldera".

In the pre-caldera stage, developed while the two magmatic systems were working simultaneously, the first episode rocks (CA) were deposited, while the natural evolution of the upper chambers were generating an increase of the gas-rich phases, together with the first connection events between the chambers were producing a mixture of both magmas and forming the ICDinf and ICRinf (EII); the last one with numerous magmatic disequilibrium textures.

The syn-caldera stage began with a large connection between the andesitic and rhyolitic magma chambers, a process that triggered a powerful pyroclastic episode (EII). This connection between chambers allowed the injection of a subordinate amount of andesitic magma within the acidic chamber, producing a violent eruption that generated the Lithic Ignimbrites (IL), composed of intra and extracaldera facies, followed by effusive lava episode (EIV) which developed the dacitic complex (CD). The petrographic and geochemical evidences recognized in these syn-caldera units, like the coexistence of two types of compositional and texturally different pumice fragments in the ignimbrites, and the presence of abundant magmatic disequilibrium textures reflecting the occurrence of mixing and mingling processes, are in agreement to confirm that these rocks were generated from a volcanic event triggered by the magma mixture with contrasting compositions: an intermediate and an acidic magma.

In the final stage of the evolution history of these magma chambers, in the post-caldera stage, the ignimbritic activity was reinstated and they have similar characteristics than the pre-caldera stage ones, and with the deposition of the ICDsup and ICRsup (EV). Later, and reflecting the final stages of the evolution of the caldera structures (EVI), the rhyolitic lavas and dome complex (CR) were extruded at the intersection of the caldera ring fault and the N120° regional lineament. At the top of this sequence tuffites units were deposited, showing a quiet period for the volcanism on the region that allowed the development of fluvial-lacustrine environments (EVII).

The Cerro Primero de Abril caldera is the first example of an exceptionally well-preserved caldera collapse structure for the Jurassic of the Deseado Massif, and the characteristics observed in their lithological units are very important to recognize that these volcanic structures had a

relevant role in the evolution of the CVBL.

A spatial, temporal and genetic link between hydrothermal deposits and the Cerro Primero de Abril caldera was recognized, being Martha and Malbec located on the ring fault, while Argenta is located in the central sector. Furthermore, it was recognized that the magma chambers responsible for the volcanic eruption contributed not only with magmatic fluids, but also with the heat required to mobilize the hydrothermal cells that produced the fluid circulation throughout the regional faults and joints systems.

The source of the precious (Au-Ag) and base metals (Pb-Zn-Cu) is proposed to be the magmatic fluids from the deeper chambers, which are less evolved and intermediate composition, being those metals transported by chlorinated complex through dense magmatic brines from mafic to felsic magmas, or directly to the surface hydrothermal system.

These hydrothermal fluids carrying the metals experienced decompression processes during the ascent that led to boiling, destabilizing the chemical balance and inducing precipitation of ore and gangue minerals in successive and continuous pulses, developing infill open spaces textures initially from carbonate-rich fluids followed by two siliceous-rich stages, the first with crystalline quartz and the second formed by chalcedony-opal.

According to the mineralogical, textural, geochemical and thermometric characteristics recognized in each deposits, their typologies were determined, and Wendy and Martha were classified as intermediate-sulfidation epithermal deposits, belonging to the deep-boiling type, while the Argenta and Malbec deposits correspond to low-sulfidation epithermal deposits, both belonging to the shallow-boiling type, showing Argenta a slight tendency toward deep-boiling type.

The geological and metallogenic framework defined for the southwestern portion of the Deseado Massif not only represents a valuable advance in the understanding of an area of great interest, but also in the regional understanding of the Bahia Laura Complex volcanism and the Jurassic mineralizing processes of southern Patagonia, allowing to recognize the enormous importance of crustal mechanisms of MASH and FC+CA, including the magma mixing process, had in the generation, evolution and the petro-geochemical features in the CVBL units, increasing not only the scientific knowledge and the geological-metallogenic potential of this region, but also providing a predictive model for an effective exploration of other areas with similar characteristics in the Deseado Massif.

CAPÍTULO I

Introducción y Objetivos

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción al área de estudio

La provincia geológica Macizo del Deseado (Feruglio, 1949) se encuentra ubicada en el sur de la Patagonia Argentina, provincia de Santa Cruz, abarcando un área de 60.000 km², que se extiende entre el río Deseado (límite norte que lo separa de la cuenca del Golfo San Jorge) y el río Chico (que limita al sur con la cuenca Austral) y, desde la costa Atlántica en el este, hasta Cordillera Patagónica Austral al oeste (Figura 1.1).

El Macizo del Deseado se caracteriza por la presencia de mineralizaciones de metales preciosos que se encuentran espacial, temporal y genéticamente relacionadas a un extenso magmatismo bimodal ocurrido en el Jurásico (Guido y Schalamuk, 2003). No obstante, la ubicación, génesis y estilo eruptivo de los centros emisores de este vulcanismo ha sido durante años motivo de numerosas discusiones (Panza, 1982; Echeveste *et al.*, 2001; Guido, 2004; Echavarría *et al.*, 2005; Sruoga *et al.*, 2008).

Esta provincia ha sido, desde el descubrimiento del Yacimiento Cerro Vanguardia, objetivo de diversos y numerosos estudios geológicos y metalogénicos. Durante estos últimos 20 años se han incrementado las tareas de prospección y exploración geológico-minera, y como resultado han sido localizados varios sectores con manifestaciones minerales epitermales y polimetálicas. Varios de estos depósitos cuentan con importante información geológica, estructural y metalogénica, sin embargo existen sectores del Macizo del Deseado que no han sido aun debidamente estudiados, siendo uno de ellos el sector sudoccidental.

Estos factores motivaron la realización de la presente investigación, seleccionándose el Distrito Cerro Primero de Abril como zona de estudio por la presencia de características atípicas en las unidades geológicas, sumado a una abundante concentración de depósitos minerales económicos (entre los cuales se destacan los proyectos Mina Martha y Manantial Espejo). El sector sudoccidental del Macizo representa una región con características geológicas distintivas y de gran potencialidad económica en la provincia metalogénica Deseado.

1.2. Estructura de la tesis doctoral. Definición de los objetivos y plan de trabajo

1.2.1. Objetivos

El objetivo general del proyecto es el entendimiento e interpretación de la geología regional y las mineralizaciones del Distrito Cerro Primero de Abril. Para esto, se definieron tópicos de trabajo a partir de los objetivos específicos que se aspiran alcanzar:

1) Reconocer y estudiar en detalle las unidades geológicas presentes en el Distrito, haciendo especial hincapié en la estratigrafía de la secuencia volcánica, determinando su ambiente y procesos de formación.

2) Obtención de datos petrográficos, calcográficos, mineralógicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos de las mineralizaciones y de las unidades volcánicas del área, que permita reconstruir y caracterizar los procesos volcánicos, e interpretar su génesis.

3) Determinar la relación de la estructuración regional con las unidades volcánicas y con la mineralización, generando un modelo estructural del Distrito.

4) Identificar y estudiar en detalle las mineralizaciones del área. Utilizar técnicas analíticas que permitan la caracterización de las mismas.

5) Determinar la vinculación espacial, temporal y genética de las mineralizaciones con las unidades geológicas presentes en el Distrito.

6) Comparar los resultados obtenidos con los logrados por otros investigadores en el área Mina Martha, con el fin de enmarcarlos regionalmente en un modelo metalogénico distrital, extrapolando las conclusiones al ámbito de la provincia metalogénica del Deseado.

El objetivo final logrado fue definir el modelo geológico-metalogénico regional, explicando e

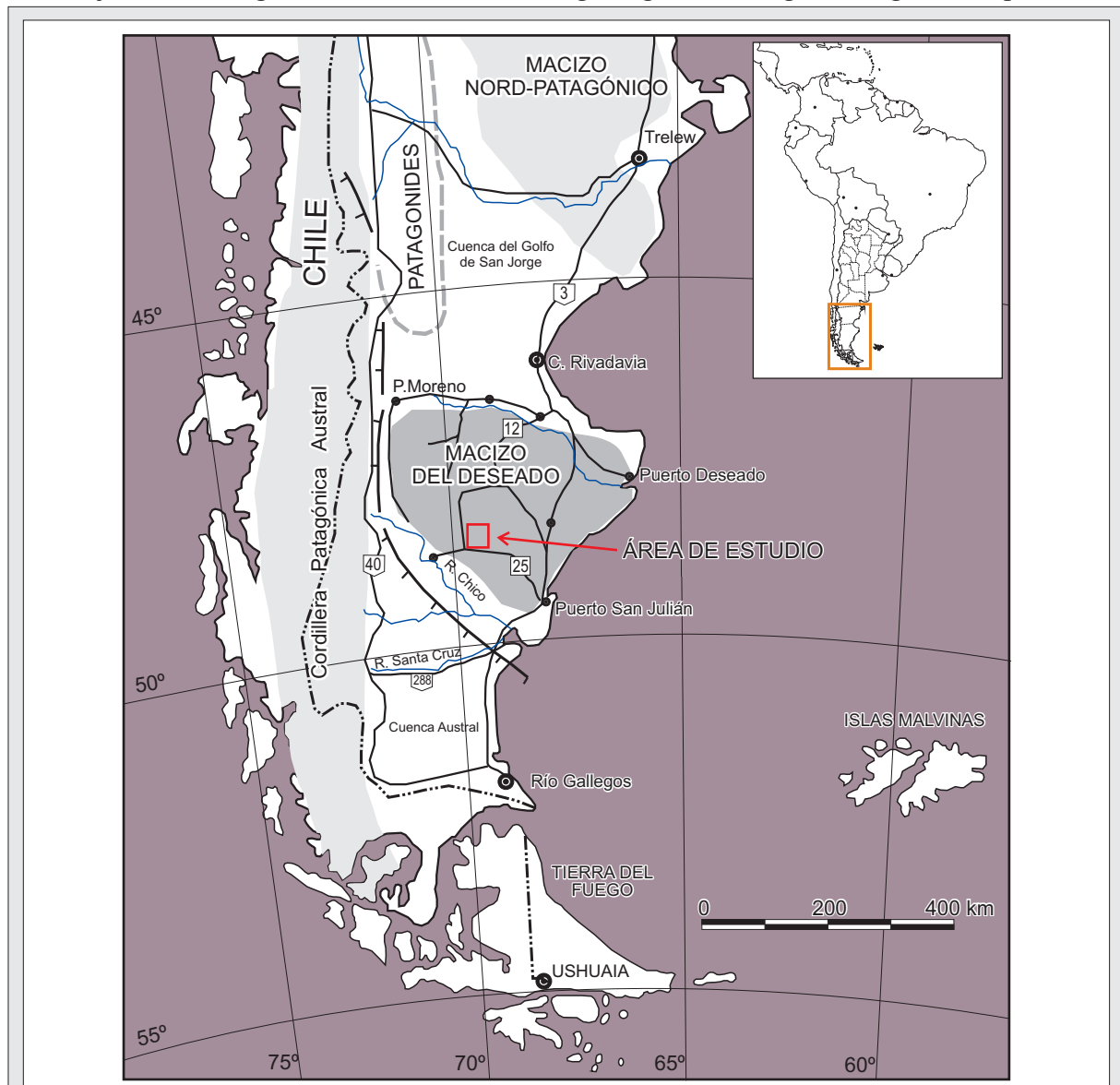


Figura 1.1. Mapa de ubicación regional de la entidad geológica Macizo del Deseado, con la localización del área de estudio.

integrando la geología, con las mineralizaciones presentes en el Distrito Cerro Primero de Abril.

1.2.2. Plan de trabajo

Para llevar adelante estas tareas y cumplir con los objetivos, se confeccionó un plan de trabajo conformado por tres etapas a realizarse consecutivamente:

La primera etapa (Figura 1.2) consistió en llevar a cabo los trabajos de campo, previa recopilación y análisis de los antecedentes éditos e inéditos (geológico y mineros) del área de interés, incluyendo fotos aéreas e imágenes satelitales. Luego, se realizó el reconocimiento de campo y un mapeo geológico regional (a escala 1:20.000) del Distrito con muestreo de las unidades geológicas aflorantes y de los distintos tipos litológicos, con énfasis en el entendimiento de las sucesiones volcánicas. Posteriormente, se relevó a escala 1:5.000 las estructuras mineralizadas, realizándose un mapeo geológico, estructural y metalogénico de detalle en cada una de ellas, tomando muestras para los estudios mineralógicos, geoquímicos y de caracterización de fluidos. Finalmente, se integró toda la información obtenida (base de datos geológica y metalogénica del Distrito) en un Sistema de Información Geográfica (SIG), dándole a toda la información obtenida un marco espacial claro y definido.

La segunda etapa (Figura 1.2) se enfocó en llevar adelante los trabajos gabinete y estudios de laboratorio, realizando estudios petrográficos y lito-geoquímicos (mayoritarios, trazas y tierras

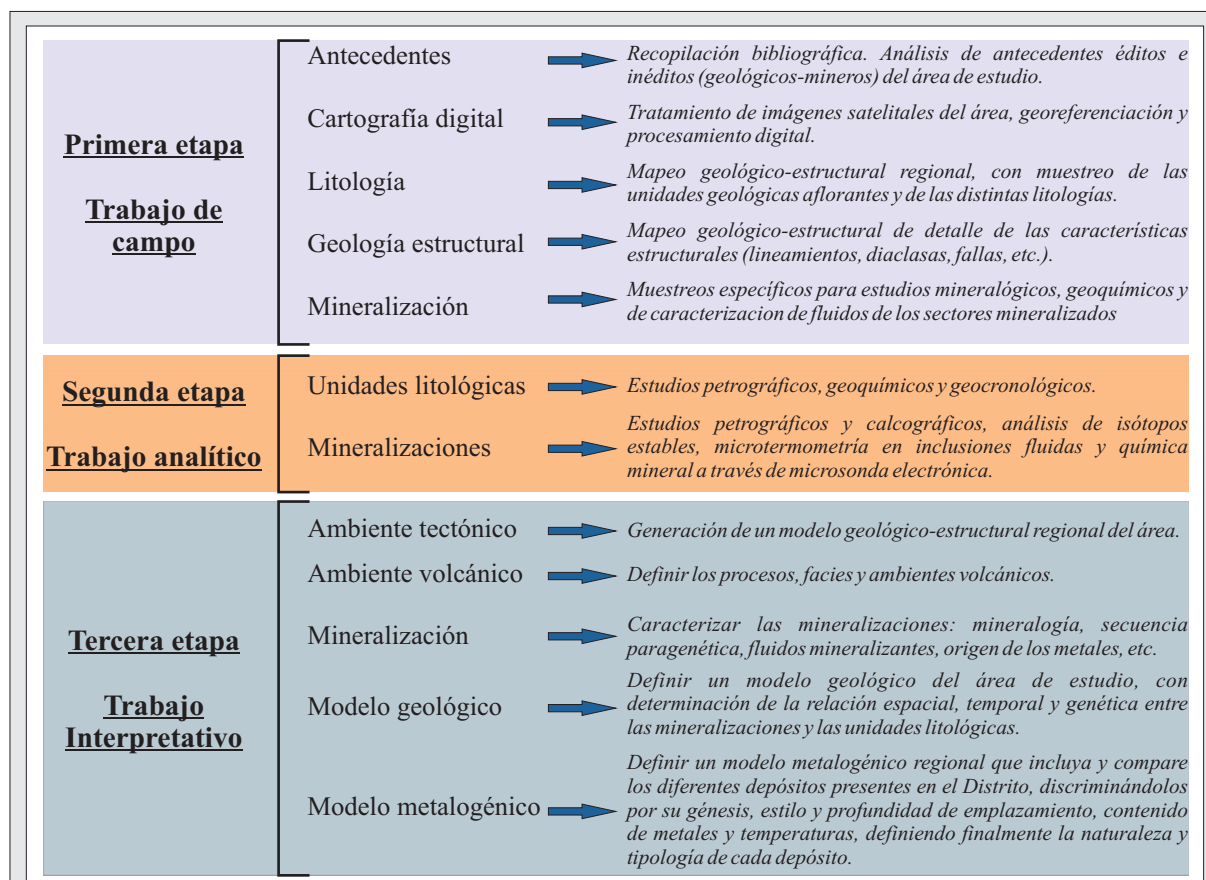


Figura 1.2. Diagrama conceptual de la estructura metodológica en etapas de trabajo consecutivas llevadas a cabo en la presente tesis doctoral, con el detalle de las tareas realizadas en cada una de ellas.

raras) y geocronológicos de las unidades geológicas jurásicas, junto a estudios petrográficos, calcográficos, inclusiones fluidas e isótopos estables sobre las mineralizaciones, permitiendo caracterizar los diferentes pulsos mineralizantes, los minerales de mena y de ganga, y las características del fluido hidrotermal que dio lugar a las mineralizaciones.

Por último, la tercera etapa (Figura 1.2) consistió en realizar un análisis profundo de los datos y la información recabada en las dos etapas previas, logrando descifrar e interpretar las características tan particulares de la geología y mineralizaciones del Distrito Cerro Primero de Abril, determinando además la relación espacial, temporal y genética existente entre ellas, para finalmente definir el modelo geológico-metalogénico en el cual se enmarcan.

1.2.3. Estructura de la presente Tesis Doctoral

Los resultados de esta investigación han sido organizados en cuatro capítulos, en donde se tratan separadamente los distintos aspectos geológicos y metalogénicos del área, y 7 anexos con los mapas regionales y de detalle confeccionados, descripción de las técnicas aplicadas, metodologías de preparación y equipos de laboratorios utilizados y finalmente, las tablas con los resultados geoquímicos correspondientes.

En el **capítulo I** (“Introducción y Objetivos”) se presenta el área de estudio, la estructura y los objetivos de la investigación, y se describen brevemente las distintas técnicas y metodologías utilizadas en los trabajos de campo y de gabinete y los análisis de laboratorios.

El **capítulo II** (“Geología”) comprende inicialmente un breve análisis del origen y los procesos intervinientes en la génesis de las provincias ígneas magmáticas en general y Chon Aike en particular, para luego realizar una caracterización de Macizo del Deseado y finalmente, exponer los resultados de los estudios de campo, de laboratorio y gabinete realizados en el Distrito Cerro Primero de Abril.

En el **capítulo III** (“Metalogénesis”) se estudian en detalle las tres áreas con presencia de estructuras vetiformes mineralizadas del Distrito (Wendy, Argenta y Malbec), describiendo en cada una de ellas sus características generales (mineralogía, esquema de pulsos mineralizantes, microtermometría, caracterización geoquímica y marco estructural). Luego, a partir de los resultados de isótopos estables de carbono, oxígeno y azufre, se realizó una primera aproximación sobre la génesis y evolución de los fluidos hidrotermales en el Distrito. Por último, y considerando su extensión y buen grado de preservación, se realizó una breve caracterización de los depósitos de *hot spring* presentes.

El **capítulo IV** (“Discusiones y Conclusiones”) integra toda la información obtenida, discutiendo las evidencias de campo y de gabinete que permitieron definir claramente el origen, naturaleza y la evolución de los dos sistemas magmáticos que interactuaron durante el jurásico, produciéndose fenómenos de mezcla de magmas que generaron una estructura volcánica de colapso tipo Caldera para el jurásico del Macizo del Deseado. También se discute la génesis y evolución de los fluidos hidrotermales y la fuente de los metales, evaluando las implicancias

genéticas de las texturas observadas en las estructuras en los procesos de precipitación mineral para finalmente, e integrando toda la información obtenida en el capítulo precedente, clasificar a que tipología de depósito mineral pertenece cada sistema mineralizado. Además, se definieron las relaciones temporales, espaciales y genéticas entre esta actividad magmática jurásica, los sistemas hidrotermales asociados y el marco estructural distrital, obteniendo así un modelo geológico-metalogénético para el Distrito Cerro Primero de Abril.

Es importante remarcar que esta investigación no solo aumentó el conocimiento del sector sudoccidental del Macizo, sino que además, al ser un edificio volcánico jurásico preservado claramente en el ámbito del Macizo, permite evidenciar la importancia relevante que estos edificios volcánicos han tenido en el desarrollo del vulcanismo jurásico.

Por último, en el apartado final se organizaron los **7 anexos** correspondientes al mapa geológico distrital ([anexo I](#)), descripción litofacial ([anexo II](#)), análisis litogeoquímicos ([anexo III](#)), datos geocronológicos $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ([anexo IV](#)), mapas metalogénicos de cada una de las tres áreas mineralizadas ([anexo V](#)), estudios de isótopos estables ([anexo VI](#)) y finalmente los estudios de química mineral ([anexo VII](#)) realizados con microsonda electrónica.

1.3. Área de estudio

El Distrito Cerro Primero de Abril, área de estudio del presente trabajo de tesis doctoral, se encuentra ubicado en el sector sudoccidental del Macizo del Deseado, entre los $48^{\circ} 31' 28''$ a $48^{\circ} 45' 35''$ de latitud sur y $69^{\circ} 44' 50''$ a $69^{\circ} 32' 15''$ de longitud oeste. Este sector abarca una superficie de $404,3 \text{ km}^2$ y se corresponde con el área centro sur de la Hoja Geológica 4769-I (Gobernador Gregores), del Servicio Geológico Minero Argentino, a escala 1:250.000, realizada por [Panza et al. \(1998\)](#).

Este Distrito está localizado a 50 km al NE de la localidad de Gobernador Gregores, Santa Cruz. Se accede a través de la ruta provincial n° 12 desde la localidad de Pico Truncado, y por la ruta provincial n° 25 a través de la localidad de Puerto San Julián (Figura 1.3).

Presenta un paisaje en donde la acción fluvial ha sido el agente modelador más importante, siendo también relevante los efectos producidos por la acción eólica y fenómenos de remoción en masa ([Panza et al., 1998](#)).

El sector sur del Distrito se caracteriza por un paisaje de lomadas negruzcas, bajas y redondeadas, en donde los afloramientos rocosos son en general poco marcados y el drenaje presenta un diseño dendrítico bien desarrollado, con poco control estructural. Por otra parte, en el sector centro y norte se constituye un paisaje más abrupto, con potentes mantos ignimbríticos que resaltan en el relieve formando altos paredones, abruptas crestas y pináculos de paredes subverticales. En estos sectores el drenaje es de tipo rectangular debido al fuerte control ejercido sobre los cursos de agua por diaclasas y fracturas, con un régimen efímero que no suele desarrollar planicies aluviales. Además, se reconocen en los sectores en donde dominan los depósitos sedimentarios retrabajados con un relieve suave y ondulado, una red de drenaje poco

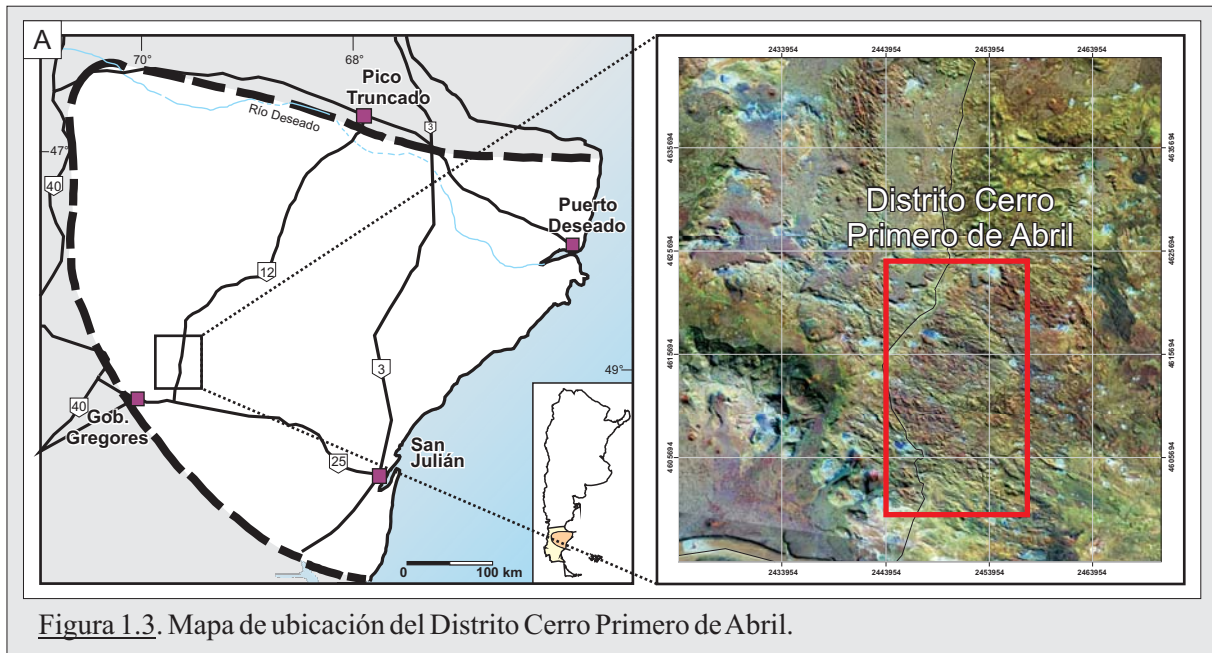


Figura 1.3. Mapa de ubicación del Distrito Cerro Primero de Abril.

desarrollada dada por la presencia de numerosas depresiones sin salida que determinan un diseño centrípeto multicuenal con pocos colectores que drenan hacia los bajos endorreicos (Panza *et al.*, 1998).

El clima de la región es semidesértico, de escasa pluviosidad que se da principalmente en épocas invernales y con un promedio anual de 200 mm. La presencia de fuertes vientos es normal en gran parte del año (con velocidades promedio de 20 a 45 km/h y ráfagas que superan los 120 km/h). Las temperaturas promedio en verano son de 13,5 °C y en invierno de 1,6 °C con una temperatura mínima promedio de -3,9 a 8 °C y una máxima promedio de 4,7 a 21,2 °C (www.smn.gov.ar).

La vegetación es de tipo estepa arbustiva de ambiente semidesértico, con especies características como el molle, calafate, mata negra, y coirón, mientras que la fauna autóctona está representada por guanacos, choiques, pumas, maras, armadillos, zorros grises y colorados, junto a numerosos roedores, lagartijas y arañas.

1.4. Técnicas, metodología y estudios realizados

1.4.1. Tareas de gabinete y de campo

Cartografía digital y procesamiento de imágenes satelitales.

Previo a las tareas de campo se analizó e integró toda la información disponible del Distrito, contándose con antecedentes (mapas geológicos, puntos de muestreos con sus respectivos resultados, etc.) realizados por los equipos geológicos de las empresas que trabajaron previamente en algunos sectores del Distrito (Yamana Resources y Coeur Argentina), y con imágenes Aster, Landsat TM, Spot y Quickbird, todas ellas georeferenciadas en coordenadas

métricas Gauss Krugger, datum Campo Inchauspe-faja 2.

Se realizó una clasificación de las imágenes para ser utilizadas de acuerdo a dos escalas de trabajo. Para el mapeo geológico-estructural regional realizado a escala 1:20.000 se utilizaron dos imágenes satelitales Aster con una resolución espacial de 15 m (Figura 1.4-A y 1.4-B), y una imagen Landsat TM 5 con 30 m de resolución espacial utilizando una combinación de bandas RGB 741. Sobre esta imagen se realizó la fusión de la imagen pancromática del satélite Spot (Imagen TM-Spot), otorgándole una resolución espacial final de 10 m (Figura 1.4-C).

Para el mapeo geológico-metalogénico detallado realizado a escala 1:5.000 se utilizaron como base los mapas geológicos previos, el *mineral index* de las alteraciones hidrotermales elaborado a partir de un procesamiento especial de las imágenes Aster y las imágenes utilizadas en la etapa regional, incorporando a esta instancia de mapeo a las imágenes *Quickbird* de tres sectores en particular, las cuales poseen una resolución espacial de 30 cm (Figura 1.4-D).

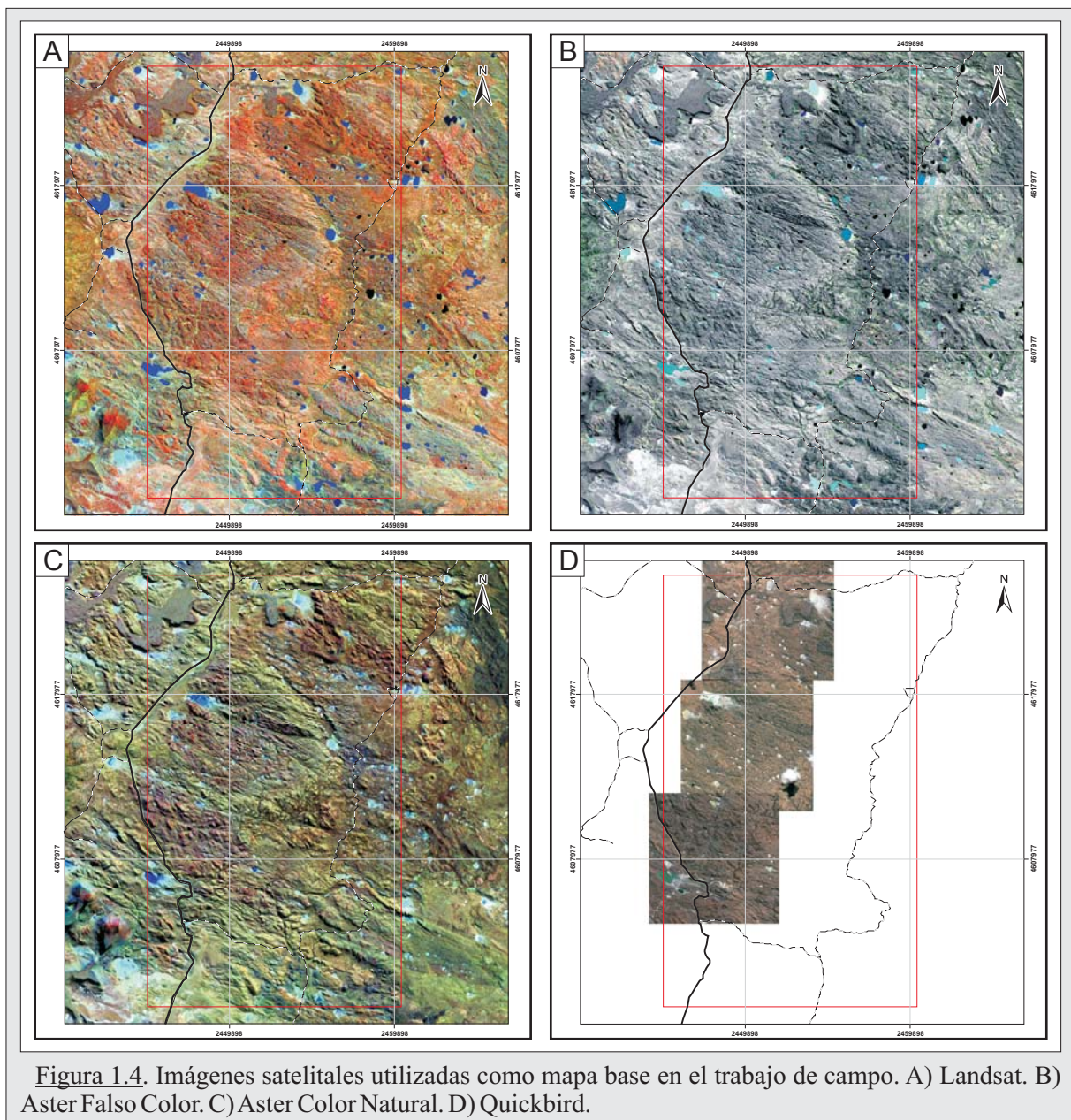


Figura 1.4. Imágenes satelitales utilizadas como mapa base en el trabajo de campo. A) Landsat. B) Aster Falso Color. C) Aster Color Natural. D) Quickbird.

Mapeo geológico regional y de detalle

Se realizó entre los meses de Enero de 2007 y Febrero de 2009, llevándose a cabo 7 campañas regionales de levantamiento y mapeo con muestreo de todas las unidades geológicas reconocidas, y 4 campañas de mapeo y muestreo de las mineralizaciones (áreas Wendy, Argenta y Malbec) en superficie y en testigos corona de perforaciones.

Se totalizaron 250 días de trabajo de campo, en donde el Distrito fue relevado a escala regional (1:20.000) y de detalle (1:5.000), tomándose 790 puntos de control con observaciones litológicas, de las mineralizaciones y datos estructurales, recolectando 285 muestras para los estudios analíticos (petrografía, geoquímica, calcografía, microtermometría, etc.).

Los datos recabados en el campo (litología, contactos, lineamientos, estructuras mineralizadas, puntos de muestreo, etc.) fueron graficados sobre las imágenes satelitales, a las cuales se les sobreimpuso una grilla de coordenadas Gauss-Krüger Faja 2 (datum Campo Inchauspe). En el transcurso del mapeo, se identificaron las diferentes litologías presentes intentándose además, establecer las relaciones de campo entre las unidades volcánicas reconocidas. Esta información obtenida está compilada para su tratamiento, junto con las imágenes satelitales previamente procesadas, en un Sistema de Información Geográfica (SIG).

1.4.2. Trabajos de laboratorio

Estudios petrográficos y calcográficos

Para la caracterización petrográfica de las unidades litológicas se realizaron 102 secciones delgadas, mientras que para el estudio de los minerales que conforman la mena y ganga de las estructuras mineralizadas y los minerales productos de la alteración hidrotermal se realizaron 42 secciones delgadas y 26 pulidos calcográficos.

Estos estudios fueron realizados en el laboratorio del Instituto de Recursos Minerales (INREMI), de la Universidad Nacional de La Plata.

Geoquímica de roca

Durante los trabajos de campo se efectuó un muestreo geoquímico representativo de las unidades volcánicas aflorantes en la región, tomándose un total de 72 muestras de roca con un doble propósito; por un lado investigar las características geoquímicas del volcanismo de este Distrito y por el otro, utilizar los datos en la resolución de problemas estratigráficos generados a partir de la dificultad de asignar posiciones estratigráficas a determinados afloramientos.

La literatura sobre las ignimbritas del Macizo del Deseado ha demostrado que presentan dispersiones relativamente bajas en la distribución tanto de elementos mayoritarios como trazas, característica que nos permite utilizar los datos geoquímicos como un elemento más en la

caracterización de las unidades volcánicas.

Los análisis de elementos mayoritarios, trazas y elementos de tierras raras (ETR) han sido realizados en los Laboratorios ACME Argentina y Canadá, y sus resultados certificados constan en el Anexo III.

Geoquímica de las estructuras mineralizadas

Durante los trabajos de mapeo detallado no se realizó un muestreo sistemático de las estructuras mineralizadas para su análisis geoquímico, debido a que se contaba con la información de los análisis realizados por la empresa Coeur Argentina, propietaria de los cateos mineros.

Esta información integra una base de datos con 1483 análisis en Au, Ag, Cu, Zn y Pb sobre muestras de superficie (chips, canaletas, etc.) y 3053 análisis químicos en Au y Ag en muestras de testigos corona de perforaciones, la cual se utilizó en la caracterización geoquímica de las áreas Wendy, Argenta y Malbec.

Determinaciones geocronológicas

Se realizaron tres determinaciones geocronológicas en unidades volcánicas con la metodología “*Ar/Ar Step heating*”, utilizando como mineral descriptor a la sanidina, con el fin de ubicar temporalmente a las unidades más relevantes de la secuencia volcánica jurásica.

Las determinaciones geocronológicas se realizaron en el laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN). Los informes certificados emitidos por el laboratorio, en donde constan los resultados obtenidos, han sido recopilados en el Anexo IV.

Estudios de inclusiones fluidas

Se realizaron 90 análisis microtermométricos sobre 13 muestras de las estructuras presentes en las áreas Wendy, Argenta y Malbec, tanto en minerales transparente (cuarzo, calcita y adularia) como en minerales semitransparente (esfalerita y pirargirita) (Anexo V).

El objetivo buscado con esta metodología fue poder obtener las temperaturas de precipitación y la salinidad de los fluidos hidrotermales de cada área, realizando, en los casos en lo que fue posible, una discriminación de estas características para los distintos pulsos presentes en cada sistema mineralizado.

Los estudios de inclusiones fluidas se llevaron a cabo en el *Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Metalogénesis (LIFM)* del *Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN)*, Belo Horizonte, Brasil.

Estudios de isótopos estables

Estos estudios se llevaron a cabo analizando la composición isotópica del Carbono ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$) en 4 muestras de calcita, de azufre ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) en 19 muestras de galena, esfalerita, pirita y arsenopirita, y de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) en 28 muestras de cuarzo y adularia. Los mismos se han realizados para estimar el origen, naturaleza y evolución de los fluidos hidrotermales en el Distrito.

Los análisis de isótopos estables han sido llevados a cabo en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España. La descripción detallada de las metodologías utilizadas y los resultados obtenidos han sido recopilados en el Anexo VI.

Estudios de microsonda electrónica

Se realizaron 31 análisis químicos puntuales sobre granos minerales utilizando una microsonda electrónica JOEL, modelo JCXA-8900RL, equipada con espectrómetros tipo WDS (*wavelength dispersive spectrometer*) y un espectrómetro tipo EDS (*energy dispersive spectrometer*). Las condiciones operacionales utilizadas fueron 20Kv (voltaje) y 25nA (corriente) con un tiempo de 40s por cada uno de los elementos analizados. Las condiciones analíticas fueron las siguientes: S ($\text{K}\alpha$, PETJ); Fe ($\text{K}\alpha$, LIF); Ag ($\text{L}\alpha$, PETJ); Cu, ($\text{K}\alpha$, LIF); Sb ($\text{L}\alpha$, PETJ); Zn, ($\text{K}\alpha$, LIF); Pb ($\text{M}\alpha$, PETJ).

Los análisis de microsonda electrónica se han realizado en el *Laboratório de Microanálises do Consórcio Física-Química-Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG-CDTN/CNEN)*, Belo Horizonte, Brasil. La descripción detallada de la metodología aplicada, estándares utilizados y los resultados obtenidos han sido recopilados en el Anexo VII.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA

***“EL VULCANISMO JURÁSICO DEL DISTRITO CERRO PRIMERO DE ABRIL,
MACIZO DEL DESEADO, ARGENTINA. ORIGEN Y CARACTERÍSTICAS EN EL
MARCO DE LA PROVINCIA VOLCÁNICA JURÁSICA CHON AIKE”***

2. GEOLOGÍA

2.1. Introducción

El **Distrito Cerro Primero de Abril** (Ruiz *et al.*, 2008a) se ubica en el sector sudoccidental de la entidad geológica **Macizo del Deseado** (Leanza, 1958), la cual a su vez forma parte de una gran provincia magmática: la **Provincia Volcánica Jurásica Chon Aike** (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 1998).

El origen, características y atributos para la clasificación de las grandes provincias ígneas (conocidas como *Large Igneous Province* o *LIP's*) sigue siendo motivo de controversia. Su amplia participación a lo largo de toda la historia de la Tierra, junto al enorme volumen de roca que transfieren desde el manto a la corteza, les confiere un papel muy importante en la evolución y construcción de los paisajes volcánicos tanto actuales como pasados.

El espíritu de este capítulo es realizar una caracterización a múltiples escalas de observación (desde una escala macro-tectónica hasta la escala microscópica) del Distrito y la provincia donde se encuentra, recopilando la bibliografía existente y aportando nueva información generada en el transcurso de esta tesis doctoral.

La primera parte del capítulo se enfoca en la Provincia Volcánica Jurásica Chon Aike (PVJCA). Se realiza un resumen de la información bibliográfica, para luego discutir la naturaleza del origen, las características y los posibles mecanismos de emplazamiento del magmatismo desarrollado en la PVJCA. Posteriormente, la segunda parte del capítulo caracteriza a la provincia geológica Macizo del Deseado (MD) desde un enfoque geotectónico y lito-estratigráfico regional.

Finalmente, se realiza una completa caracterización de la geología del Distrito Cerro Primero de Abril (DCPA), aportando nuevos datos que permitirá analizar la región desde un enfoque geológico-estructural, geoquímico y geocronológico.

2.2. Provincia Volcánica Jurásica Chon Aike (PVJCA)

2.2.1. Provincias Ígneas Gigantes (LIP's): definición y características generales

El registro geológico ha estado marcado por eventos en los que grandes volúmenes de magmas máficos, con magmas silíceos y ultramáficos subordinados, se generaron y emplazaron por procesos distintos a los observables hoy en día y predichos por la tectónica de placa. Las provincias ígneas gigantes son las evidencias de estos eventos volcánicos puntualmente anómalos en los cuales enormes volúmenes de roca fueron transferidos desde el manto a la corteza.

El termino “Provincia Ígnea Gigante” (*Large Igneous Province* o *LIP*) fue inicialmente propuesta por Coffin y Eldholm (1994) para representar a una variedad de provincias ígneas

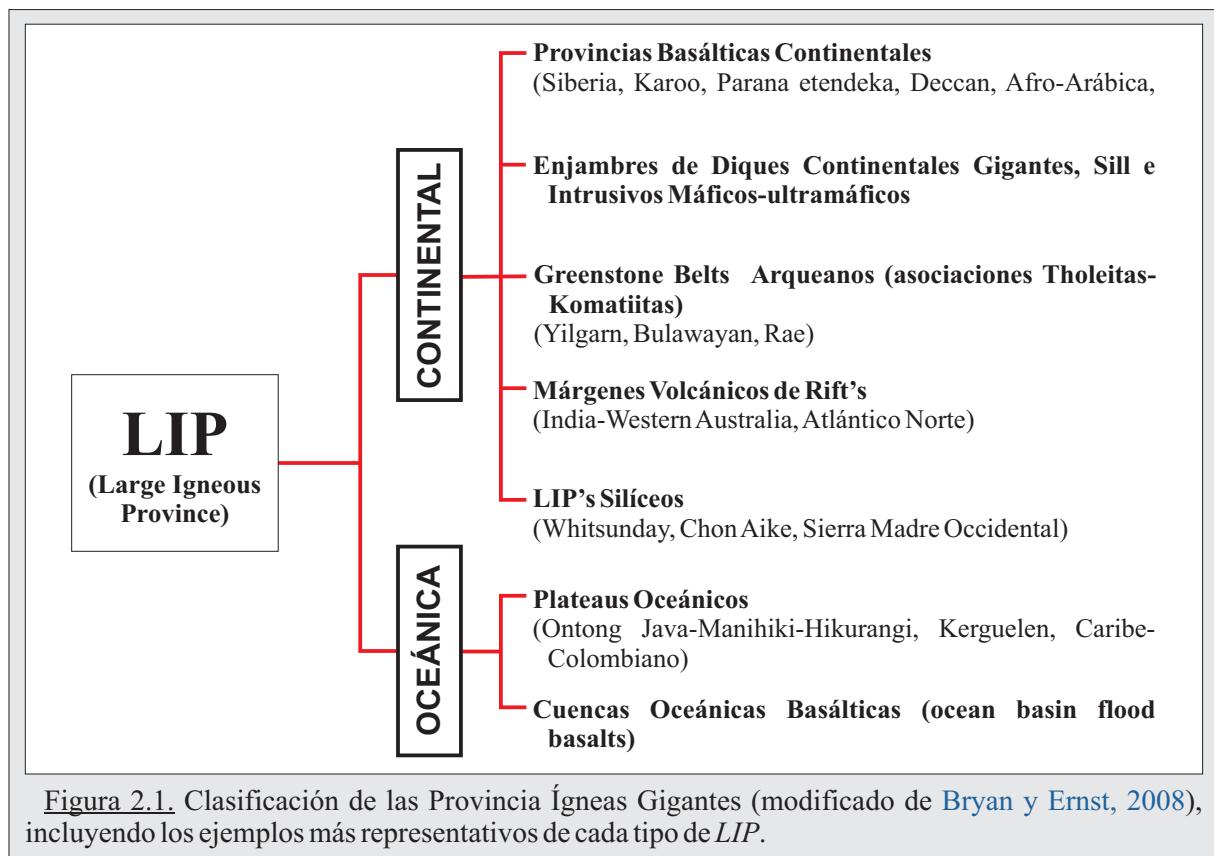
máficas con una extensión areal $>0,1$ millones de km^2 donde se sucedían “masivos emplazamientos en la corteza de rocas intrusivas y extrusivas máficas (ricas en Fe y Mg) originadas por procesos que no son los normales en las dorsales del fondo oceánico”. Las primeras descripciones de estas provincias se basaron en las Mesozoicas y Cenozoicas debido a su buen grado de preservación, siendo importantes los progresos realizados en estos últimos años y posibilitando expandir sus registros hacia el Paleozoico, Proterozoico e incluso el Arqueano.

Recientes trabajos de [Sheth H. \(2007\)](#), [Coffin y Eldholm \(2005\)](#), junto a los realizados por [Bryan y Ernst \(2006, 2008\)](#), se enfocaron en revisar los atributos más representativos para su definición y reclasificaron las provincias ígneas magmáticas de acuerdo a un nuevo esquema (Figura 2.1).

Actualmente se define a las Provincias Ígneas Gigantes como provincias magmáticas con una extensión areal superior al millón de km^2 , involucrando un volumen de rocas ígneas mayor a $0,1$ millones de km^3 , con un tiempo de actividad máxima cercana a los 50 ma, y teniendo afinidades geoquímicas y características tectónicas de zonas de intraplaca, siendo además caracterizadas por pulsos ígneos de corta duración (1 a 5 ma) durante los cuales una gran proporción (más del 75% del total) de las rocas ígneas son emplazadas ([Bryan y Ernst, 2008](#)).

2.2.2. Origen, naturaleza y mecanismos de emplazamiento del magmatismo de la Provincia Volcánica Jurasica Chon Aike (PVJCA)

La Patagonia es una región en donde se puede reconocer un importante evento volcánico



jurásico de naturaleza bimodal y amplia distribución areal, estando expuesto en cuatro provincias geológicas: Macizo Nordpatagónico, Macizo del Deseado, en un sector de los Andes Australes y en la Península Antártica. Las rocas producto de este evento fueron agrupadas definiéndose una gran provincia ígnea silíceo (SLIP) denominada **Provincia Volcánica Jurásica Chon Aike (PVJCA)** (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 1998), con un volumen superior a los 235.000 km³, siendo comparable a la Provincia Ígnea ácida Terciaria de Sierra Madre Occidental o a las grandes provincias basálticas continentales (Figura 2.2) (Pankhurst *et al.*, 1998; Riley and Leat, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000; Riley *et al.*, 2001, Bryan *et al.*, 2002; Pankhurst *et al.*, 2010).

La PVJCA se enmarca dentro de las Provincias Continentales Silíceas Fanerozoicas (Figura 2.1), las cuales se caracterizan por tener volúmenes extrusivos superiores a los 0,25 millones de km³ de rocas dacíticas-riolíticas mayormente (más del 80% en volumen), dominando como litología volcánica las ignimbritas riolíticas. Estos materiales se han generado en un ambiente con una anatexis cortical de gran escala, asociados generalmente a eventos magmáticos pre-rift a lo largo de márgenes volcánicos en zona de rift (Bryan y Ernst, 2008).

Uno de los puntos más relevante a dilucidar en la generación estas SLIP es el origen y la naturaleza de estos magmas primarios, los roles relativos de la cristalización fraccionada y la fusión parcial de la corteza en su generación, su evolución espacial y temporal, y sobre todo, el mecanismo de transferencia de estos magmas a la superficie (Pankhurst *et al.*, 1998).

Basándose en datos geocronológicos de U-Pb, Rb-Sr, y ⁴⁰Ar-³⁹Ar, Pankhurst *et al.* (2000) plantea el desarrollo de la PVJCA entre el Jurásico temprano a Jurásico tardío, en un período no superior a los 30 ma, definiendo tres episodios con picos de actividad denominados: V1 entre los 188-178 ma, V2 entre 172-162 ma y V3 entre 157-153 ma (Tabla I).

Numerosos investigadores (Pankhurst *et al.*, 2000; Riley *et al.*, 2001) interpretaron, en el contexto de la apertura del océano Atlántico por el fracturamiento de Gondwana, que estos

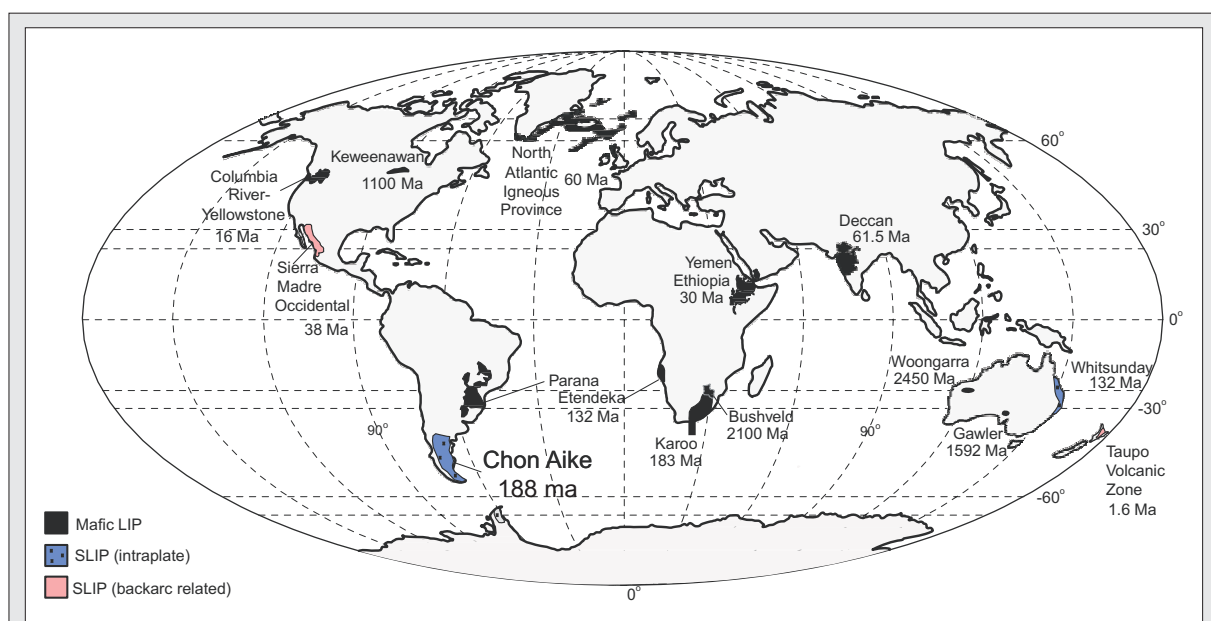


Figura 2.2. Ubicación y edad de la PVJCA junto a las principales SLIP, destacándose además las LIP's máficas con una alta participación de magmatismo ácido (Pankhurst *et al.*, 2010).

Eventos Magmáticos Jurásicos en la Provincia Volcánica Chon Aike.				
V1(188-178ma.)		V2(172-162ma.)		V3(157-153ma.)
Macizo Nordpatagónico	Península Antártica		Macizo del Deseado - Cord. de los Andes	
Fm. Marifil	Fm. M.Poster y Fm. Brennecke	Fm. Mapple	Fm. Chon Aike	Fm. El Quemado / Fm. Ibañez / Serie Tobifera

Tabla I. Relación entre las Formaciones presentes en cada provincia geológica con los tres picos de los eventos magmáticos jurásicos de la PVJCA (Pankhurst *et al.*, 2000).

patrones de dispersión geográfica corresponderían en espacio y tiempo con la migración de un magmatismo asociado a una pluma mantélica (que estaría evidenciada en el registro geológico en la Provincia Basáltica de Karoo en Sudáfrica, y la Provincia Ferrar en la Antártida), junto con una variación en las características físicas de la subducción, apoyado por el cambio geoquímico observado desde un magmatismo ácido de intraplaca del evento V1, a un carácter más fuertemente asociado a un ambiente de subducción de las riolitas de los eventos V2 y V3 (Figura 2.3).

Por otro lado, Féraud *et al.* (1999) y Bertrand *et al.* (1999) aceptan que el inicio pudo haber sido gatillado por el punto caliente asociado a los basaltos del Karoo, pero interpretan que la migración no está relacionada con la apertura del Atlántico Sur, postulando que esta migración desde el Este-Noreste hacia el Oeste-Suroeste a lo largo de 650 km estaría relacionada con el desarrollo de un sistema de rift en una posición de retroarco que debido a un empinamiento de la zona de subducción, o a una velocidad de roll-back negativa, controló la migración hacia la trinchera con la apertura de la cuenca marginal de Rocas Verdes y desarrollo de fondo oceánico en el sector más austral (Ramos *et al.*, 2002).

Respecto a la naturaleza de su origen, Pankrust y Rapela (1995) proponen que el vulcanismo básico esta generado por la anatexis a niveles profundos por fusión parcial de una corteza inferior greenvilliana, mientras que el vulcanismo ácido estaría generado por procesos de fraccionamiento cristal-líquido a partir de estas andesitas primarias, involucrando además estadios de cristalización multi-episódicos y refundidos a través del ascenso de este magma. De acuerdo a estos autores, el origen del magma ácido no está claramente asociado a la corteza superior, como lo propone Bruhn *et al.* (1978), pero es poco probable que este voluminoso vulcanismo ácido haya sido generado directamente en el manto. La persistente relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7067 y la composición del isótopo no radiogénico Nd tampoco son representativos de una fuente mantélica normal. Además, un modelo petrogenético único para toda la provincia es poco probable debido a las grandes variaciones en las edades, las características geoquímicas y el contexto geológico regional (Pankhurst *et al.*, 1998).

Siguiendo la misma línea de investigación y considerando estudios isotópicos de Estroncio (Sr), Neodimio (Nd) y Oxígeno (O), junto con análisis geoquímicos en elementos mayoritarios y trazas, Riley *et al.* (2001) sugieren que si la fuente de calor para la fusión parcial está relacionada a un subplacado máfico, la derivación de un magma de composición intermedia a uno ácido con

una geoquímica isotópica uniforme puede ser mejor explicada a través de eventos de mezcla, asimilación, almacenamiento y homogenización (conocido como *MASH* por sus siglas en inglés) de una corteza profunda del proto-margen pacífico de Gondwana. De esta manera, [Riley et al. \(2001\)](#) proponen que las rocas de esta provincia ígnea fueron generadas como resultado de anatexis de una corteza inferior greenvilliana hidratada, la cual se mezcla con componentes fraccionados relacionados a un subplacado máfico, con un posterior almacenamiento que permite desarrollar una uniformidad isotópica en sus magmas. La composición primaria probablemente sería cercana a andesítica-dacítica, siendo las riolitas el resultado final de una cristalización fraccionada simple o combinada con evento de asimilación cortical en una cámara magmática ubicada en la corteza superior.

Por último, otros autores sugieren que las condiciones fueron favorables para la generación y el emplazamiento de grandes cantidades de rocas volcánicas silíceas a partir de la generación de una importante extensión litosférica evidenciada en el intenso fallamiento normal jurásico, adjudicándole el impulsar dicha extensión al impacto que habría tenido la pluma mantélica y una extensión en el retroarco a lo largo de la zona de subducción paleo-Pacífica ([Kay et al., 1989](#); [Pankhurst y Rapela, 1995](#); [Pankhurst et al., 1998](#); [Riley y Leat, 1999](#); [Pankhurst et al., 2000](#)).

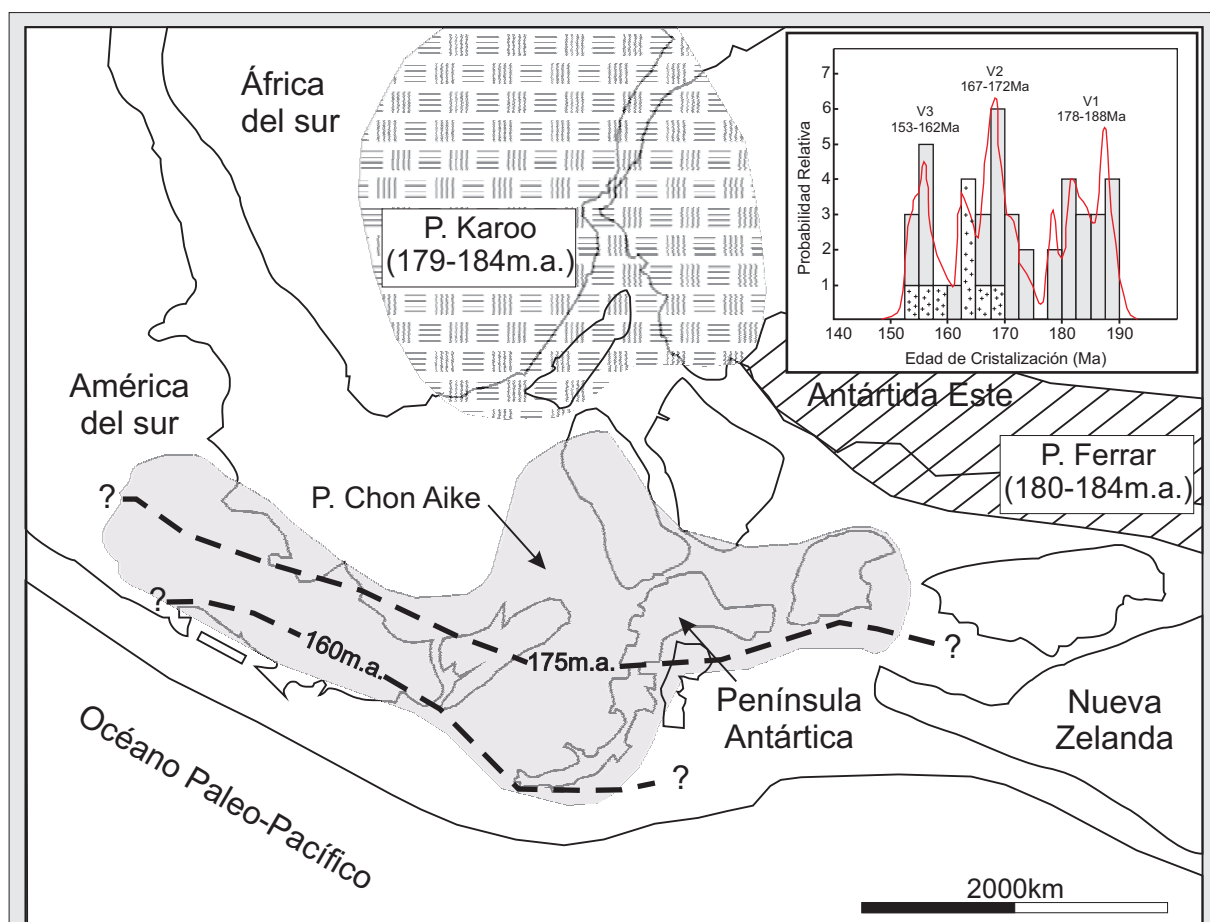


Figura 2.3. Ubicación y edad de la PVJCA en relación con el magmatismo máfico Jurásico de Gondwana. Los contornos de 175 m.a. y 160 m.a. separan los tres episodios volcánicos silíceos V1, V2 y V3. Los histogramas y curvas de probabilidad acumuladas de las edades obtenidas en la PVJCA corresponden a [Pankhurst et al. \(2010\)](#).

2.3. Provincia Geológica Macizo Del Deseado (MD)

2.3.1. Introducción y marco geotectónico

El entidad geológica Macizo del Deseado (Leanza, 1958) o Nesocratón del Deseado (Harrington, 1962) está ubicada en la provincia de Santa Cruz, abarcando un área de aproximadamente 60.000 km² (De Giusto *et al.* 1980). Sus límites norte y sur están dados por los ríos Deseado y Chico respectivamente, siendo la costa Atlántica su límite oriental y la Dorsal del Río Mayo su límite occidental.

Desde el punto de vista estructural esta unidad se caracteriza por tener comportamiento positivo y rígido, con escasa deformación y depositación, en contraste con una subsidencia marcada al norte y al sudoeste que origina cuencas bien definidas, como la del Golfo de San Jorge y la Austral, respectivamente (Panza, 1995). Por el contrario, algunos autores (Homovc y Constantini, 2001; Cortiñas *et al.*, 2005; Giacosa *et al.*, 2008a) mediante trabajos de exploración petrolera, consideran que a partir del Pérmico la región tuvo una importante subsidencia, resumida en dos grandes ciclos de relleno sedimentario y volcánico-clástico, en el marco de las denominadas cuencas de la región del Deseado, y que las características de la provincia se ajustan con mayor precisión a las de una cuenca paleozoica - cenozoica (Pérmico - Terciario) únicamente emergente durante el Cretácico y proponen la denominación de *región o comarca* del Deseado.

Desde el punto de vista geotectónico esta provincia, al formar parte de la Patagonia, tiene un origen discutido, planteándose varias hipótesis en relación a su aloctonía, para-autoctonía o autoctonía con respecto a Gondwana, no lográndose un consenso generalizado. En los últimos años se han propuesto varios modelos o escenarios alternativos para discutir la paleogeografía paleozoica, las eventuales colisiones y sus pruebas que registrarían las características autóctonas, paraautóctonas o alóctonas de los bloques que actualmente comprenden la Patagonia (Ramos, 2004; Rapalini, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006; Gregori *et al.*, 2008; Ramos, 2008; Ramos y Ghiglione, 2011).

Los primeros trabajos al respecto planteaban un modelo autóctono para la Patagonia (Forsythe, 1982), idea retomada por Gregori *et al.* (2008) haciendo hincapié en bases geofísicas y geológicas. Al mismo tiempo, Ramos (1984) proponía por primera vez a la Patagonia como un solo bloque continental, que tenía un arco magmático Ordovícico-Pérmico en su extremo norte.

Posteriormente, el hallazgo de circones con edades brasilianas o pampeanas que implican una actividad neoproterozoica a cámbrica inclusive, junto con la edad del metamorfismo eopaleozoico, llevó a Rapalini (2005) a considerar que la Patagonia habría tenido un origen cercano a su posición actual pero involucrando una colisión con Gondwana durante el Pérmico, es decir, constituiría un terreno para-autóctono.

Por otra parte, los trabajos de Pankhurst *et al.* (2006) postulan que solo el sector sur de la Patagonia es alóctono, explicando que la misma ha tenido un arco magmático oblicuo a la latitud de la cuenca de San Jorge, implicando que el Macizo del Deseado y los sectores sudoccidentales

de la Patagonia serían alóctonos, proponiendo una zona de sutura entre el Macizo del Deseado y el Macizo Nordpatagónico. En este contexto, el Macizo Nordpatagónico sería entonces una parte autóctona del Gondwana, descartando la sutura entre el Macizo Nordpatagónico y el extremo sur de Chilenia, Cuyania, Pampia y el Cratón del Río de la Plata.

Por último, recientes trabajos de Ramos (2008) y Ramos y Ghiglione (2011), postulan a la Patagonia como un terreno compuesto, destacando diversos episodios de fragmentación y acreción respecto del margen sudoccidental de Gondwana, con evidencias magmáticas y metamórficas que indican que la Patagonia se comportó como una placa independiente desde el Devónico hasta el Carbonífero, para posteriormente en el Pérmico acrecionarse a Gondwana. Este modelo considera al Macizo del Deseado como un terreno acrecionado al Macizo Nordpatagónico durante el Eopaleozoico y que juntos colisionaron en su parte norte con Gondwana.

2.3.2. Marco geológico regional del Macizo del Deseado

El Macizo del Deseado posee una secuencia estratigráfica compleja, en donde dominan las unidades volcanoclásticas jurásicas por sobre las unidades pre y pos-jurásicas (Figura 2.4).

El basamento está conformado por dos unidades de rocas ígneo-metamórficas con escasos afloramientos y una pobre distribución. La más antigua es de edad NeoProterozoico a Cámbrico y se la denominó **Complejo Río Deseado** (Viera y Pezzuchi, 1976; Pezzuchi, 1978; Pankhurst *et al.*, 2001). Está formada por filitas, metacuarcitas, filitas cuarzosas, esquistos anfibólicos, anfibolitas, gneises, migmatitas y granitoides deformados aflorantes principalmente en el sector oriental del Macizo del Deseado (Chebli y Ferello 1975; Giacosa *et al.*, 1990 y 2002; Guido, 2002; Guido y de Barrio, 2004; Panza *et al.*, 1995; Viera y Pezzuchi, 1976) y se encuentran intruidas por granitoides y cuerpos subvolcánicos de edad Ordovícico a Carbonífero inferior (Chebli y Ferello, 1975; Loske *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2001 y 2003).

Guido (2002) interpretó que la génesis de este Complejo está relacionada a una evolución neoproterozoica que involucraría etapas de formación de corteza oceánica hasta desarrollo de un arco magmático de islas con un metamorfismo de alto grado asociado a la dinámica de este arco, culminando con el desarrollo del arco Famatianiano evidenciado en las unidades del Paleozoico superior.

Por otra parte, y localizadas en el sector occidental, específicamente en los sectores “La Bajada-El Tranquilo” y “La Josefina-La Modesta”, se definió la segunda unidad que conforma el basamento de esta región a partir de las rocas metamórficas de bajo grado de edad Silúrico-Devónica definidas como **Formación La Modesta** (Di Persia, 1962; Pezzi, 1970; Panza y Cobos, 1999; Moreira *et al.*, 2005). Estos últimos autores interpretaron que las rocas que constituyen el protolito de la Formación La Modesta se depositaron en una cuenca de antearco de tipo proto-pacífica, que comenzó a desarrollarse a medida que se fue exhumando el Complejo Río Deseado situado al este, pasando a ser el área de aporte. La región evolucionó a un sistema de

cuenclas abiertas hacia el Pacífico desde el Silúrico-Devónico acrecionándose al borde sudoeste de Gondwana, involucrando procesos de metamorfismo e intensa deformación sobre este protolito generando las rocas metamórficas de bajo grado que la conforman.

Sobre este basamento se depositaron las sedimentitas continentales epiclasticas de las **Formaciones La Golondrina** (Archangelsky, 1967) y **La Juanita** (Arrondo, 1972), las cuales fueron agrupadas dentro del **Grupo Tres Cerros**, de edad Pérmica inferior a superior (Arrondo, 1972; Archangelsky y Cúneo, 1984; Jalfin, 1987). Para esta época se había instalado un régimen extensional generalizado, con fallamiento y conformación de bloques asimétricos que continuó hasta fines del Triásico, desarrollándose un sistema de grabens y hemigrabens de orientación NO-SE generando una cuenca de *rift* denominada La Golondrina (Uliana y Biddle, 1987; Homoc y Constantini, 2001; Cortiñas *et al.*, 2005). De acuerdo a Ramos (2002), las Formaciones La Golondrina y La Juanita corresponden a facies de sinrift pertenecientes al relleno sinextensional en la cuenca La Golondrina.

Durante el Triásico se depositó una secuencia psamo-pelítica de ambiente continental definida como el **Grupo El Tranquilo**, de edad Triásica media a superior (Jalfin y Herbst, 1995). Por encima de estas rocas se desarrolló un evento epi-piroclástico asignado a la **Formación Roca Blanca** (Di Persia, 1956; De Giusto, 1956), atribuida al Liásico medio - Dogger inferior por Herbst (1965), o al Toarciense a Aaleniano por Stipanovic y Bonetti (1970) debido a su contenido paleontológico, mientras que Homoc y Constantini (2001) le asignan una edad Triásica superior alta (Retiano). Estos últimos autores coinciden con Cortiñas *et al.* (2005) en proponer al Grupo El Tranquilo y la Formación Roca Blanca como depósitos de subsidencia térmica o SAG de la cuenca La Golondrina, traslapando los límites de las fosas en respuesta a la lenta subsidencia de la cuenca durante el Triásico superior-Liásico.

Hacia finales del Triásico y principios del Jurásico se intensifican los fenómenos extensionales localizados y se emplaza un complejo granítico-granodiorítico integrado por facies plutónicas e hipabisales de edad Triásica superior a Jurásica inferior de la **Formación La Leona** (Godeas, 1985; Pankhurst *et al.*, 1993a; Varela *et al.*, 1991). Esta unidad posee una naturaleza geoquímica con afinidad a granitos de arco magmático siendo interpretados como parte del Batolito de la Patagonia Central (Pankhurst *et al.*, 1993a). Estos fenómenos distensivos son confirmados por la presencia de diques basálticos a traquiandesíticos calcoalcalinos de la **Formación Cerro León** (Panza, 1982) de edad Toarciense (Jurásica inferior alta) siendo interpretado como un material básico que ha ascendido por fracturas en el inicio del rifting jurásico (Guido, 2002).

Ya en el Jurásico medio a superior se instaura en todo el ámbito del macizo un intenso evento volcánico caracterizado por extensos depósitos de rocas volcánicas y piroclásticas de carácter bimodal (Alric *et al.*, 1996; Féraud *et al.*, 1999; Tessone *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000). Estos depósitos están formados por la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972), de composición básica a intermedia y el **Complejo de Bahía Laura** (Feruglio, 1949), **Grupo Bahía Laura** (Lesta y Ferello, 1972) o **Complejo Chon Aike** (Pankhurst *et al.*, 1993b), de composición ácida. El **Grupo Bahía Laura** está integrado por la **Formación Chon Aike** formada principalmente

por facies magmáticas y piroclásticas de flujo, y la **Formación La Matilde** con dominio de facies piroclástica de caída y facies de retrabajo (Stipanivic y Reig, 1955; Archangelsky, 1967). Por otra parte, Lesta y Ferello (1972) y Echeveste *et al.* (2001) proponen incluir a la Fm. Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura por considerarla parte del mismo gran evento volcánico, mientras que numerosos investigadores proponen además una coetaneidad y cogénesis de las rocas de ambas unidades (Pankhurst *et al.*, 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Bertrand *et al.*, 1999; Féraud *et al.*, 1999; Riley *et al.*, 2001 y Echeveste *et al.*, 2001).

Di Persia (1956), Pezzi (1970), Panza (1982) y Jovic (2009) consideran que las rocas hipabisales intermedias a básicas de la Formación Cerro León están vinculadas al episodio magmático básico que originó la Formación Bajo Pobre, incluyéndolas como la contraparte hipabisales de esta formación.

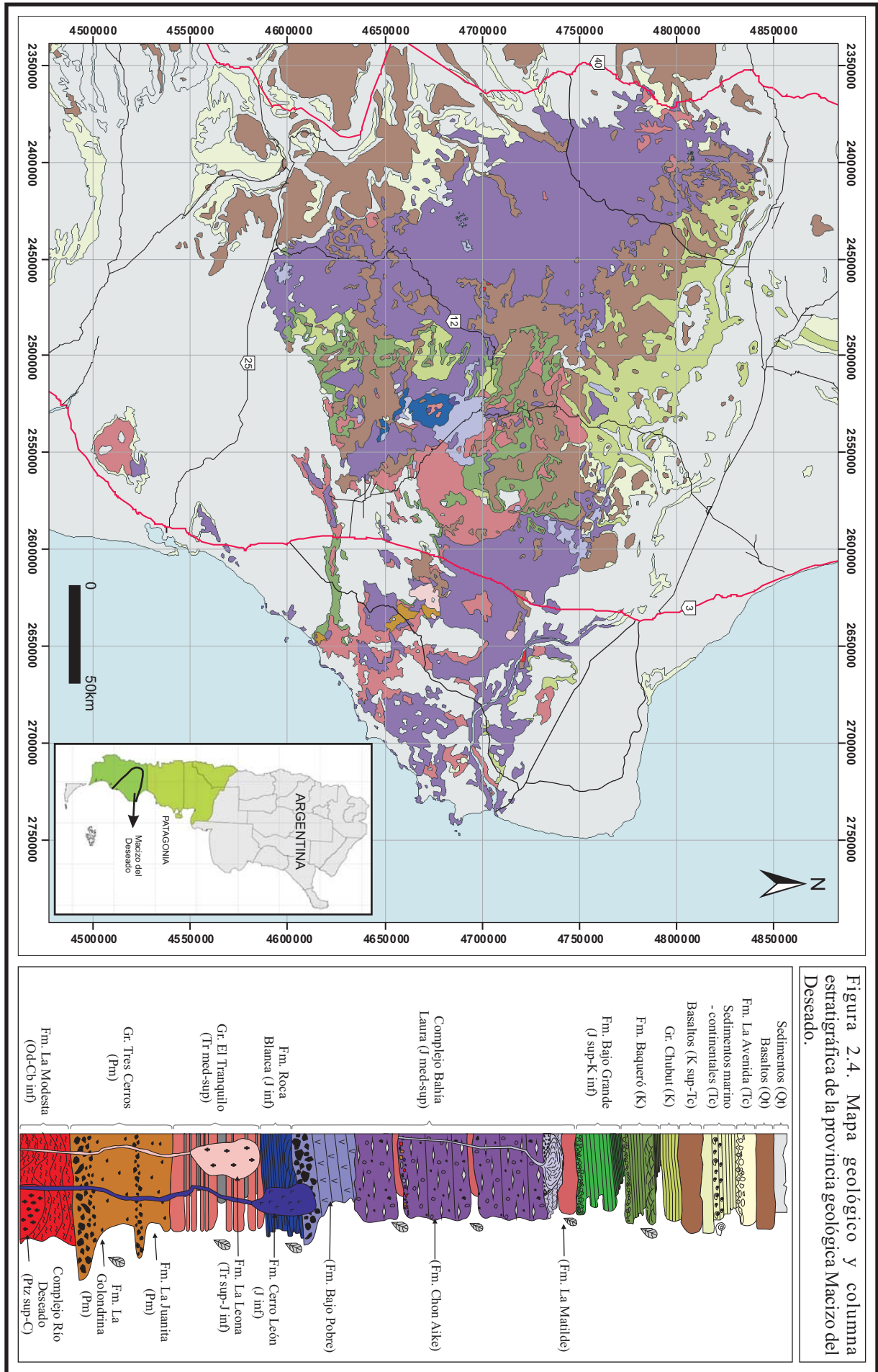
En los trabajos de Hechem y Homovc (1985, 1988), Guido (2002), Moreira (2005) y López (2006) se realizó un completo análisis y una subdivisión en facies de las rocas del complejo volcánico. Por otro parte, Guido (2002) y López (2006) proponen la reutilización de la antigua nomenclatura definida por Feruglio (1949) y denominar a estas rocas como **Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL)**.

Posteriormente, en el Jurásico superior- Cretácico inferior, una secuencia volcanoclástica y sedimentaria cubre a las unidades descriptas previamente depositándose en pequeñas cuencas cerradas producto de una continuación de la tectónica extensional, depositándose las **Formaciones Bajo Grande** (Di Persia, 1958) para el Jurásico superior (Kimmeridgiano)-Cretácico inferior (Hauteriviano) y **Baqueró** (Archangelsky, 1967; Archangelsky y Cuneo, 1984) del Cretácico inferior (Barremiano alto-Aptiano). A partir de un análisis detallado de las Formaciones Chon Aike, La Matilde y Bajo Grande, Hechem y Homovc (1985, 1988) proponen un modelo de facies integrando a esta última formación dentro del **Grupo Bahía Laura** por considerar a todas estas unidades provenientes de un evento generador común.

Cubriendo a estas sedimentitas, y con una distribución ONO-ESE, afloran las **Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios** (Teruggi y Rosseto, 1963), formadas por sedimentitas cretácicas continentales agrupadas por Lesta (1969) en el **Grupo del Chubut**.

A fines del Cretácico, con las erupciones basálticas de la **Formación Las Mercedes** (Panza, 1982) en el sector central del Macizo, comienza un ciclo efusivo basáltico que está presente durante todo el Cenozoico del MD, continuando a lo largo de todo el Paleógeno y Neógeno y pudiendo distinguirse siete ciclos efusivos basálticos (Panza y Franchi, 2002). Ramos y Kay (1992) interpretan que es el producto de la migración de sudoeste a noreste de una ventana astenosférica generada por la subducción del punto triple entre las placas Sudamericana, Antártica y Nazca.

Durante el Oligoceno inferior se depositan tobas y bentonitas continentales de la **Formación Sarmiento** (Feruglio, 1949) o **Grupo Sarmiento** (Simpson, 1941). Sobre esta unidad se depositaron areniscas coquinoideas y areniscas verdosas de la **Formación Salamanca** de edad Paleógena inferior (Lesta y Ferello, 1972), y areniscas coquinoideas del Oligoceno superior,



correspondientes a las **Formaciones Monte León y San Julian** (Zambrano y Urien, 1970; Bertels, 1970) ambas producto de dos transgresiones marinas desde el Atlántico, y depósitos continentales del Mioceno inferior adjudicados a la **Formación Santa Cruz** (Ameghino, 1898).

Cubriendo en discordancia a las unidades antes descriptas, y desarrollando un paisaje de terrazas mantiformes delgadas de gravas y arenas, se depositaron las **Formaciones Mata Grande** (Panza y de Barrio, 1987) y **La Avenida** (Panza, 1982) del Plioceno superior-Pleistoceno inferior, conocidos informalmente como “*Rodados Patagónicos*”.

Finalmente, depósitos aluviales, coluviales, de bajos y costeros de edad cuaternaria se distribuyen irregularmente en toda la provincia geológica.

2.4. Distrito Cerro Primero de Abril (DCPA)

2.4.1. Introducción

En esta sección se realizará un completo análisis descriptivo de la geología del Distrito Cerro Primero de Abril, en una primera instancia definiendo las litologías presentes, para luego realizar una caracterización geoquímica y geocronológica de las unidades, y por último analizar el marco estructural jurásico en el que se originaron.

Durante el mapeo geológico se observaron y describieron una gran variedad de unidades de naturaleza volcánica, piroclástica y sedimentaria, con un grado de interdigitación que no permitió la correcta separación en unidades formacionales (por ejemplo Fm. Bajo Pobre, Fm. La Matilde, etc.). No obstante, dada la diversidad de litologías y las diferentes génesis de cada una, fue necesario definir **grupos litofaciales mayores** que engloben las distintas **unidades de rocas** reconocidas en el campo, con el fin de poder relevar e interpretar ordenadamente las características de las diferentes unidades de rocas a distintas escalas de trabajo.

El modelo de facies ha sido utilizado para los ambientes volcánicos desde la década del 80 a partir de los trabajos de Cas y Wright (1987), siendo su aplicación ampliamente difundida en el ámbito sedimentológico como una excelente herramienta que permite una síntesis de la información de los ambientes depositacionales actuales y antiguos, en un esfuerzo por entender la naturaleza, la escala, la heterogeneidad y los controles físicos de los procesos intervinientes en cada ambiente (Walker, 2006).

La aplicación del modelo de facies a secuencias volcano-sedimentarias jurásicas en el ámbito del Macizo del Deseado no es una tarea simple. Los ambientes volcánicos presentan una complejidad particular ya que la coexistencia e interdigitación de los depósitos piroclásticos, lávicos y sedimentarios, junto a la dificultad para distinguir depósitos primarios de secundarios, hacen muy compleja las interpretaciones fluidodinámicas de cada facies (Smith, 1991; Mc Phie *et al.*, 1993; Orton, 2002; Guido, 2004; Németh y Martin, 2007).

A lo largo del trabajo de campo se fueron identificando e integrando las diferentes unidades de rocas que presentaban relaciones espaciales y genéticas en común, que en conjunto aportaban

evidencias de los eventos que ocurrieron en este sector del Distrito, definiéndose **grupos litofaciales mayores** o **litofacies** (Collinson, 1969). De esta manera, se definieron tres litofacies principales denominadas **litofacies de rocas volcánicas y sub-volcánicas**, **litofacies de rocas piroclásticas**; y **litofacies de rocas sedimentarias**. Estos tres grandes grupos litofaciales están conformados por las 37 unidades de rocas reconocidas en el campo, las cuales fueron definidas y discriminadas de acuerdo a sus características texturales, estructurales, y a las características del agente y ambiente de formación (Anexo II), lo que permitió no solo acotar mejor los eventos tanto en un aspecto genético como espacial, sino además definir una secuencia estratigráfica continua a escala del Distrito.

Para la identificación, descripción e interpretación de las litofacies volcánicas se siguieron los conceptos de: Mc Phie *et al.* (1993), Sigurdsson *et al.* (2000), Llambías (2001, 2008), Gifkins, *et al.* (2005), Németh y Ulrike (2007), para la interpretación de litofacies piroclásticas se utilizaron: Cas y Wright (1987), Branney y Kokelaar (2002), Kokelaar *et al.* (2007), y por último, para las diferentes litofacies de rocas sedimentarias se remitió a: Tucker (2001), Orton (2002), Miall (2006), Bridge (2006). Finalmente, para el análisis de los datos geoquímicos de las muestras litológicas se tuvo en cuenta las sugerencias de la IUGS (Le Bas y Streckeisen, 1991), la cual propone la discriminación química como la única clasificación confiable para las rocas volcánicas y piroclásticas.

2.4.2. Marco geológico distrital

El Distrito Cerro Primero de Abril, comprende un área de 405 km² en el sector sudoccidental de la provincia geológica Macizo del Deseado, localizada a 50 km al NE de la localidad de Gobernador Gregores, Santa Cruz (Figura 2.5).

La geología de la región se caracteriza por la predominancia de rocas volcanoclásticas y lávicas ácidas, junto con lavas, y en menor medida, rocas volcanoclásticas intermedias del Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL) (Feruglio, 1949, Ruiz *et al.*, 2008a, 2011), con una menor participación de las formaciones sedimentarias cretácicas y de las sedimentarias y volcánicas del cuaternario (Figura 2.5). En particular, en el Distrito se reconoció a las litofacies piroclásticas como las de mayor relevancia en extensión, ocupando más del 60% de área.

De las 37 unidades de rocas identificadas durante el mapeo, 29 pertenecen al jurásico, mientras que solo una de ellas es pre-jurásica y 7 corresponden a unidades post-jurásicas. Debido a esta clara predominancia de las unidades jurásica por sobre el resto, se realizó sobre ellas un detallado estudio de sus similitudes litológicas, petrográficas y geoquímicas, considerado además su posición estratigráfica y edad, lo que permitió identificar **7 eventos o episodios jurásicos principales** acontecidos dentro del intenso ciclo magmático característico de esta provincia (Tabla 2.2 y Figura 2.5).

Cada uno de estos episodios es responsable de la generación de un grupo particular de unidades de rocas. Es así que la secuencia estratigráfica del distrito Cerro Primero de Abril se pueden

resumir en un basamento pre-jurásico, sobre el que se depositaron las rocas pertenecientes a los siete episodios que conforman el CVBL en el área, estando el **episodio I** integrado por los flujos lávicos del Complejo andesítico (CA), el **episodio II** por las ignimbritas de cristales riolíticas (ICRinf) y dacíticas inferiores (ICDinf), el **episodio III** por las ignimbritas litoclásticas (IL), el **episodio IV** por un complejo de coladas dómicas dacíticas (CD), seguidas del **episodio V** conformado nuevamente por ignimbritas de cristales riolíticas (ICRsup) y dacíticas superiores (ICDsup), luego el **episodio VII** generando un complejo riolítico (CR) conformado por diques, coladas y domos riolíticos con autobrechas asociadas, y finalmente el **episodio VI** integrado por depósitos de caída y tufitas (DT) y depósitos de Megabrechas (MB).

Sobre esta secuencia jurásica se depositaron las arenas finas cretácicas de la Fm. Baqueró (K), las coquinas y areniscas coquinóides oligocénicas de la Fm. Monte León (ML), y por último las coladas basálticas terciarias (BTc) localizadas en el sector norte, las mesetas de rodados localizados en el sector noroeste y suroeste, y la amplia cobertura sedimentaria del Cuaternario (Tabla 2.2 y Figura 2.5).

<i>Edad</i>	<i>Episodios jurásicos principales</i>	<i>Unidad de roca</i>
Unidades Post-Jurásicas	-----	Lavas y diques basálticos (BTc), Fm. Baquero, Fm. Monte León, Fm. La Avenida, Depósitos aluviales, coluviales y lacustres modernos.
Unidades Jurásicas	Episodio VII - Depósitos de Tobas y Tufitas (DT) - Depósitos de Megabrechas (MB)	Tobas y tufitas (TT). Megabrechas (MB).
	Episodio VI - Complejo Riolítico (CR)	Lava riolítica coherente (LR), Lava riolítica autoclástica (LRag), diques (DQr), domos (DR) y autobrechas (DRag).
	Episodio V - Ignimbritas de Cristales Riolíticas (ICRsup) y Dacíticas Superiores (ICDsup)	Toba Blanca (TB), Toba Barda Negra (TBN), Toba Pumicea Estratificada - n. ignimbriticos (TPEi), Toba Ventana (TV), Toba La Sarita (TLS), Toba Jazmín (TJ), Toba Cerro Raspado (TCR), Toba La Alianza (TLA), Toba Morada (TM), Toba Primero de Abril (TPA), Toba Primero de Abril - n. vítrea (TPAv).
	Episodio IV - Complejo Dacítico (CD)	Lava dacítica coherente (LD), Lava dacítica autoclástica (LDag).
	Episodio III - Ignimbritas Líticas (IL)	Toba Lítica (TL), Toba Dacítica (TD), Toba La Esmeralda (TE), Toba Horacio (TH).
	Episodio II - Ignimbritas de Cristales Riolíticas (ICRinf) y Dacíticas Inferiores (ICDinf)	Toba de Cristales (TG), Toba Gris (TG).
	Episodio I - Complejo Andesítico (CA)	Lava andesítica coherente (LA), Lava andesítica autoclástica (LAag).
Unidades Pre-Jurásicas	-----	Basamento igneo-metamórfico.

Tabla 2.2. Tabla resumen de los siete Episódios Jurásicos Principales y las unidades de roca pertenecientes a cada uno de ellos.

2.4.3 - Secuencia estratigráfica del Distrito Cerro Primero de Abril (DCPA)

2.4.3.1. Unidades Pre-Jurásicas

Basamento ígneo-metamórfico

En el Distrito no se observaron asomos de rocas del basamento ígneo-metamórfico propio del Macizo del Deseado. No obstante, el reconocimiento de abundantes litoclastos de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas en las ignimbritas jurásicas permite inferir la presencia inmediata del basamento por debajo de la secuencia volcánica jurásica.

Los litoclastos hallados en las rocas piroclásticas jurásicas pertenecen a rocas graníticas, vulcanitas acidas (Figura 2.6-A), gneis y esquistos cuarzo-biotítico (Figura 2.6-B).

2.4.3.2. Unidades Jurásica

Episodio I - Complejo andesítico (CA)

La unidad basal del CVBL reconocida en el área corresponde a lavas de composición intermedia a básica, cubriendo un área aproximada de 13,4 km² (equivalente al 3,3% de la superficie total del Distrito), siendo correlacionables con las rocas comprendidas en la Fm. Bajo Pobre localizadas en el extremo sudeste del Distrito (Figura 2.5 y Anexo II).

Este complejo está conformado por **lavas coherentes (LA)** y **aglomerados volcánicos (LAag)** de composición feno-andesítica y colores oscuros y conforman lomadas bajas y redondeadas que dificultan la estimación de su potencia (Figura 2.7-A). Esta unidad sufre cataclasis en varios sectores asociados a lineamientos de escala regional, generando una roca fuertemente propilitizada de color verdoso claro (Figura 2.7-B), con clastos angulosos a subangulosos cortados por un abundante vetilleo calcítico de rumbo NO-SE. Dentro de estas lavas fue reconocido un cuerpo dómico de 300 m de diámetro, en el que pudieron observarse

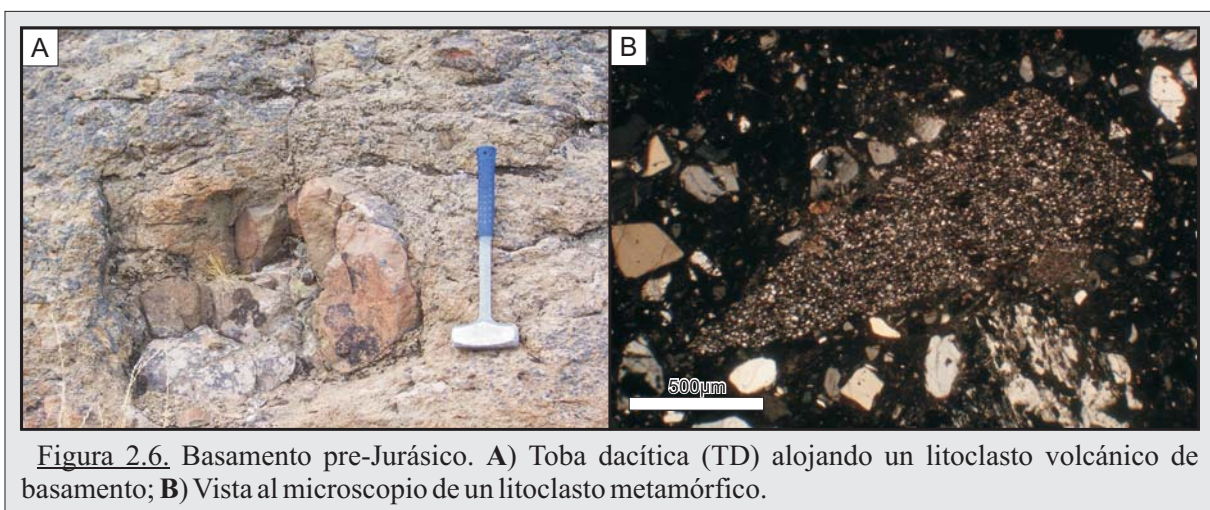
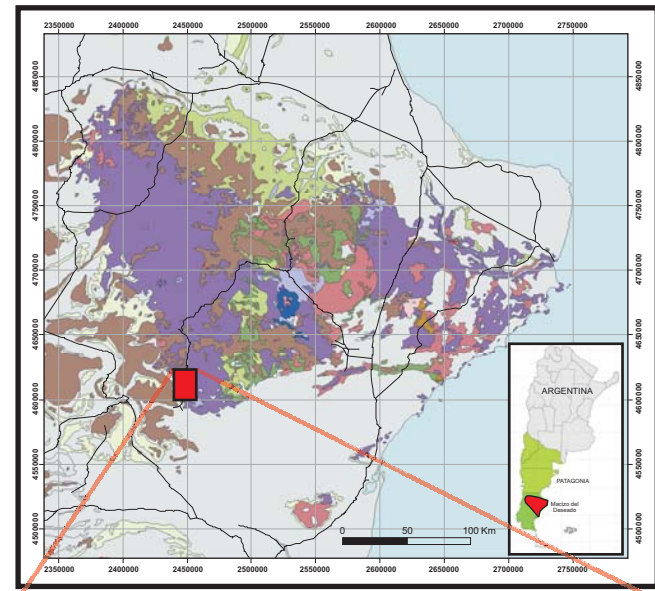
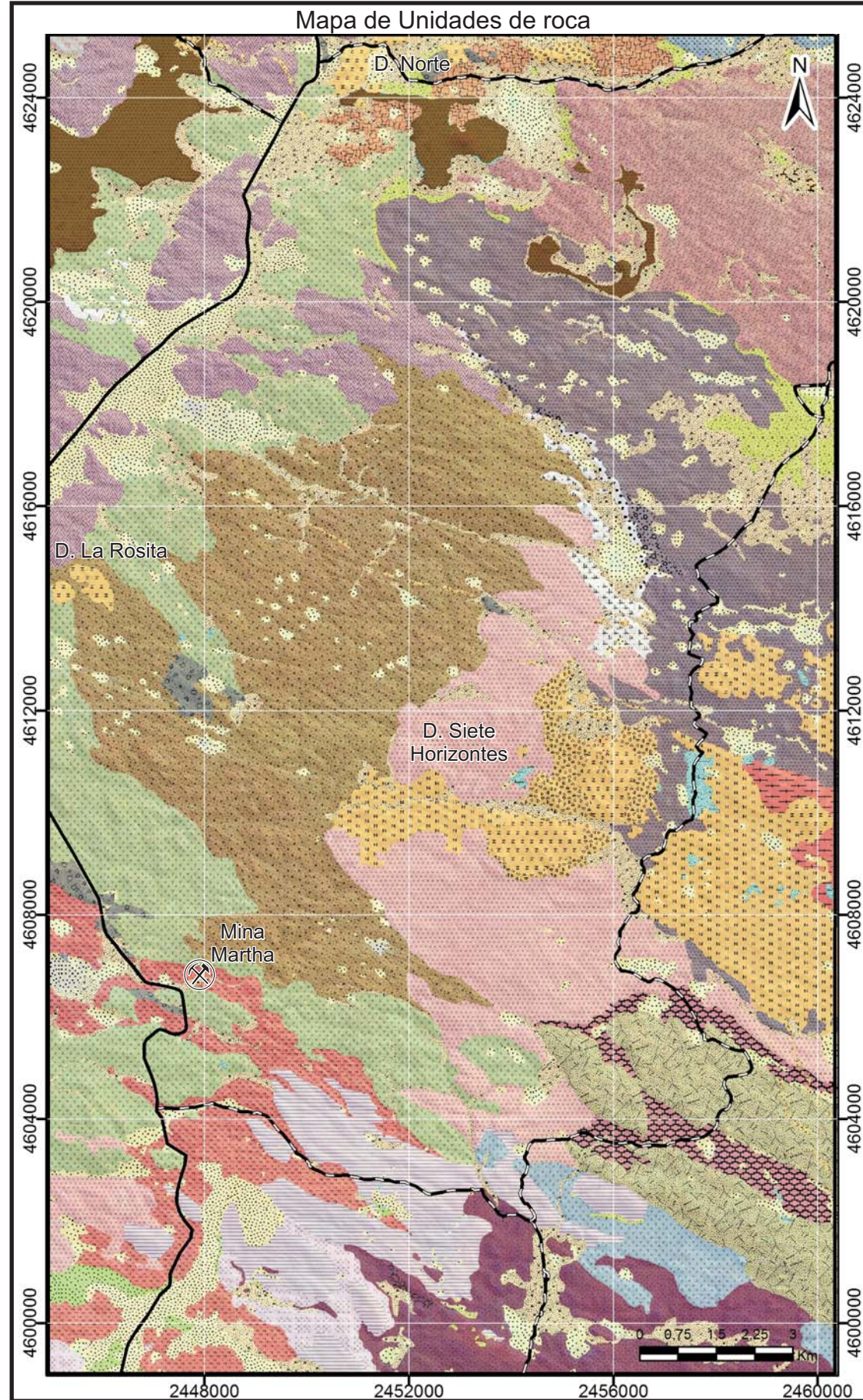
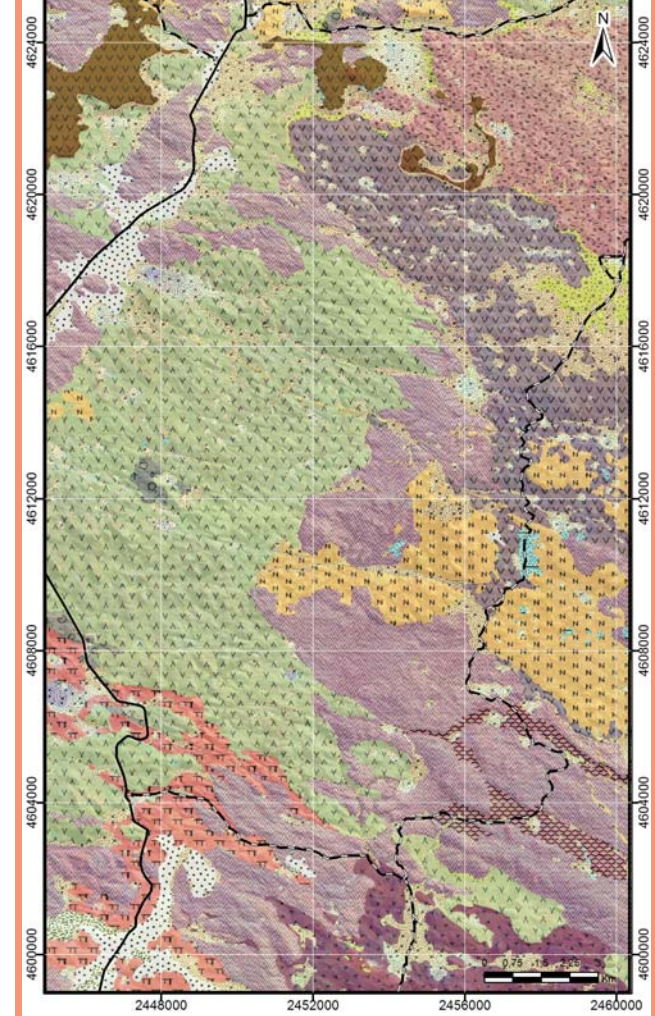


Figura 2.6. Basamento pre-Jurásico. A) Toba dacítica (TD) alojando un litoclasto volcánico de basamento; B) Vista al microscopio de un litoclasto metamórfico.

Figura 2.5. - Mapa Geológico Distrito Cerro Primero de Abril. Macizo de Deseado.



Episodios Jurásicos Principales (litología simplificada)



REFERENCIAS	
—	Ruta Provincial N° 12
- - - -	Camino vecinal
Unidades de roca	Litología simplificada
Depósitos lacustres modernos	Qt Cobertura sedimentaria Qt
Depósitos aluviales y coluviales modernos	Tc Fm. La Avenida
Meseta de rodados	Tc Basaltos Tc
Basaltos Terciarios (Btc)	Tc Fm. Monte León
Dique basáltico (Btc)	K Fm. Baqueró
Formación Monte León (ML)	J Depósitos de megabrecha (MB)
Formación Baqueró (K)	J Tobas y Tufitas (DT)
Depósitos de megabrecha (MB)	J Complejo riolítico (CR)
Tobas y tufitas (TT)	J Ign. de cristales riolíticos sup. (ICRsup)
Lavas riolíticas (LR)	J Ign. de cristales dacíticas sup. (ICDsup)
Lavas riolíticas - F. de Domo (DR)	J Complejo Dacítico (CD)
Lavas riolíticas - F. de Autobrecha (DRag)	J Ignimbríticas (IL)
Diques riolíticos (DqR)	J Ign. de cristales riolíticos inf. (ICRinf)
Toba Blanca (TB)	J Ign. de cristales dacíticas inf. (ICDinf)
Toba Barda Negra (TBN)	J Complejo andesítico (CA)
Toba Pumícea - F. Tufíticas (TPet)	
Toba Pumícea - F. Ignimbríticas (TPet)	
Toba La Ventana (TLV)	
Toba Jazmin (TJ)	
Toba La Sarita (TLS)	
Toba Cerro Raspado (TCR)	
Toba La Alianza (TLA)	
Toba Morada (TM)	
Toba 1 de Abril (T1A)	
Toba 1 de Abril - F. Vítreas (T1Av)	
Toba Alicia (TAL)	
Lavas dacítica (LD)	
Lavas dacítica - F. Aglomeradica (LDag)	
Toba Horacio (TH)	
Toba La Esmeralda (TLE)	
Toba Dacítica (TD)	
Toba Lítica (TL)	
Toba de Cristales (TC)	
Toba Gris (TG)	
Lavas andesítica - F. Aglomeradica (LAag)	
Lavas andesítica (LA)	

Unidades Post-J

Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL)

J: Jurásico K: Cretácico Tc: Terciario Qt: Cuaternario

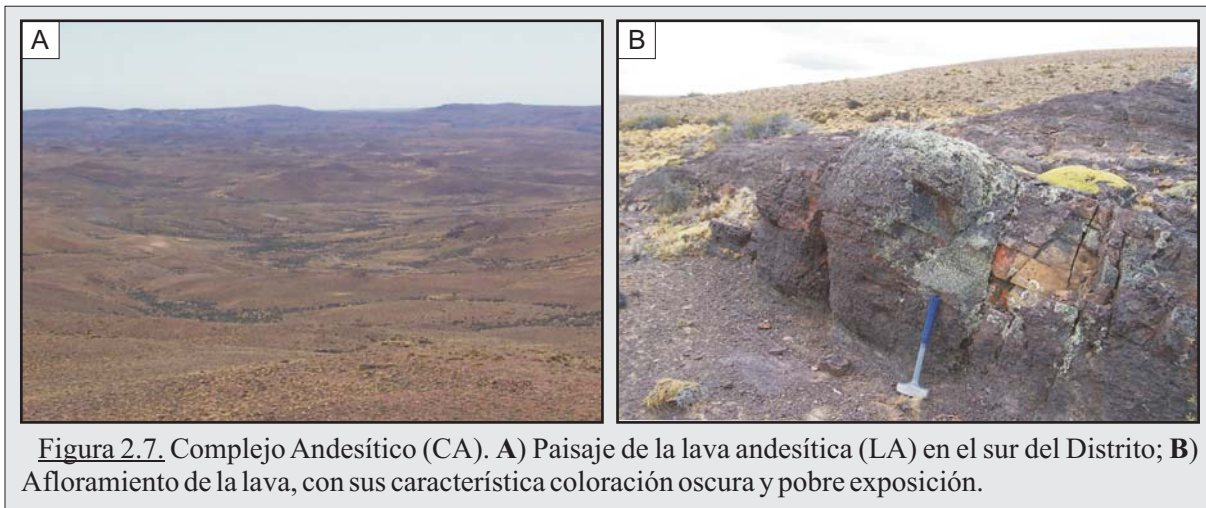


Figura 2.7. Complejo Andesítico (CA). A) Paisaje de la lava andesítica (LA) en el sur del Distrito; B) Afloramiento de la lava, con sus característica coloración oscura y pobre exposición.

lavas, autobrechas y vitrófiros.

Al microscopio, la roca posee textura porfírica a glomero-porfírica, con abundantes fenocristales de plagioclasa, sanidina, piroxeno y anfíbol, inmersos en una pasta pilotáxica de microlitos de plagioclasas de pequeño tamaño orientados en forma subparalela. Los fenocristales de plagioclasas se presentan tanto como individuos tabulares aislados como así también aglomerados, con texturas cribadas, zonación en etapas, y un grado variado de reemplazo por sericita, cloritas-epidoto y carbonatos. La presencia de sanidina es escasa, con cristales tabulares fracturados y alterados a sericitas.

Los mafitos presentes son de piroxeno y anfíbol, siendo el primero abundante como individuos aislados y como aglomerados, poco alterados y con rebordes cribados, mientras que el anfíbol es de difícil reconocimiento debido a su elevado grado de alteración, completamente reemplazados por clorita y carbonatos.

Episodio II - Ignimbritas de Cristales Inferiores

El **episodio II** representa el inicio de los sucesivos eventos piroclásticos que se desarrollaron en el Distrito. Está conformado por dos etapas, una inicial que desarrolló ignimbritas de naturaleza dacítica (*ICDinf*), seguida de una segunda etapa que generó ignimbritas riolíticas (*ICRinf*). Ambas ignimbritas abarcan una superficie de 21,3 km², equivalente a un 5,2% del área distrital (Figura 2.5 y Anexo II).

Episodio IIa - Ignimbritas de cristales dacíticas inferiores (*ICDinf*)

Las *Ignimbritas de cristales dacíticas inferiores (ICDinf)* (Figura 2.5) están compuestas por una sola unidad denominada **Toba Gris (TG)**, caracterizada por su color gris oscuro a verdoso, alto grado de soldamiento, fiammes de tonos verdosos y escasos líticos volcánicos de hasta 10 cm (Figura 2.8-A). Presenta una leve alteración propilítica, un marcado diaclasamiento vertical y abundante vetilleo de calcita asociado.

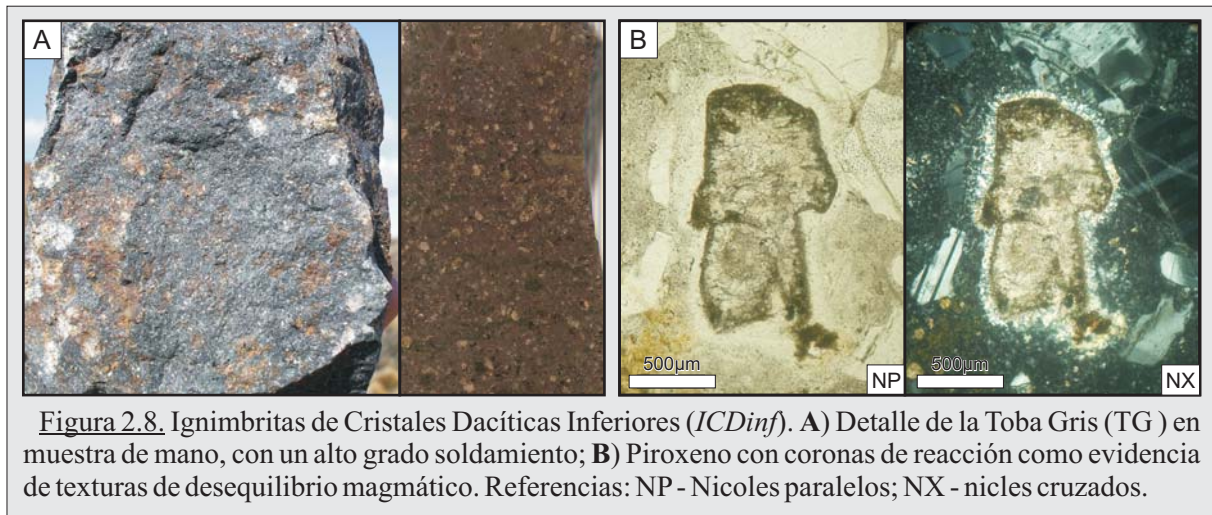


Figura 2.8. Ignimbritas de Cristales Dacíticas Inferiores (*ICDinf*). **A)** Detalle de la Toba Gris (TG) en muestra de mano, con un alto grado soldamiento; **B)** Piroxeno con coronas de reacción como evidencia de texturas de desequilibrio magmático. Referencias: NP - Nicles paralelos; NX - nicles cruzados.

No se pudo observar la base de esta unidad aunque sin embargo, por sus relaciones de campo con otras unidades, se interpreta que está cubriendo a las andesitas LA-LAag, abarcando un área de 5,3 km², con la particularidad además de poseer un estilo de afloramiento y un aspecto mesoscópico similar a los afloramientos del Complejo Andesítico.

Se trata de una ignimbrita vítrea, de composición feno-dacítica, con abundantes cristaloclastos muy fragmentados de plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, anfíbol, biotita y piroxeno, con abundantes texturas de desequilibrio (Figura 2.8-B). Las trizas vítreas se encuentran deformadas y aplastadas, lo que indica un fuerte soldamiento de la unidad, con una leve hidratación evidenciada en algunos casos por la presencia de grietas perlíticas o por una suave argilización.

Los *fiammes* son abundantes, se encuentran argilizados y desvitrificados con texturas esferulíticas y axiolíticas. En general los cristaloclastos son pequeños y abundantes, predominando ampliamente las plagioclasas, con profundos engolfamientos, cristales zonados y con una leve alteración a sericitas. El cuarzo se presenta con abundantes engolfamientos y con evidencias de corrosión magmática, mientras que los feldespatos alcalinos están poco alterados.

Los mafitos presentes en orden de abundancia corresponden a biotita, anfíbol y piroxeno, estando afectados en algunos casos por una alteración media a total originando cloritas y calcita. Acompañan minerales accesorios como epidoto y opacos. Posee, en líneas generales, pocos litoclastos de rocas metamórficas.

Episodio IIb - Ignimbritas de cristales riolíticas inferiores (*ICRinf*)

Dentro del *episodio II*, y posteriormente a la primera etapa ignimbrítica que generó a las *ICDinf*, se desarrolla la segunda etapa ignimbrítica de naturaleza más ácida que depósito a las *Ignimbritas de cristales riolíticas inferiores (ICRinf)* (Figura 2.5).

Al igual que las *ICDinf.*, las *Ignimbritas de cristales riolíticas inferiores* también están formadas por una sola unidad denominada “**Toba de cristales**” (TC) siendo, como su nombre lo indica, una ignimbrita rica en cristaloclastos de composición feno-riolítica. Presenta afloramientos de tonos violáceos, con un patrón caracterizado por lomadas suaves de moderada

altura y un grado variable de lajosidad (Figura 2.9-A y 2.9-B), cubriendo un área de 16 km².

Es una ignimbrita de matriz vítrea, con abundante pómez claros y pequeños líticos volcánicos, trizas deformadas y abundantes cristaloclastos muy fragmentados subedrales a eudrales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol, en una matriz con un grado elevado de desvitrificación de sus *fiammes*, desarrollando texturas esferulíticas y axiolíticas.

Los cristaloclastos de feldespato y cuarzo se encuentran fragmentados, engolfados y levemente argilizados, con fracturas radiales a partir de inclusiones, mientras que los cristaloclastos de plagioclasa se encuentran fracturados y alterados a un agregado fino de sericitas.

Los mafitos observados pertenecen a biotita y anfíbol, los cuales se presentan fragmentados (y algo flexurados en el caso de la biotita), alterados a un agregado de cloritas-carbonatos. Además, se observaron cristales de zircón como mineral accesorio.

Finalmente, se reconocieron escasos litoclastos pertenecientes a fragmentos de lavas ácidas.

Episodio III - Ignimbritas Líticas (IL)

El tercer episodio reconocido en el Distrito fue el responsable de la depositación de las *Ignimbritas Líticas (IL)*, siendo sin lugar a dudas, el episodio más importante de los siete identificados, ya que las cuatro unidades de rocas que las integran abarcan una superficie de 106,3 km², equivalente al 26,2% del total de la superficie del Distrito (Anexo II).

Se identificaron cuatro unidades de rocas piroclásticas, que conforman paisajes con morfologías abruptas de tonalidades verdosas y castañas claras, caracterizadas por ser rocas muy ricas en componentes líticos de origen metamórfico, volcánico y subvolcánico (que en algunos casos superan el metro de diámetro), y por poseer coexistiendo dos tipos de *fiammes* de composiciones diferentes: riolíticos y andesíticos.

Estas cuatro unidades se denominaron **Toba Lítica (TL)**, **Toba Dacítica (TD)**, **Toba La Esmeralda (TLE)** y **Toba Horacio (TH)** (Figura 2.5).

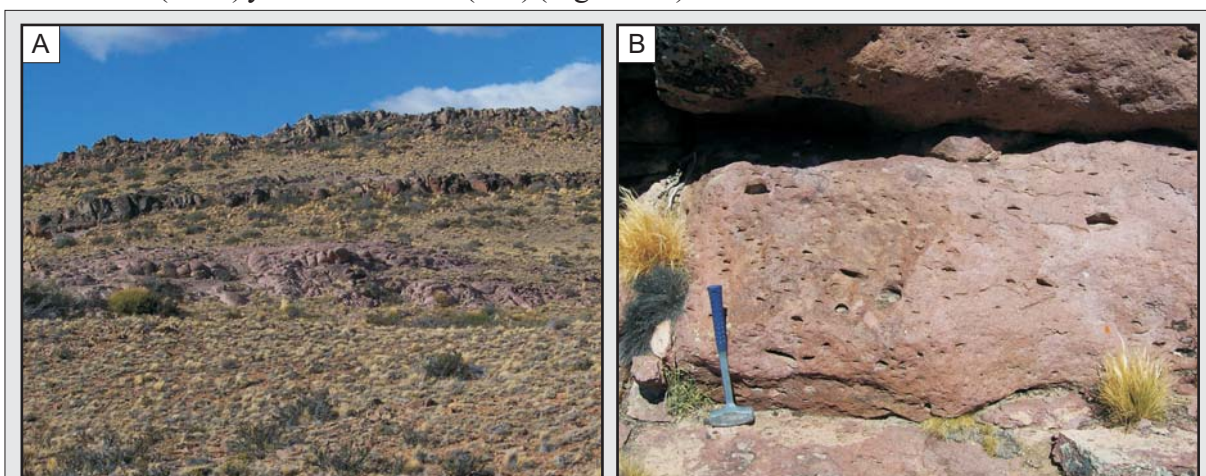


Figura 2.9. Ignimbritas de Cristales Riolíticas Inferiores (*ICRinf*). **A)** Vista regional de los bancos de la Toba de Cristales; **B)** Afloramiento de la misma unidad, en donde se observa su coloración rosada característica, con los huecos generados por la erosión de sus *fiammes*.

Toba Lítica (TL)

La *toba lítica* es una unidad con bancos muy potentes, de al menos 20 m de potencia cada uno, y con una gran distribución areal (43,9 km²). Posee un color verde oscuro, con abundantes líticos de gran tamaño de rocas metamórficas (esquistos y gneis granatíferos), rocas volcánicas y subvolcánicas (ignimbritas, riolitas y andesitas), con *fiammes* grandes y abundantes, los cuales poseen dos tipos diferentes: verdes claros a blancos de composición feno-riolítica y tamaños cercanos a los 15 cm; y verdes oscuros con tamaños menores a 10 cm, de composición feno-dacítica (Figura 2.10-A).

De su análisis al microscopio se determinó que corresponde a una ignimbrita vítrea, rica en cristaloclastos fragmentados de cuarzo, plagioclasa, feldespato, anfíbol y biotita en una matriz de grano fino, con una leve alteración a sericita. Los cristaloclastos se encuentran engolfados, alterados a sericita, carbonatos y cloritas, con líticos de diversas procedencias: metamórficos con texturas en mosaicos de grano fino e ígneos plutónicos y volcánicos.

Además, se reconocieron también al microscopio los dos tipos de *fiammes* presentes, ambos pequeños, abundantes y aplastados (Figura 2.10-B). Los *fiammes* abundantes son los riolíticos, parcialmente desvitrificados en esferulitas radiales y axiolíticas, con fenocristales de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasas, anfíboles y biotitas inmersos en una matriz fina de color castaño claro. Los *fiammes* menos abundantes son los feno-dacíticos, poseen fenocristales de plagioclasa cribadas y piroxeno cloritizado contenidos en una matriz castaña oscura.

Toba Dacítica (TD)

La *toba dacítica* es la unidad más extendida arealmente, ocupando el sector central del Distrito. Los depósitos de esta unidad poseen más de 100 m de potencia aflorante, con bancos con 5 a 10 m (Figura 2.11-A), cubriendo una superficie de 56,6 km². Es de tonalidades verde-rojiza, y posee líticos metamórficos y volcánicos pequeños, con una gradación normal hacia sus niveles superiores, y *fiammes* similares a los descritos en la *toba lítica*, con una proporción muy baja de

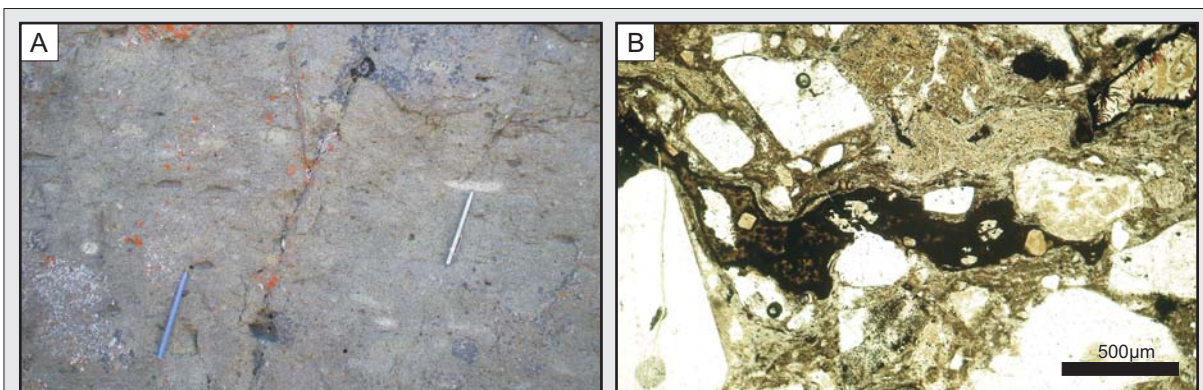


Figura 2.10. Ignimbritas Líticas (IL). **A)** Detalle de los afloramientos de la toba lítica (TL), donde se destacan los dos tipos de *fiammes* que caracterizan a esta unidad; **B)** Microfotografía de los dos *fiammes* de composiciones diferentes: el superior con matriz castaña clara y de composición feno-riolítica, mientras que el inferior con matriz castaña oscura y de composición feno-andesítica.

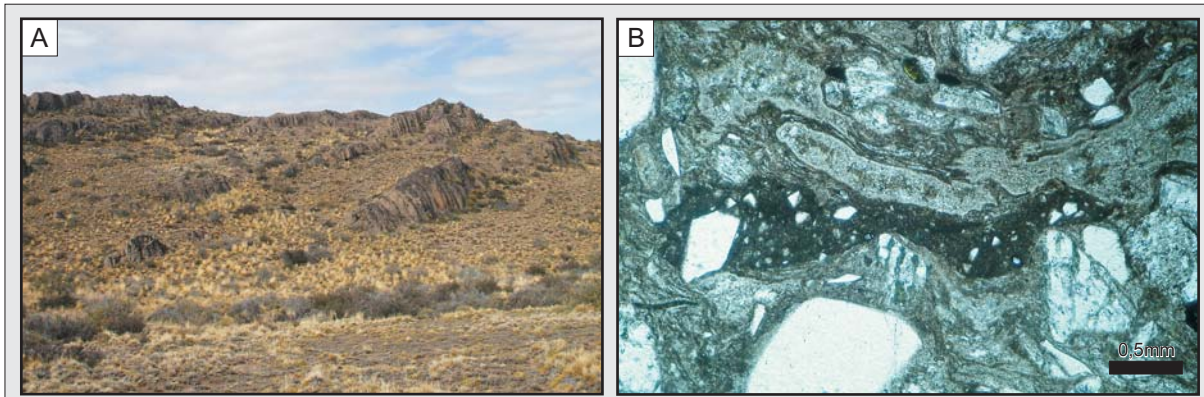


Figura 2.11. Ignimbritas Líticas (IL). **A**) Afloramientos de los bancos de la Toba dacítica; **B**) Detalle al microscopio de los *fiammes* de dos composiciones, el superior feno-riolítico, con matriz castaña clara, mientras que el inferior es de composición feno-andesítica y matriz castaña oscura.

los *fiammes* intermedios respecto a los ácidos.

Es una ignimbrita vítrea de composición feno-riolítica, rica en cristaloclastos de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y escasas biotitas. Los cristaloclastos se encuentran engolfados, alterados a sericita, carbonatos y cloritas, con pocos líticos metamórficos. Los vitroclastos son muy abundantes y en general se presentan desvitrificados y argilizados.

Se observan *fiammes* dos tipos distintos, ambos pequeños (Figura 2.11-B). Los *fiammes* que dominan en abundancia son los feno-riolíticos, parcialmente desvitrificados en esferulitas radiales y axiolíticas, con fenocristales inmersos en una matriz fina de color castaño claro. Los *fiammes* feno-dacíticos son escasos y de difícil reconocimiento, con fenocristales en una matriz castaña oscura.

Toba La Esmeralda (TLE)

La unidad *Toba La Esmeralda* se localiza en el sector norte del Distrito, siendo una roca de color lila, con una alteración argílica fuerte, que presenta geomorfologías en lomadas suaves y amplias caracterizadas por su aspecto friable dado por el bajo soldamiento (Figura 2.12-A). Esta unidad es, dentro de las ignimbritas líticas, la de menor distribución areal con 0,6 km².

A nivel microscópico, se reconoció un alto contenido de líticos metamórficos y volcánicos, y al igual que las dos unidades descritas previamente, se observó la presencia de dos tipos de pómez: 1) Gris verdosos, con feldespatos, mafitos y cuarzo subordinado, con un comportamiento plástico respecto a la matriz adoptando formas que engolfan a la matriz. Tienen tamaños promedios 10-15 cm y una composición feno-dacítica; 2) Blanquecinos, con cuarzo y feldespatos, en su mayoría con tamaños cercanos a los 10 cm y pocos colapsados. Su composición es feno-riolítica (Figura 2.12-B).

Toba Horacio (TH)

Esta unidad de roca se caracteriza por su bajo grado de soldamiento, y por poseer abundantes

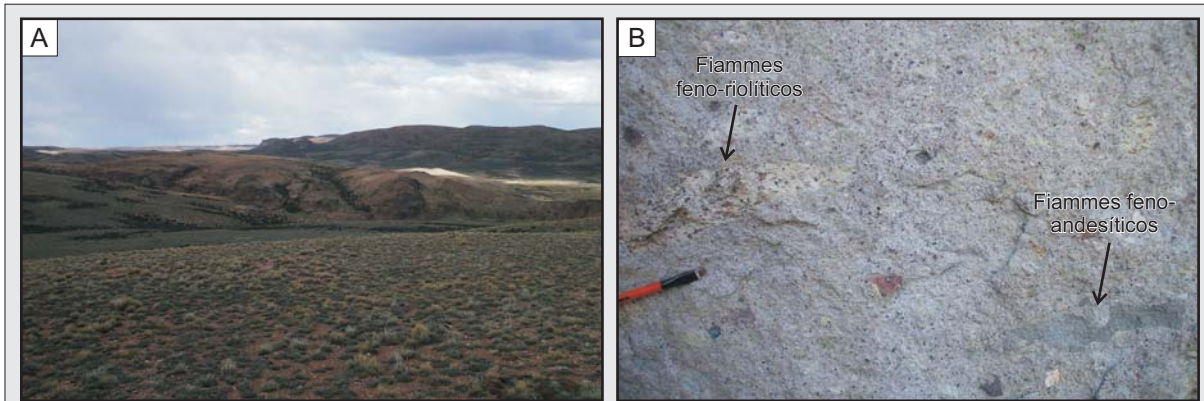


Figura 2.12. Ignimbritas Líticas (IL). **A)** Vista regional de los afloramientos de la toba La Esmeralda, con sus típicas geomorfologías en lomadas suaves; **B)** Detalle de la roca, donde se distingue los *fiammes* feno-riolíticos claros a la izquierda, y los *fiammes* feno-andesíticos oscuros a la derecha.

fragmentos pumíceos de dos tipos: 1) pómez clara de hasta 15 cm; y 2) pómez verde oscura más abundantes, no mayores a 5 cm. Estos fragmentos pumíceos se encuentran junto a líticos de gran tamaño (cerca al metro de diámetro) de rocas metamórficas, graníticas y volcánicas, que van disminuyendo su tamaño hacia el techo. Su extensión areal es de 5 km², y de acuerdo a las observaciones de campo e imágenes satelitales, esta unidad se encontraría rellenando un paleovalle de rumbo SE-NO (Figura 2.5 y 2.13-A).

Es una toba poco soldada, con abundantes cristaloclastos muy fragmentados subedrales a eudrales de cuarzo, plagioclasa y biotita en una matriz con fiammes pequeños desvitrificados en una textura esferulítica, y abundantes trizas vítreas cuspidadas (Figura 2.13-B).

Los fenocristales de cuarzo se encuentran fragmentados, con un hábito subhedral con bordes rectos como también reabsorbidos generando engolfamientos rellenos por matriz, y abundantes inclusiones desde donde parten numerosas fracturas radiales. Por otro lado, las plagioclasas están fracturadas, con una particular zonación y una textura ocelar producto de fenómenos de reabsorción, sumado a parches de alteraciones a calcita y sericita.

Los mafitos presente corresponden a biotita flexurada en general fresca, y anfíbol fuertemente alterado, presentándose escasos zircones. Los líticos de basamento, en particular los de rocas metamórficas, son abundantes.

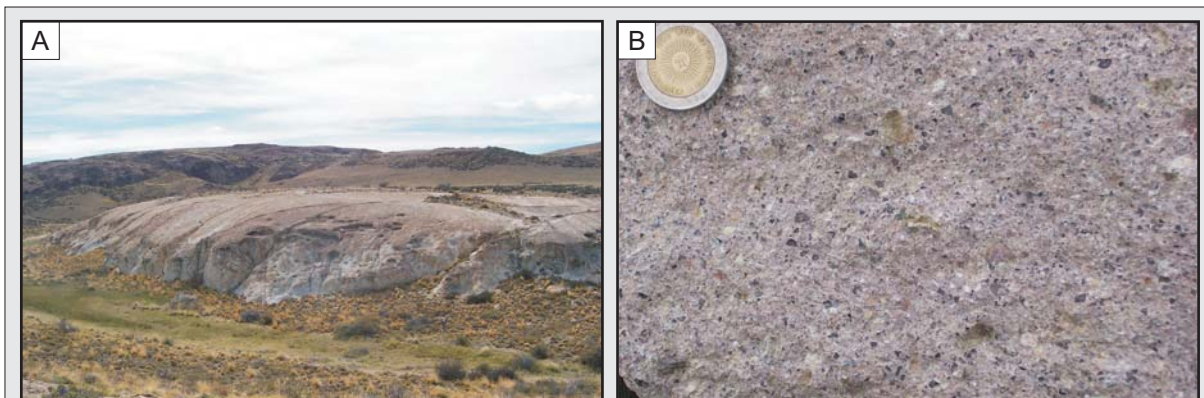


Figura 2.13. Ignimbritas Líticas (IL). **A)** Vista regional de los afloramientos de la Toba Horacio (TH); **B)** Detalle de la toba TH, donde se destaca la abundancia en el contenido de los cristaloclastos.

Episodio IV – Complejo Dacítico (CD)

El episodio IV, de naturaleza lávica, se desarrolla posteriormente a la depositación de las IL, derramando extensos campos de lavas de composición feno-dacíticas sobre el sector centro-este del Distrito (Figura 2.5), abarcando 34,5 km² de superficie, lo cual representa el 8,5% del area distrital (Anexo II).

Este vulcanismo se inicia con una unidad aglomerádica (**LDag**), sobre la cual se derrama la unidad lávica (**LD**), caracterizada por afloramientos en forma de lomadas bajas cubiertas por vegetación (Figura 2.14-A).

Se trata de una roca masiva, de colores oscuros y texturas porfíricas (Figura 2.14-B y 2.14-C), observándose a lo largo de los afloramientos cambios texturales, variaciones en su coloración, y en sus contenidos de plagioclasa y cuarzo. Estas variaciones posiblemente estén reflejando cambios en la composición de las lavas, desde flujos iniciales básicos a flujos de composición intermedia hacia la parte superior de la unidad.

De su estudio al microscopio, se determinó que esta unidad está conformada por rocas volcánicas con textura porfírica, rica en fenocristales de plagioclasa, cuarzo y piroxeno inmersos en una pasta pilotáxica a intergranular, de aspecto fluidal, consistente en un denso arreglo de microlitos de plagioclasa orientados en forma subparalela, con gránulos de minerales máficos ubicados en los intersticios (principalmente piroxeno y opacos). Se observan pequeños cristales de zircones y abundantes minerales opacos que por su forma cúbicas corresponderían a Pirita.

El cuarzo está fracturado, presentado engolfamientos profundos y evidencias de corrosión magmática. Es importante resaltar la presencia en algunos cortes del cuarzo en desequilibrio, desarrollando una fina corona de clinopiroxenos (Figura 2.14-D y 2.14-E).

Los fenocristales tabulares de plagioclasas son los más abundantes, con una marcada zonación. En la misma roca se puede observar algunos ejemplares de plagioclasa con distinto grado de cribado (total o restringido a algunos sectores del cristal) o con engolfamientos de diversa magnitud, coexistiendo con cristales límpidos sin ninguna evidencia de desequilibrio (Figura 2.14-F). Poseen además, un grado variado de alteración a minerales de arcillas, cloritas y/o carbonatos. Por otra parte, la presencia de feldespato alcalino es escasa, con cristales fracturados pero, en general, no afectados por la alteración.

Los mafitos reconocidos son anfíbol y piroxeno, con escasa biotita completamente reemplazada por un agregado fino de opacos entre los que se observan relictos de la biotita original. Los cristales de anfíbol están completamente reemplazados por clorita y carbonatos, con una corona de reacción compuesta por clinopiroxeno y plagioclasa. En general, los ortopiroxenos aparecen como grandes fenocristales con un reborde cribado (Figura 2.14-G), en tanto que los clinopiroxenos se muestran como microfenocristales, formando parte de la pasta o como integrantes de las coronas de reacción del anfíbol.

Finalmente, se observa un reemplazo pervasivo de los minerales máficos de la pasta por cloritas, sericita, óxidos y carbonatos.

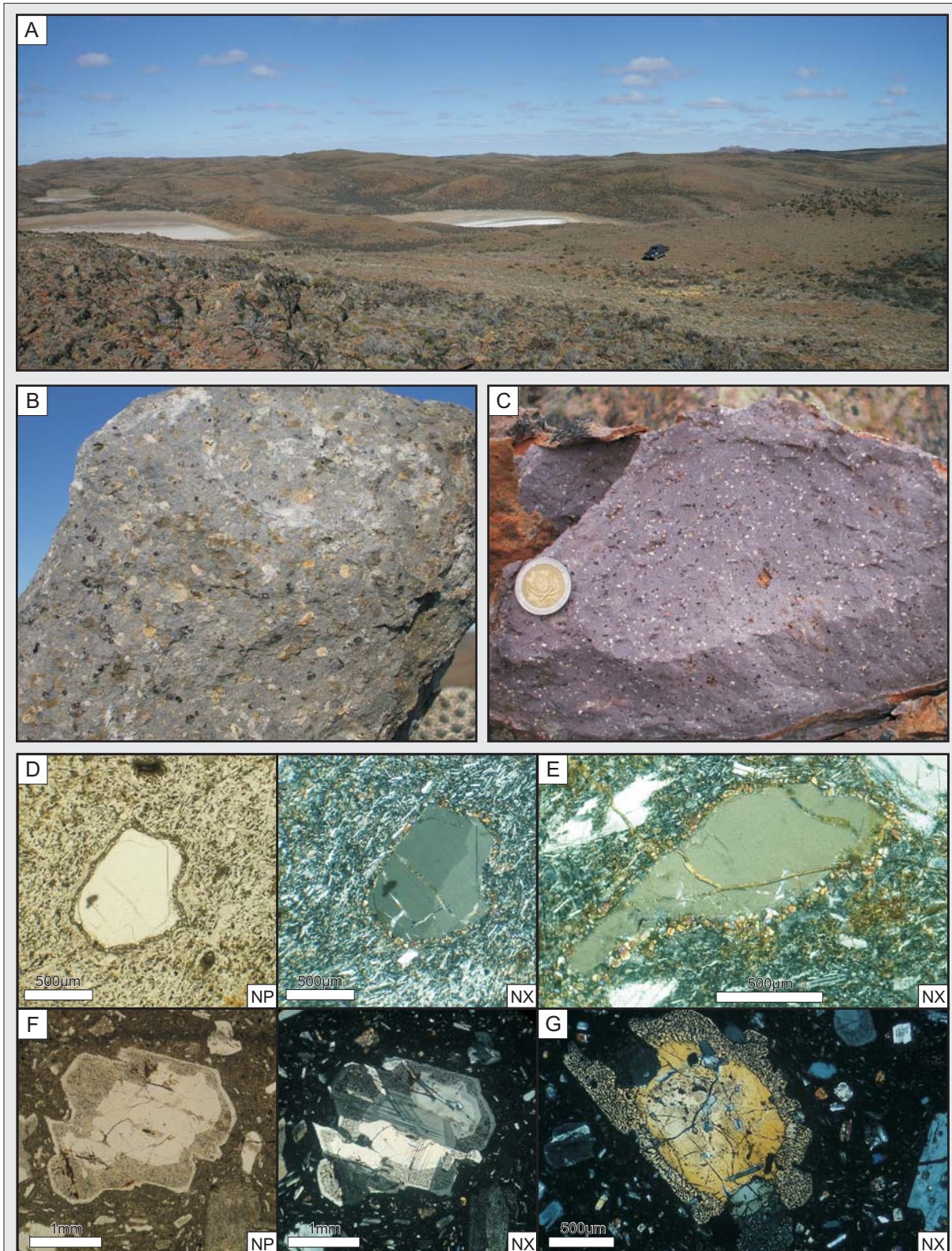


Figura 2.14. Complejo Dacítico (CD). **A)** Vista regional del campo de lavas; **B)** y **C)** Detalle en muestra de mano de las lavas con textura porfirica; **D)** y **E)** Evidencias al microscopio de texturas de disequilibrio en la lava LD, en cristales de cuarzo con corona de piroxeno; **F)** Plagioclasa con núcleo fresco, rodeado por una corona cribada marcando el disequilibrio, y una fina corona externa de plagioclasa fresca marcando un nuevo estado de equilibrio; y **G)** Piroxeno con núcleo en equilibrio y corona cribada evidenciando el disequilibrio con la pasta. Referencias: NP - nicoles paralelos, NX - nicoles cruzados.

Episodio V - Ignimbritas de Cristales Superiores

El fin del *episodio lávico IV* dio lugar a que se desarrolle el *episodio V*, el cual al igual que el *episodio II*, está conformado por un secuencia integrada por dos eventos ignimbríticos, uno inicial que dio origen a las ignimbritas de naturaleza dacítica (*ICDsup*), seguido de un segundo evento que depositó a las ignimbritas riolíticas (*ICRsup*).

Episodio Va - Ignimbritas de cristales dacíticas superiores (*ICDsup*)

Este episodio ignimbrítico generó una sola unidad denominada **Toba Alicia (TAL)**, la cual está localizada en el sector nororiental, cubriendo una extensa superficie de 22,4 km² equivalente al 5,5% del total del area distrital (Figura 2.5 y Anexo II).

Esta ignimbrita cristaloclástica posee afloramientos en bancos que inclinan al sudeste, con potencias que superan los 20 m con un marcado diaclasamiento (Figura 2.15-A). Es una unidad de composición feno-dacítica, de tonalidades castaño pero con tonos rojizos por oxidación en los bancos superiores y tonos verdosos en los bancos inferiores. Los sectores basales poseen un bajo grado de soldamiento, con pómez subcirculares que van colapsando hacia el techo a medida que aumenta el grado de soldamiento en *fiammes* pequeños y discoidales (2-3 cm) de colores blanquecinos a verdosos por una alteración generalizada (Figura 2.15-B).

A nivel microscópico, se reconocieron *fiammes* pequeños y alargados con un aspecto fluidal conformando una textura parataxítica, estando modificados por el intenso soldamiento, deformación y desvitrificación en esferulitas radiales, y un agregado de cuarzo-feldespatos de grano fino.

Los cristaloclastos de feldespatos y cuarzo se encuentran fragmentados, escasamente alterados, con bordes reabsorbidos y pequeños engolfamientos rellenos por matriz. Las plagioclasas se encuentran fracturadas, zonadas, y alteradas a un agregado fino de carbonatos. Los mafitos observados son abundantes y pertenecen a anfíbol y biotita, los cuales se presentan fragmentados y alterados a cloritas y carbonatos. Se observaron zircones de variadas

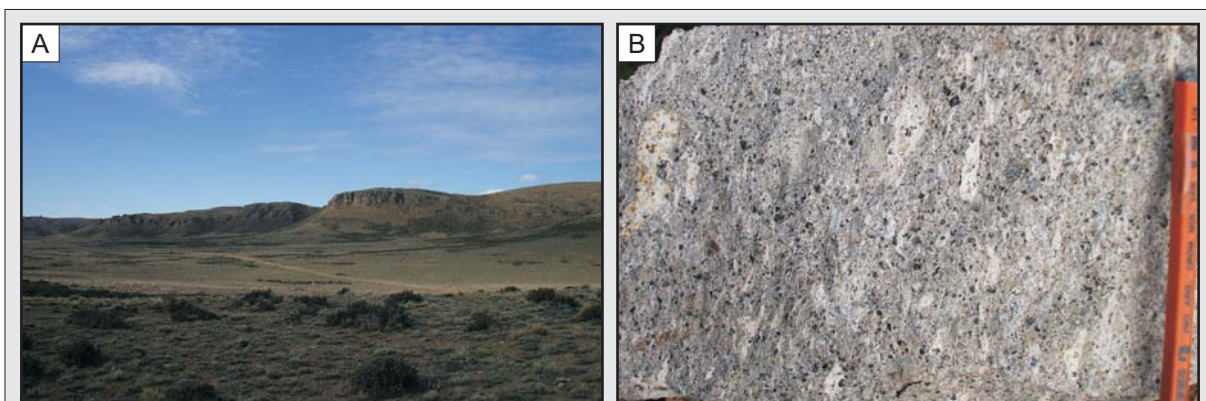


Figura 2.15. Ignimbritas de Cristales Dacíticas Superiores (*ICDsup*). **A)** Vista regional de los potentes bancos de la Toba Alicia (TAL); **B)** Detalle de la toba en muestra de mano, donde se observan los *fiammes* abundantes argilizados.

granulometrías y litoclastos pequeños de vulcanitas de grano fino y de rocas metamórficas, quedando además, pequeños granates englobados en sectores de la matriz.

Episodio Vb - Ignimbritas de cristales riolíticos superiores (ICR_{sup})

El **episodio Vb** que generó a las *ignimbritas de cristales riolíticos superiores* se reconoce casi a lo largo del todo el Distrito (Figura 2.5), estando conformado por 10 unidades de roca muy similares entre sí, pudiendo diferenciarlas principalmente por sus características de campo, patrón de afloramiento, posición estratigráfica y pequeñas variaciones petrográficas. La tabla 2.3 y el Anexo II resumen las características principales de cada una de ellas.

Estas ignimbritas cristaloclásticas son de composiciones feno-riolíticas a feno-riodacíticas, conformando afloramientos de relieve suave y redondeado de colores claros en aquellas que poseen un grado de soldamiento bajo, tornándose más oscuras y con un relieve abrupto e irregular en aquellas unidades con un soldamiento mayor (Figura 2.16).

De su estudio al microscopio se observó que poseen una matriz vítrea con marcadas texturas eutaxíticas, y un elevado grado de desvitrificación de sus *fiammes*, con texturas esferulíticas radiales y axiolíticas. Se componen de abundantes cristaloclastos muy fragmentados de cuarzo engolfado, feldespato potásico y plagioclasa alteradas a calcita y epidoto, junto con abundante

Unidad	Cx	Vx	Lx	Matriz	Alteración	Area (km ²)	Atributos característicos
Toba Cerro Galera (TCG)	xxx	x	x	xxx	Argilica suave	2,78	Rocas moradas con intensa lajosidad.
Toba Blanca (TB)	xxx	xx	x	xxx	Argilica suave	0,33	Abundantes "pipes" de desgasificación.
Toba Barda Negra (TBN)	xxx	x	x	xxx	Argilica suave	0,25	Fiammes alterados de coloraciones verdosas.
Toba Pumícea Estratificada (TPEi)	xxx	xx	x	xxx	Argilica suave	2,34	Ignimbrita pumícea con intercalaciones de niveles de <i>surge</i> . Desarrolla bancos estratodecrecientes.
Toba Ventana (TLV)	xxx	xx	x	xxx	Argilica suave	0,08	Bajo nivel de soldamiento con un <i>surge</i> basal con estratificación fina de 2-3mts.
Toba Jazmín (TJ)	xxx	x	x	xxx	Argilica suave	3,44	Ignimbrita reomorfica, con niveles basales con estructuras tipo <i>litofisae</i> .
Toba La Sarita (TLS)	xxx	xx	x	xxx	Argilica	18,53	Rocas lila a rosada con intensa lajosidad.
Toba Cerro Raspado (TCR)	xxx	xx	x	xxx	Sericítica	1,74	Abundante diseminado de pirita oxidada.
Toba La Alianza (TLA)	xxx	xx	x	xxx	Argilica suave - Sericítica	15,85	Potentes bancos, flujos encauzados en paleovalles NO-SE.
Toba Morada (TM)	xxx	xx	x	xxx	Argilica suave - Sericítica	31,18	Bancos de hasta 4 m con una marcada estratificación paralela.
Toba 1 de Abril (T1A)	xxx	xx	x	xxx	Argilica suave	18,45	Abundantes biotitas orientadas. Niveles basales con estructuras <i>litofisae</i> de hasta 2 m.

Tabla 2.3. Resumen de las características petrográficas y particularidades de cada una de las 10 unidades piroclásticas que conforman las Ignimbritas de Cristales Riolíticos Superiores (ICR_{sup}). **Referencias:** Cx: cristaloclastos; Vc: vitroclastos; Lx:litoclastos. **Abundancia:** xxx: muy abundante; xx:abundante; x: escaso.

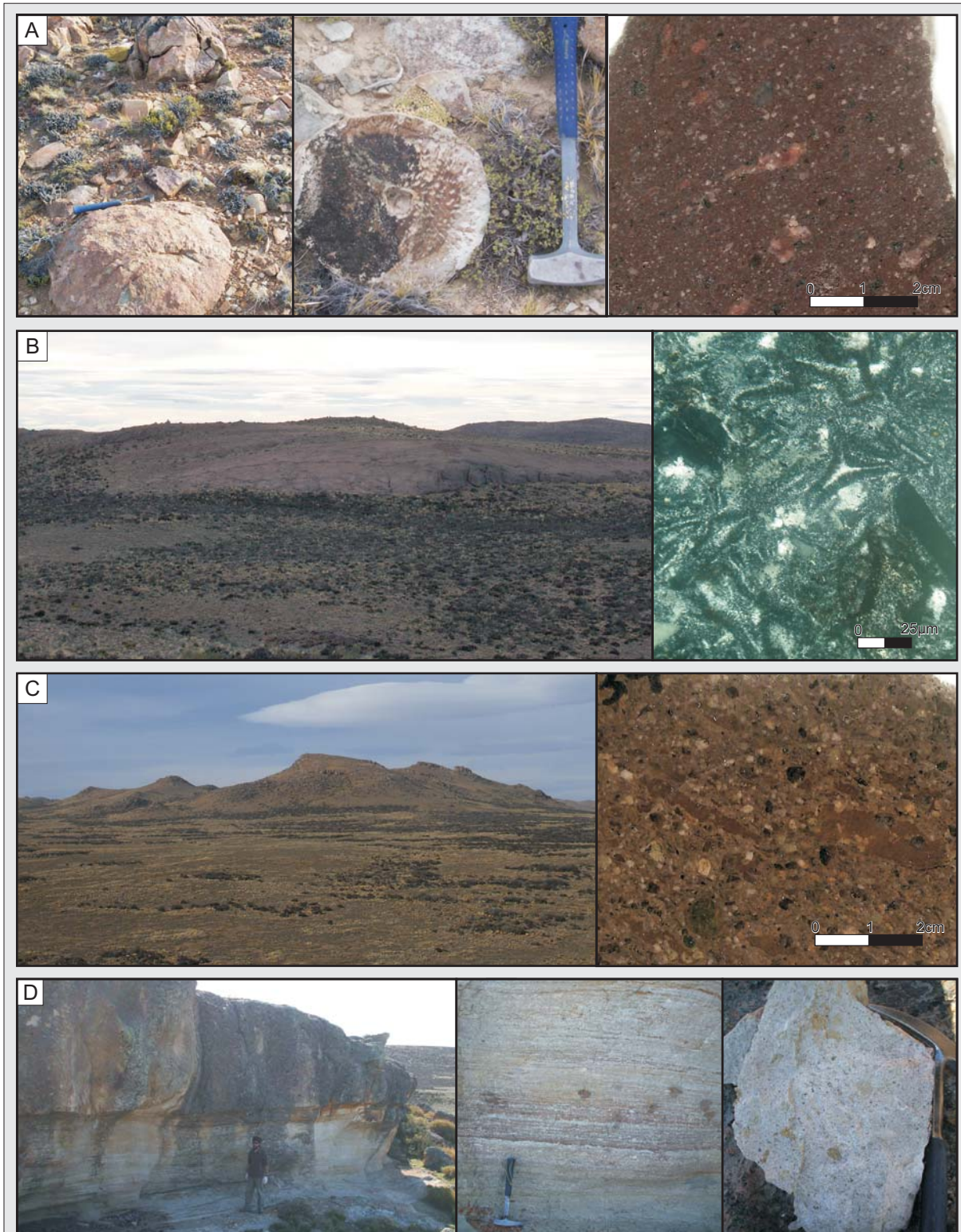


Figura 2.16. Ignimbritas de Cristales Riolíticas Superiores (*ICRsup*). **A)** Toba Primero de Abril (TPA), afloramientos de estructuras de desvitrificación tipo *litofisae* (izq.) y detalle en muestra de mano (der.); **B)** Toba Cerro Raspado (TCR), vista regional de los afloramientos (izq.), y detalle al microscopio de los vitroclastos desvitrificados (der.); **C)** Toba La Sarita (TLS), vista de los bancos ignimbríticos (izq.), y detalle de la toba en muestra de mano, donde se puede observar la matriz con textura eutaxítica; **D)** Toba La Ventana (TLV), afloramientos de la toba (izq.), donde se observa la alternancia de capas finas (*surge*) basales (centro) y bancos gruesos ignimbríticos coronando (der.).

biotita orientada y escaso anfíbol, generalmente alterado y con bordes reabsorbidos. Como mineral accesorio se reconoció abundantes cristales de zircón.

Finalmente, los litoclastos reconocidos fueron escasos, siendo variados en su naturaleza (volcánicos, sedimentarios y metamorfitas de bajo grado).

Episodio VI – Complejo Riolítico (CR)

Luego del segundo episodio de ignimbritas de cristales, se desarrolla el **episodio VI** (tercer episodio de naturaleza volcánica a subvolcánica) responsable del emplazamiento del *Complejo Riolítico (CR)*.

Se reconocieron en el Distrito tres sectores con afloramientos de cuerpos dómicos (**DR**), autobrechas (**DRag**), lavas (**LR**) y diques asociados (**DQR**), de naturaleza riolítica, abarcando una superficie de 27,4 km² (Anexo II), siendo el más importante el localizado en el sector centro-este del Distrito (Complejo Dómico Siete Horizontes), mientras que los dos restantes y más pequeños se localizan en el norte (Domo Norte) y en el centro-oeste (Domo La Rosita) (Figura 2.5).

En el complejo dómico Siete Horizontes se reconocieron varios cuerpos dómicos conformando un sistema compuesto por dos cuerpos dómicos mayores con un diámetro aproximado de 2,5 km cada uno, y dos cuerpos menores con diámetros entre 500 m y 700 m (Figura 2.17-A y 2.17-B). En estos cuerpos dómicos se observaron sectores con un marcado bandeamiento por flujo, laminaciones paralelas y convolutas, además de estructuras siniformes (Figura 2.17-C). A lo largo de su base se pudieron reconocer autobrechas presentando texturas foliadas, replegadas y brechadas, estando los clastos subcirculares en el centro, y alargados por la mayor cizalla en la base y techo de los flujos (Figura 2.17-D y 2.18-A). La autobrecha presenta un aspecto granoso dado por las abundantes estructuras tipo *litofisae* de pequeño tamaño (Figura 2.18-B), alojando un intenso vetilleo subparalelo a entrelazado de cuarzo cristalino y opalino-calcedónico continuo (de rumbo N120°-N140° y N70° y una extensión superior a los 200 metros), con texturas bandeadas, en peine y brechadas.

Vinculados a estos cuerpos dómicos se reconocieron numerosos flujos de lavas y diques riolíticos. En las lavas, las cuales poseen una amplia extensión areal, se observaron coloraciones en general rojizas y una marcada laminación por flujo (Figura 2.18-C), que por sectores se encuentra replegada. Al microscopio presentan una textura porfírica, rica en fenocristales de cuarzo engolfados, plagioclasas argilizadas, sanidina y mafitos cloritizados (abundante biotita y escaso anfíbol) en una pasta felsítica, con zircón como mineral accesorio. Por otra parte, se hallaron dos potentes diques, uno en cercanía de la estancia La Alianza, con rumbo N130°-140° y una longitud aproximada de 4 km, con espesores que rondan los 15-20 m y geometría de tipo en “*echelon*”; y un segundo dique con rumbo N120°, ubicado al norte del complejo, con aproximadamente 5 km de largo y un espesor variable entre los 5 y 7 m.

Respecto a los otros dos cuerpos dómicos (*D. La Rosita* y *D. Norte*, Figura 2.5), ambos cuerpos

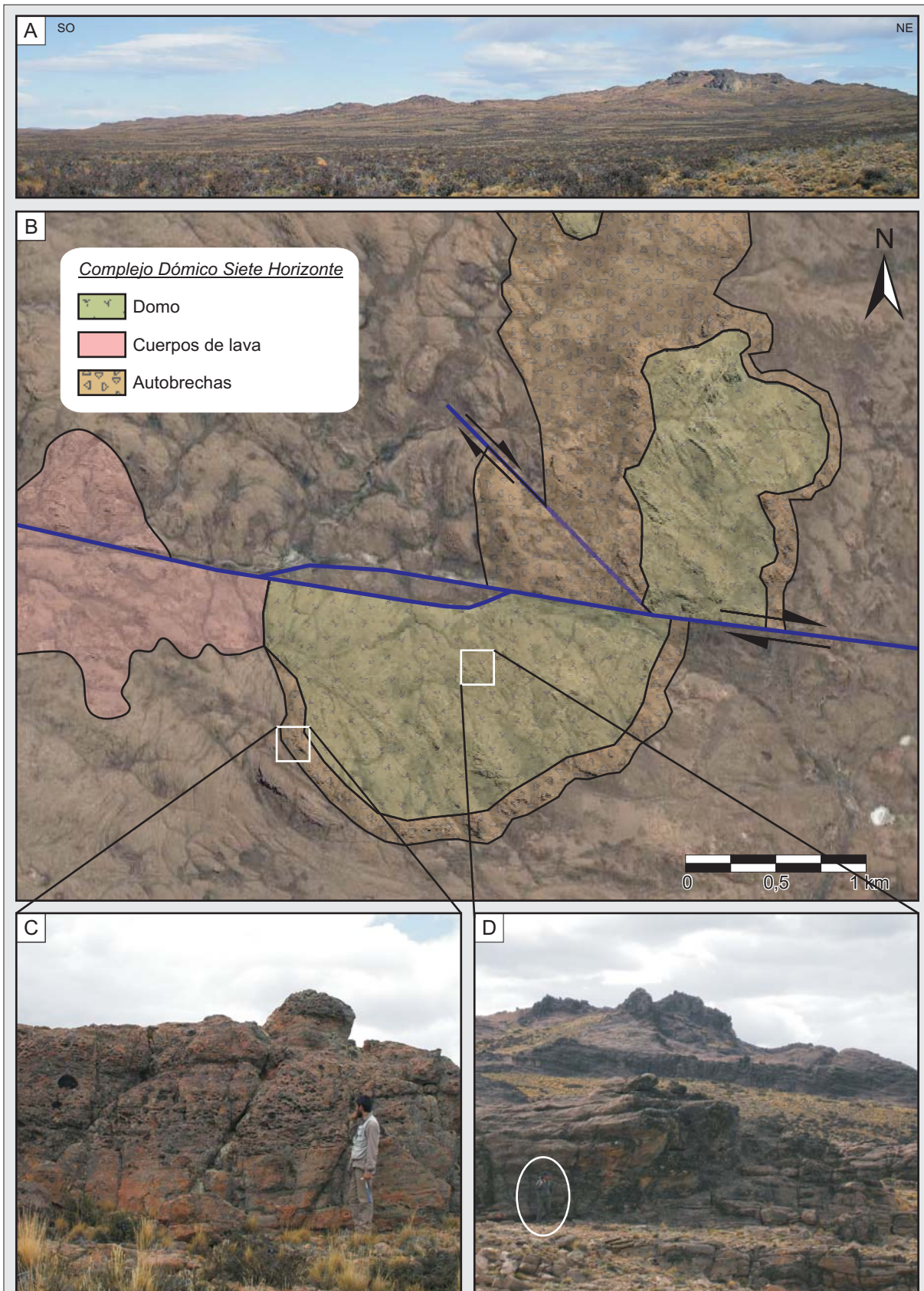


Figura 2.17. Complejo Riolíptico (CR). Domo Siete Horizontes. **A)** Vista regional hacia el noroeste de los afloramientos del domo; **B)** Imagen Quickbird, donde se reconocen las tres principales unidades de rocas volcánicas y el desplazamiento dextral que sufren al ser afectadas por un lineamiento regional de rumbo E-O a N120°-140°; **C** y **D)** Detalles de los afloramientos del domo y de la autobrecha respectivamente.

presentan niveles basales vítreos con abundantes estructuras tipo *litofisae*, que pasan a flujos con foliación y laminación convoluta, culminando en su techo con flujos con disyunción columnar. En el caso particular del domo La Rosita, además está asociado un dique con una longitud aproximada de 1,5 km, con un rumbo NO-SE y una geometría de tipo en “*echelon*”, el cual posee asociado un intenso vetilleo subparalelo a entrelazado de cuarzo opalino, con texturas masivas y brechadas.

Los diques observados en el Distrito están formados por una roca feno-riolítica de textura porfírica, con fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y escasa biotita (Figura 2.18-D). El cuarzo se presenta subhedral, con tamaños de hasta 2,5 mm de diámetro, y en ocasiones está rodeado por una fina corona de reacción más oscura que el resto de la matriz. Los feldespatos en general se presentan en cristales pequeños, euhedrales e inalterados. La matriz es microcristalina con microlitos de cuarzo, feldespato y biotita.

Por último, y no estando asociados a ningún cuerpo dómico observado en superficie, se reconocieron en el área de Mina Martha dos tipos de diques con diferentes características: por un lado, y con afloramientos de colores castaños rojizos, se identificaron diques microporfíricos, con fenocristales pequeños en un apasta afanítica castaña, y por otro lado y con afloramientos verdosos y rastreros, se hallaron diques porfíricos, con abundantes fenocristales de feldespatos en una pasta verdosa con numerosas estructuras de desvitrificación tipo *litofisae*. Ambos diques poseen un espesor promedio de 2 a 4 m y son de composición feno-riolítica.

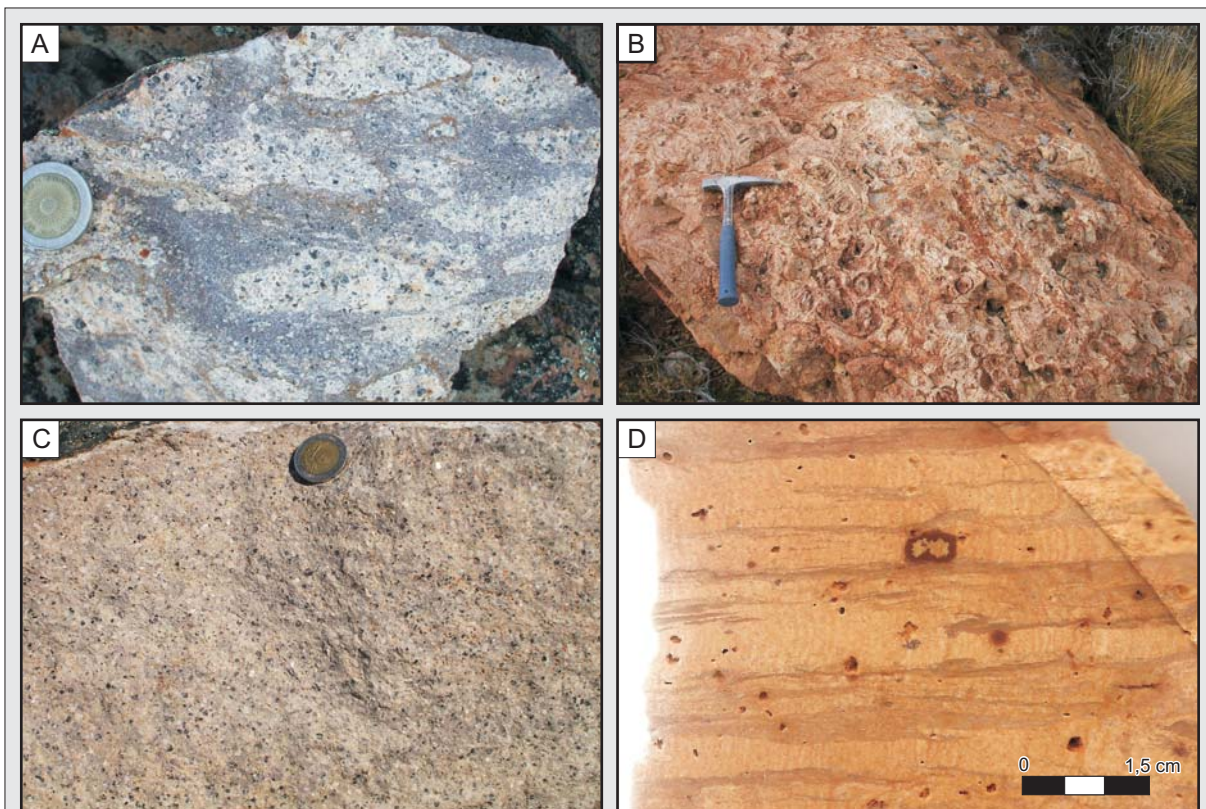


Figura 2.18. Complejo Riolítico (CR). A) Detalle de las texturas de flujos en muestra de mano de las autobrechas; B) Afloramientos con estructuras de desvitrificación (litofisae) en la base de los domos; C) Detalle de las lavas en muestra de mano, observándose su textura porfírica; D) Detalle en muestra de mano de los diques.

[Episodio VII – Depósitos de Tobas y Tufitas \(DT\) y depósitos de Megabrechas \(MB\)](#)

Depósitos de Tobas y Tufitas (DT)

Finalmente, el último de los episodios identificados es el responsable de los depósitos de tobas de caída y tufitas, los cuales se presentan generalmente siendo bancos poco potentes y de corta extensión areal, cubriendo en su conjunto una superficie de 4,3 km², es decir, el 1% de área distrital (Anexo II).

Se han reconocido afloramientos de estos depósitos en tres sectores del Distrito, estando ubicadas en el sector sur, en el área de Mina Martha y en el sector nororiental (Figura 2.5).

El primero de ellos, localizado en cercanías del área Wendy, se encuentra cubriendo parcialmente a las lavas del Complejo Andesítico. Se observaron pequeños afloramientos con un espesor poco importante, un escaso desarrollo areal y una marcada alteración argílica.

En el área de Mina Martha, y sobre la ruta n°12, aflora un paquete de 8 metros de espesor con una inclinación del orden de los 15° hacia el norte (con el rumbo del buzamiento hacia N355°), caracterizado por material piroclástico re trabajado perteneciente a un ambiente lacustre-fluvial. Esta unidad posee un afloramiento localizado, pero se la puede reconocer claramente en los sondeos realizados por Coeur Argentina en el área de la Mina Martha como niveles discontinuos que se desarrollan entre la toba de cristales (TC) y la toba lítica (TL), corroborando un mayor desarrollo areal que el observado en superficie.

Páez et al. (2010a) describió para estos afloramientos un depósito conformado por cuatro paquetes con características particulares (Figura 2.19). El perfil se inicia con un paquete de 3,8 m de tufitas gruesas color gris verdoso, con geometría estrato-decrecientes e intercalaciones de tufitas finas laminadas (nivel 1). Dentro de este esquema, los niveles individuales de tufitas gruesas son, en general, masivos y grano-decrecientes. Sigue a este paquete, un depósito de 1,2 m de lentes de tufitas gruesas grisáceas, grano-decrecientes, con geometría lenticular y base erosiva, que en la parte superior muestra algunas intercalaciones más gruesas (nivel 2). La secuencia continúa con 50 cm de depósitos pelíticos de coloración gris oscura a negra que incluyen lentes de tufitas de grano grueso también de coloración oscura (nivel 3). Coronan la

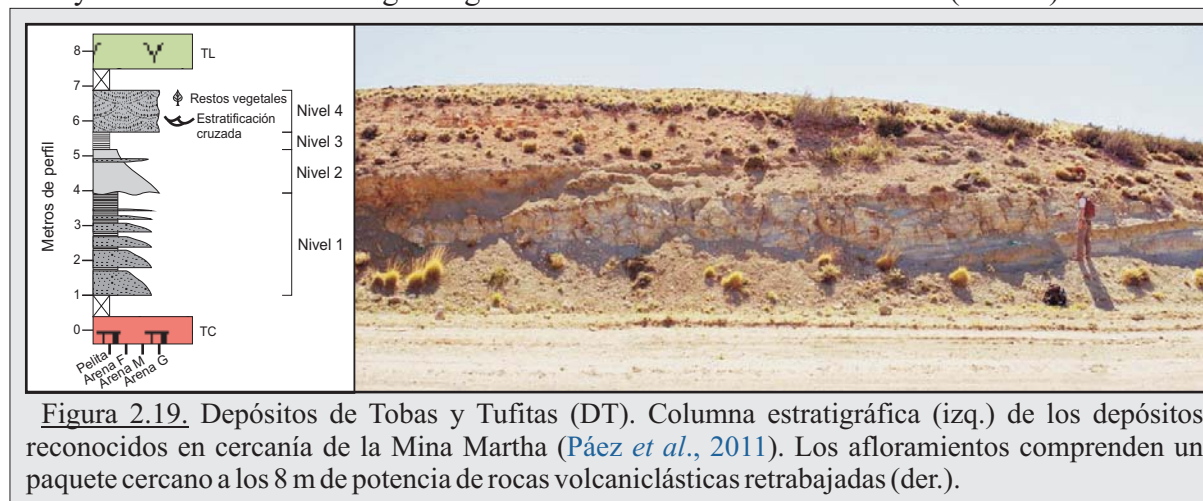


Figura 2.19. Depósitos de Tobas y Tufitas (DT). Columna estratigráfica (izq.) de los depósitos reconocidos en cercanía de la Mina Martha (*Páez et al., 2011*). Los afloramientos comprenden un paquete cercano a los 8 m de potencia de rocas volcánicas re trabajadas (der.).

secuencia 1,2 m de tufitas gruesas a medias de color gris claro levemente oxidadas, compuestas por capas lenticulares con estratificación entrecruzada en artesa y abundantes restos vegetales fósiles (nivel 4).

Por último, en el sector nororiental y cubriendo al Complejo Dacítico (CD), se observaron niveles arenosos y conglomerádicos con estratificación entrecruzada, de origen fluvio-lacustre portadoras de restos fósiles vegetales. Estos depósitos cubren una superficie de 4 Km² y serían equivalentes al nivel 4 observado en cercanías de Mina Martha.

Depósitos de Megabrechas (MB)

Se han identificados en el área al menos cuatro depósitos de este tipo, aflorando como lomadas de geometría lobular, con asomos discontinuos y subcirculares que en su totalidad cubren una superficie pequeña de tan solo 2,3 km² (Figura 2.5 y Anexo II).

Estos cuatro depósitos se encuentran localizados; **1**) al noroeste de Mina Martha, cubriendo una superficie de 1,2 km²; **2**) en el sector centro-oeste del Distrito con 900 m²; **3**) al norte del Complejo Riolítico, siendo el más pequeño en su tamaño (<100 m²); y **4**) un afloramiento no mayor a los 250 m² en el extremo norte del Distrito, en cercanías del Domo Norte.

En líneas generales, estos depósitos están formados por brechas polimícticas, matriz sostén, donde abundan los clastos de tobas, lavas, clastos de brechas silicificadas, y clastos con estromatolitos calcáreos, todos pertenecientes a las unidades jurásicas antes descritas. La mayoría de los clastos presentan un aspecto interno fuertemente fracturado, lo que indicaría que los mismos fueron sujetos a atrición durante su transporte. Por otra parte, la matriz es tobacea y masiva, con un tamaño de grano de medio a grueso.

El depósito de megabrechas cercano a Mina Martha (Figura 2.20) es donde se observó el perfil mejor preservado, reconociéndose en la megabrecha una gradación inversa en el tamaño de los megaclastos, variando desde centímetros en la base hasta casi 8 metros cerca del techo de la unidad, estando los 40 cm basales del depósito libres de clastos y con una grosera laminación paralela, producto de la cizalla basal del mismo. Esta brecha apoya directamente sobre un banco de conglomerados clasto-sostén, de tipo polimíctico y matriz escasa, sin una base observable, el



Figura 2.20. Vista del afloramiento del depósito de megabrechas en las cercanías de la Mina Martha.

cual se interpreta como un depósito de flujo hiperconcentrado gravoso (Figura 2.20).

Las características observadas en estos depósitos permiten clasificarlos como formados a partir de una avalancha, y correspondería al tipo conocido como “*Debris Avalanche*” o avalancha de detritos, indicando la presencia de una zona de alta pendiente al momento de su formación.

2.4.3.3. Unidades Post-Jurásica

Fm. Baqueró (K)

La Fm. Baqueró, del Cretácico inferior (Barremiano alto-Aptiano), posee un escaso desarrollo areal en el Distrito, cubriendo una superficie no mayor a los 1,3 km², siendo reconocida en el sector sudeste como pequeños asomos en valles fluviales (Figura 2.5 y Anexo II).

Los depósitos de esta unidad están conformados por finos bancos de areniscas finas cuarzosas, desarrollando capas alternantes de colores blanquecinos, grisáceos y rojizos (Figura 2.21-A).

Fm. Monte León (Oligocénicas)

Se reconocieron numerosos afloramientos oligocenos de la Fm. Monte León (Figura 2.5), compuestos por coquinas y areniscas coquinóides de coloraciones blanquecinas a gris claro, grano medio a grueso y estratificación entrecruzada (Figura 2.21-B y 2.21-C).

Los afloramientos son de poco desarrollo areal, cubriendo en forma discordante a la secuencia volcanoclástica jurásica, y abarcando una superficie de 1,1 km² (equivalente a un 0,3% de la superficie del Distrito).

Lavas y Diques Basálticos Terciarios (BTc)

En el sector norte del Distrito afloran tres grandes cuerpos de lavas basálticas, con una geomorfología de mesetas de baja altura, cubriendo un área cercana a los 11 km² aproximadamente (Figura 2.5 y Anexo II).



Figura 2.21. **A)** Afloramientos de las areniscas blanquecinas de la Fm. Baqueró; **B)** Afloramientos de bancos de areniscas coquinóides de la Fm. Monte León; **C)** Detalle de la estratificación entrecruzada presente en depósitos de la Fm. Monte León.

De estas tres mesetas se destaca la más occidental, ya que la misma presenta una colada con forma de herradura, la cual además, preservó su dique alimentador de rumbo N110°, de 3-4 m de alto y un metro de ancho, afírico y con una marcada disyunción columnar horizontal (Figura 2.22-A), culminando en una colada superior con sectores muy vesiculados y con estructura en “*spatter cone*”.

Esta unidad está conformada por una roca volcánica oscura (Figura 2.22-B) que, al microscopio, presenta una textura pilotáxica a intergranular consistente en un denso arreglo de microlitos de plagioclasas, de tamaños pequeños y orientados en forma subparalela, con gránulos de minerales máficos oxidados (principalmente piroxeno y opacos). Los fenocristales de plagioclasas son abundantes, con textura cribada y alterados a sericita, clorita y calcita. Las sanidinas son escasas y están poco alteradas. Los mafitos son abundantes y corresponden a piroxenos alterados y fuertemente fracturados.

Fm. La Avenida (Plioceno superior)

Cubriendo a la secuencia descrita, y localizados en el sector noroeste y sureste del Distrito, se reconocieron amplios depósitos de las gravas arenosas de la Fm. La Avenida, abarcando un área total cercana a los 10,4 km² (Figura 2.5 y Anexo II).

De acuerdo a Panza (2002), la génesis de estos depósitos estaría vinculada con un paleoambiente fluvial asociado al antiguo cauce del río Chico, el cual fue capturado por el río Shehuén o Chalia en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior, decapitando su tramo inferior.

Sedimentación Moderna (Qt)

Finalmente, los depósitos sedimentarios aluviales y coluviales modernos coronan la columna estratigráfica del Distrito, siendo materiales inconsolidados y de poca potencia, quedando limitada su ubicación al relleno de valles de los cursos de agua efímeros, a los numerosos bajos endorreicos, y también a los depósitos limosos que rellenan los cuerpos de agua temporarios (Figura 2.5).

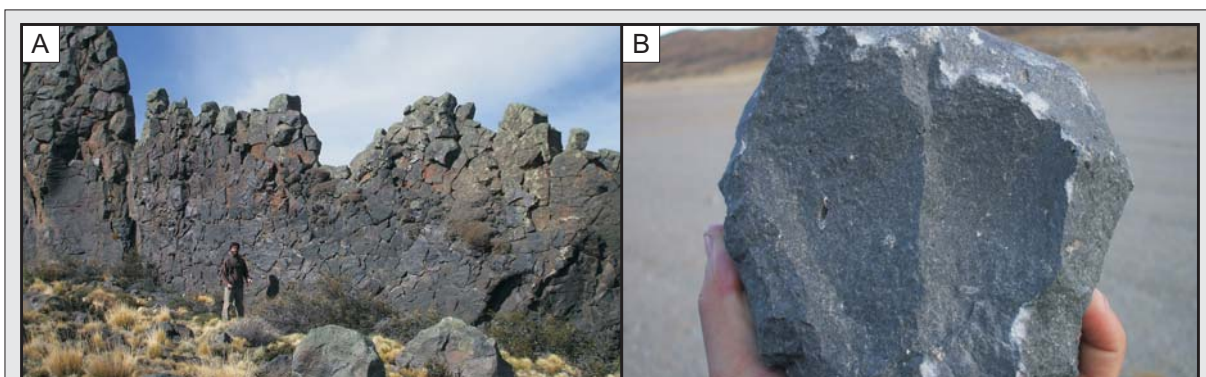


Figura 2.22. Basaltos Terciarios (BTc). A) Dique alimentador de la colada basáltica localizada en el sector noroeste con forma de herradura, con una clara disyunción columnar horizontal; B) Detalle en muestra de mano del basalto.

2.4.4. Caracterización geoquímica del vulcanismo jurásico en el Distrito Cerro Primero de Abril.

2.4.4.1. Introducción y metodología.

Se llevaron a cabo 72 análisis litogeoquímicos sobre las unidades jurásicas pertenecientes al CVBL, incluyendo además a los basaltos terciarios, con el fin de lograr una completa caracterización lito-geoquímica y analizar el origen petrogenético-tectónico de las unidades del complejo volcánico jurásico, y buscando obtener datos que sustenten el modelo geológico distrital. Los análisis se realizaron en los laboratorios de *Acme Analytical Laboratories Ltd.*, Canadá, determinándose los elementos mayoritarios, trazas y tierras raras (Anexo III).

Las muestras fueron seleccionadas en función de su aspecto y menor grado de alteración observado en muestra de mano, con un posterior control petrográfico, logrando seleccionar para cada unidad las muestras mejor preservadas y más representativas. Se analizaron 67 muestras de roca total y 7 muestras de fragmentos pumíceos de las unidades que conforman las Ignimbritas Líticas (IL) en sus niveles basales, ya que la abundancia de litoclastos de basamento que estas unidades poseen no permite un análisis de roca total confiable.

A pesar de los controles tomados al momento de seleccionar las muestras, las mismas presentan un grado de alteración de leve a moderado para las rocas, y elevado en el caso de los pómez, con valores de *LOI* (*loss on ignition* o pérdida por calcinamiento) que varían desde 0,2% hasta 5,9% con un valor promedio de 2,5% para las muestras de roca total; y de entre 4,6% y 8,3% para los fragmentos pumíceos.

Considerando el grado de alteración y la elevada movilidad de los elementos mayoritarios que son utilizados en el diagrama TAS (*Le Maitre, 1989*) para la clasificación de las rocas volcánicas, se utilizaron los elementos traza inmóviles (diagrama Nb/Y vs Zr/TiO₂; *Winchester y Floyd, 1977*) para caracterizar y clasificar las rocas estudiadas. Además, se utilizaron diagramas de variación para tipificar la serie magmática a la que pertenecen las rocas estudiadas, utilizando los diagramas K₂O vs. Si₂O de *Le Maitre (1989)*, AFM (*Irvine y Baragar, 1971*) y A/CNK vs. A/NK (*Maniar y Piccoli, 1989*), y se complementó esta caracterización con los diagramas de variación tipo Harker de los principales óxidos respecto a la sílice.

Adicionalmente, se evaluó si existen en las rocas procesos de metasomatismo potásico que afectaran los valores de los álcalis, utilizándose diagramas de variación Na₂O/K₂O vs. SiO₂; Na₂O/K₂O vs. LOI y K₂O vs. Na₂O.

Por último, para analizar la posibilidad de una génesis común de todas las unidades del complejo volcánico jurásico, se consideraron los contenidos en los Elementos Trazas y Tierras Raras (*REE*) y se los representó en los diagramas de tipo *Spider* normalizados a condrito (*Sun y McDonough, 1989*).

Finalmente, el marco geotectónico en el cual se emplazaron las unidades presentes en el Distrito se evaluó considerando los diagramas discriminadores para rocas intermedias a ácidas de

Gorton y Schandl (2000), los cuales utilizan las relaciones entre los elementos trazas Th/Yb vs. Ta/Yb y Th/Ta vs. Yb, cotejando los resultados de este diagrama con el clásico diagrama de discriminación tectónica de granitos de Pearce *et al.*, (1984).

2.4.4.2. Resultados e Interpretación

A partir del análisis de los resultados obtenidos, se logró una completa caracterización geoquímica y petro-tectónica, tanto de las unidades volcánoclasticas jurásicas pertenecientes al CVBL (Figura 2.5) como así también de las lavas terciarias presentes en el Distrito.

De los siete episodios jurásicos principales, tres de ellos involucran a unidades de rocas volcánicas y subvolcánicas (Ep. I - CA; Ep. VI - CD; y Ep. VI - CR), y tres corresponden a unidades de rocas piroclásticas (Ep. II - ICD_{inf} e ICR_{inf}; Ep. III - IL; y Ep. V - ICD_{sup} e ICR_{sup}). Se caracterizaron en una primera parte a los complejos volcánicos CA, CD y CR, para luego caracterizar a las Ignimbritas de Cristales inferiores y superiores, tanto riolíticas como dacíticas, y finalmente a las Ignimbritas Líticas.

Geoquímica de Elementos Mayoritarios

El Complejo Andesítico ha sido definido utilizando los resultados de cuatro análisis químicos realizados sobre muestras de roca total (Anexo IV). El diagrama TAS permite clasificar esta unidad como de composición andesítica a traqui-andesítica, y teniendo en cuenta este resultado, el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ nos permite restringir su clasificación a una andesita, de naturaleza calcoalcalina de medio a alto potasio y peraluminosa (Figura 2.23).

Con respecto al Complejo Dacítico, ubicado en los sectores intermedios de la secuencia estratigráfica, se tomaron cuatro muestras (Anexo IV) que confirmaron su composición andesítica a dacítica, formando parte de una *suite* sub-alcalina de naturaleza calcoalcalina, de medio a alto potasio, con características metaluminosas (Figura 2.23). Además, se recolectaron tres muestras en un sector donde se observó procesos de tipo *mingling* de estas lavas con otras lavas de características más félsicas, confirmándose que estas últimas corresponden a lavas de composición riodacíticas, perteneciendo a una *suite* muy similar a las lavas del Complejo Andesítico, pero con características peraluminosas (Figura 2.23).

En el Complejo Riolítico se tomaron trece muestras (Anexo IV), tanto de los cuerpos dómicos, como así también en lavas y diques asociados. Se clasificaron mediante los diagrama TAS y Nb/Y vs. Zr/TiO₂ como rocas riolíticas a riodacíticas, pertenecientes a una *suite* sub-alcalina, de naturaleza calcoalcalina y alto potasio, con características peraluminosas (Figura 2.23).

Finalmente, y a pesar de no pertenecer a los episodios principales jurásicos, se analizaron cuatro muestras de las unidades lávicas terciarias (BTc) (Anexo IV), lo cual permitió confirmar su composición basáltica, pertenecientes a una *suite* sub-alcalina, de naturaleza calcoalcalina de medio a bajo potasio y de características metaluminosas (Figura 2.23).

Por otro lado, en las Ignimbritas de Cristales se observó una marcada similitud geoquímicas entre los extremos dacíticos y riolíticos inferiores, y sus equivalentes superiores. Tanto las ignimbritas *ICDinf* como las *ICDsup* fueron caracterizadas a partir de tres muestras cada una (Anexo IV), clasificándose de acuerdo al TAS como rocas dacíticas, ajustándose con el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ en rocas riodacíticas/dacíticas, de medio a alto potasio y de características peraluminosas (Figura 2.24).

En cambio, las ignimbritas *ICRinf* y *ICRsup* fueron caracterizadas a partir de cuatro y veintiuna muestras respectivamente (Anexo IV), clasificándose de acuerdo al TAS como rocas riolíticas, mientras que al plotearlas en el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ se confirmó una composición riodacítica para las *ICRinf*, y una composición riodacítica a riolítica para las *ICRsup*, siendo ambas pertenecientes a una suit sub-alcalina de naturaleza calcoalcalina de alto potasio y características peraluminosas (Figura 2.24).

Durante las tareas de campo, y posterior análisis al microscopio, se pudo observar que las Ignimbritas Líticas se caracterizaban por la presencia de dos tipos de fragmentos pumíceos diferentes, tanto en sus contenidos de cristaloclastos y matriz como en su aspecto (color, grado de alteración y friabilidad, etc.), y con el fin de corroborar que estas diferencias no fuesen únicamente texturales, se separaron y enviaron para su análisis geoquímico tres muestras

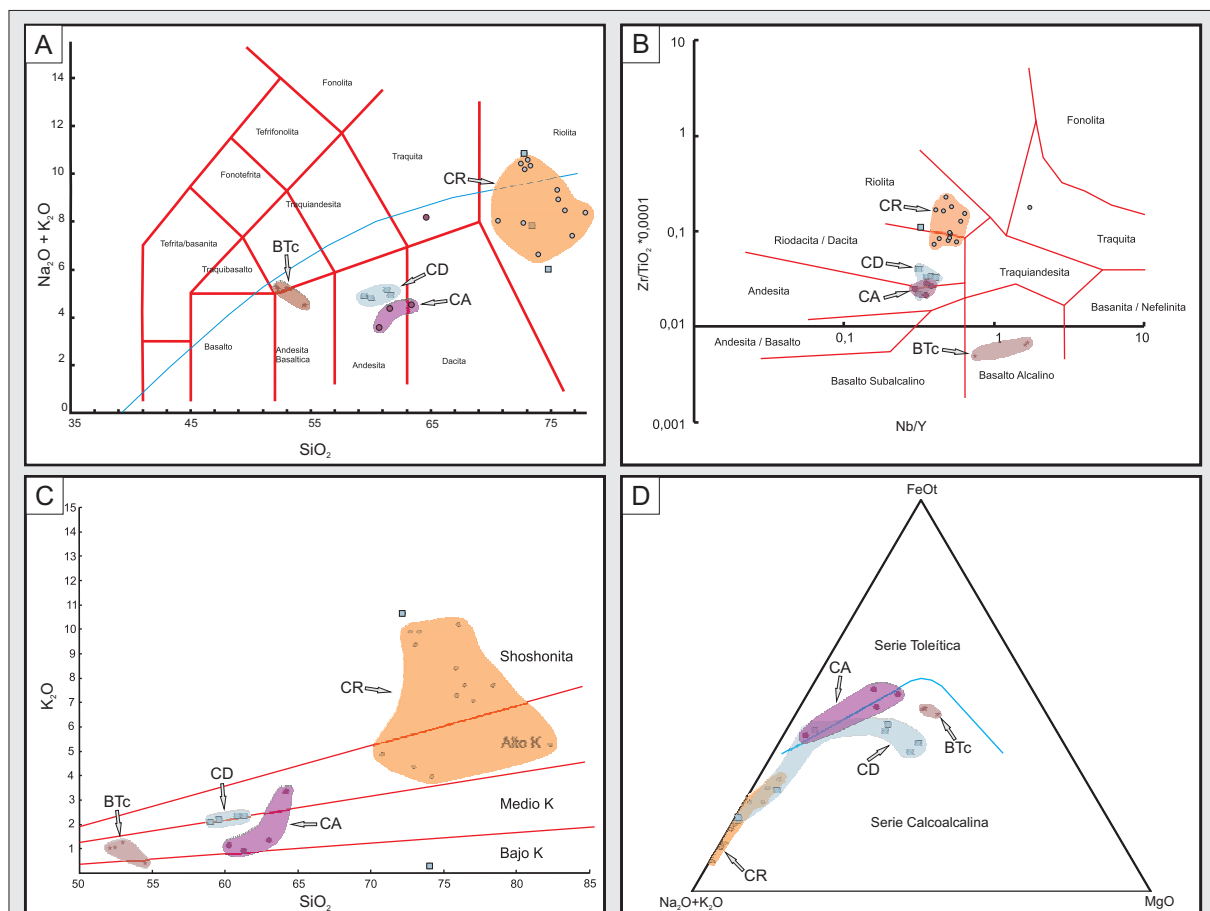


Figura 2.23. Diagramas geoquímicos integrando los datos obtenidos en los Complejos CA, CD y CR y en las lavas básicas terciarias (BTc), presentes en el Distrito. **A)** Diagrama TAS (Le Maitre, 1989); **B)** Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977); **C)** Diagrama K₂O vs. Si₂O de Le Maitre (1989); **D)** Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).

correspondientes a los pómez oscuros y cuatro muestras de los pómez claros, junto con seis muestras de roca total (Anexo IV). Si bien el elevado porcentaje de *L.O.I.* observado en estas muestras hacen que los resultados del diagrama TAS no sean representativos, al complementarlo con los diagramas Nb/Y vs. Zr/TiO₂ y AFM, se puede apreciar que ambos tipos de pómez se agrupan en campos separados (Figura 2.25). Mediante el uso de estos diagramas se reconoce que en las Ignimbritas Líticas se encuentran conviviendo fragmentos pumíceos de composición andesítica/dacítica y riolítica, ambos originados por magmas pertenecientes a una *suite* subalcalina de naturaleza calcoalcalina, de medio a alto potasio y características peraluminosa (Figura 2.25).

De acuerdo a los diagramas de variación tipo Harker, se puede reconocer claramente una disminución de la mayoría de los óxidos a medida que aumenta la SiO₂, salvo en el K₂O que tiene una tendencia inversa al resto (Figura 2.26). Además, tanto en el Na₂O como en el K₂O se observa una mayor dispersión en los datos. Es necesario aclarar que las muestras correspondientes a las ignimbritas IL, en particular en aquellas muestras de fragmentos pumíceos que poseen un *L.O.I.* muy elevado, es donde se observa la mayor dispersión.

Teniendo en cuenta esta particularidad, en los datos de los álcalis se utilizaron los diagramas de

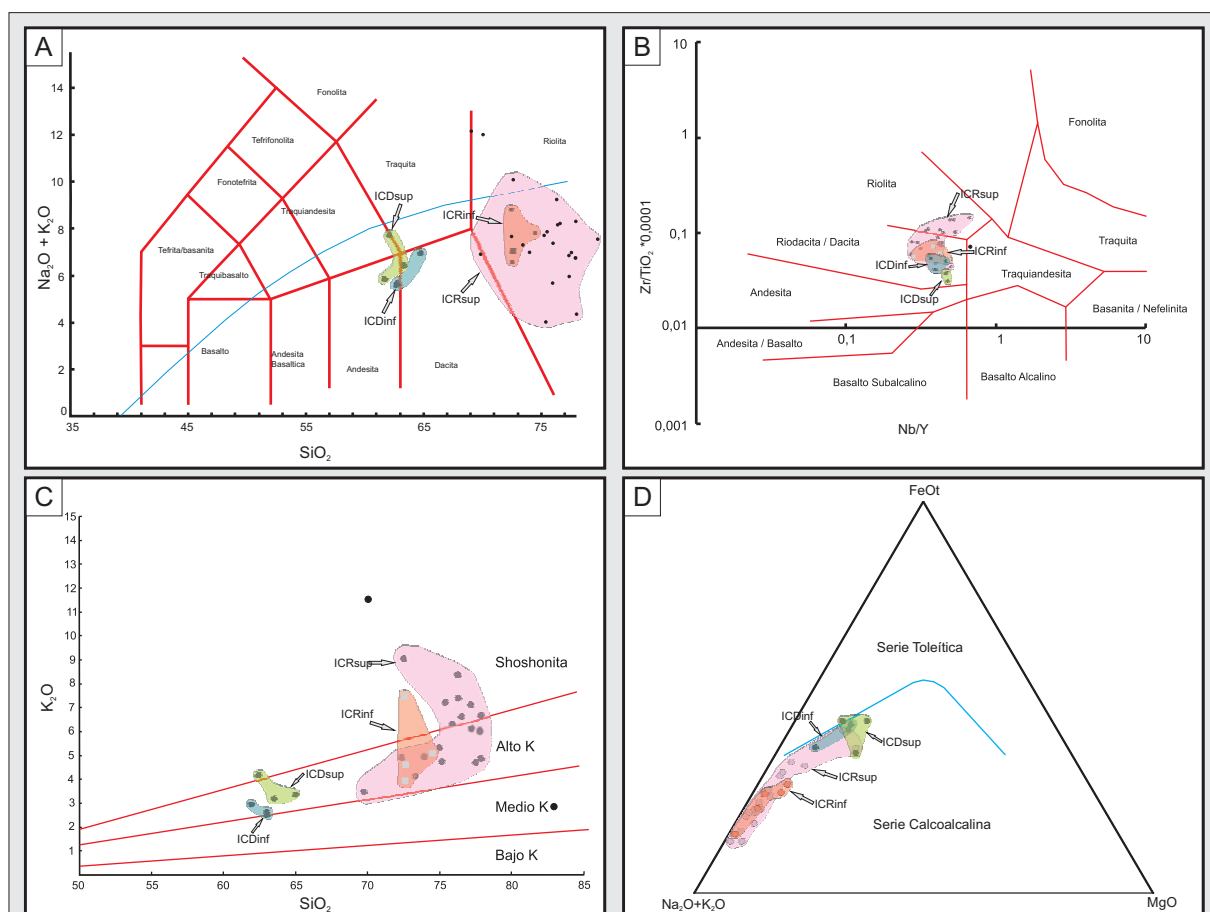
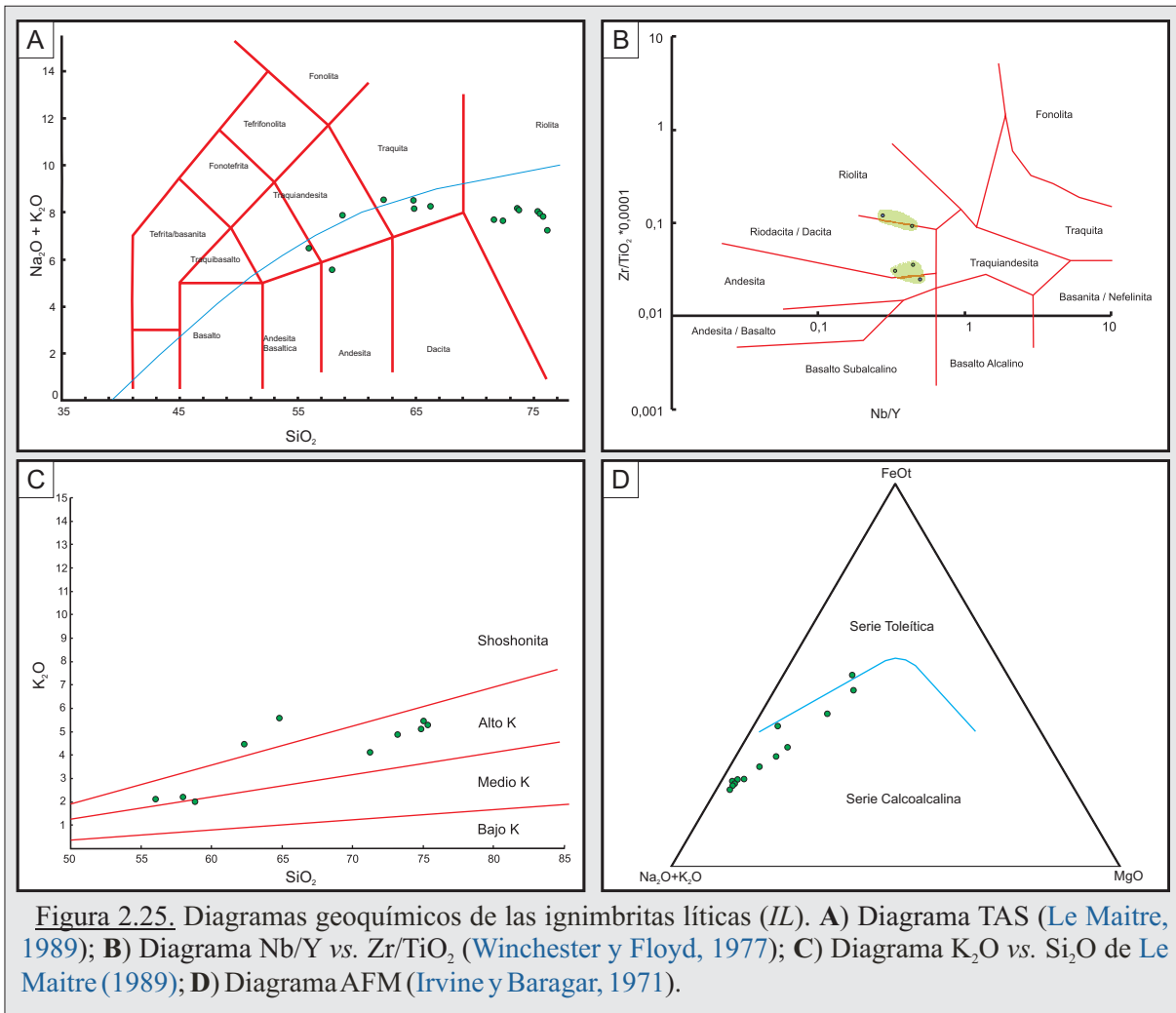
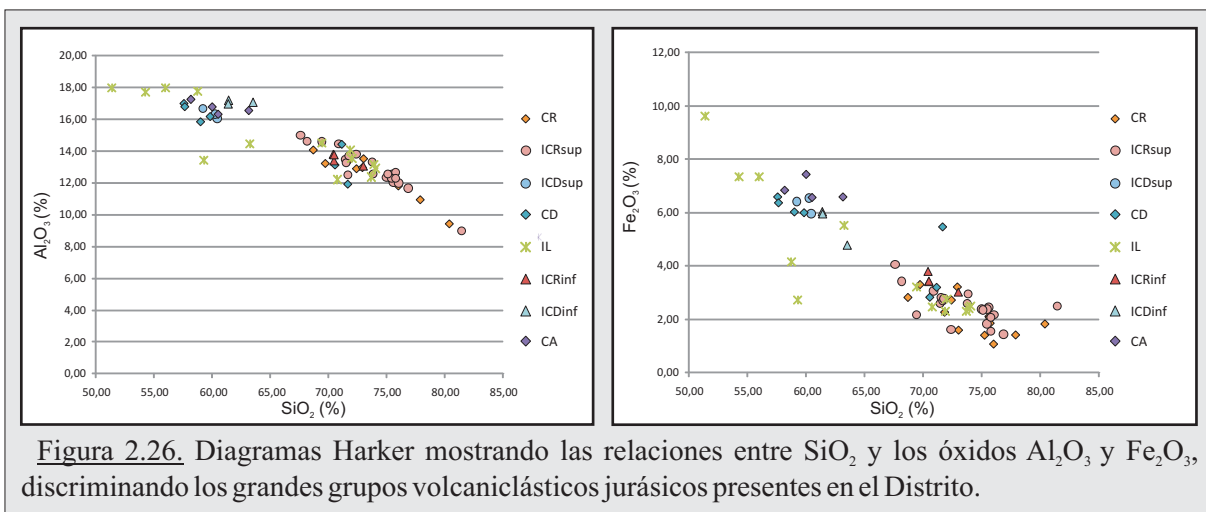


Figura 2.24. Diagramas geoquímicos contrastando las ignimbritas de cristales dacíticos inferiores (*ICDinf*) y superiores (*ICDsup*) con las las ignimbritas de cristales riolíticas inferiores (*ICRinf*) y superiores (*ICRsup*). **A)** Diagrama TAS (*Le Maitre, 1989*); **B)** Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (*Winchester y Floyd, 1977*); **C)** Diagrama K₂O vs. Si₂O de *Le Maitre (1989)*; **D)** Diagrama AFM (*Irvine y Baragar, 1971*).



variación Na_2O/K_2O vs. SiO_2 , Na_2O/K_2O vs. $L.O.I.$, y K_2O vs. Na_2O , con el fin de determinar si tales variaciones responden a los efectos del metasomatismo potásico. Del análisis de estos diagramas se pudo reconocer la existencia de dos poblaciones diferentes, separadas por relaciones K_2O/Na_2O por debajo o por encima de 2,5 (Figura 2.27-A) (Páez et al., 2010b).

En el caso de las relaciones Na_2O/K_2O vs. SiO_2 (Figura 2.27-B). cuando las muestras poseen relaciones menores a 2,5 se observó una baja dispersión de los datos y una buena correlación respecto a la SiO_2 (con valores en el rango 55 a 77% en peso), lo cual es interpretado como una



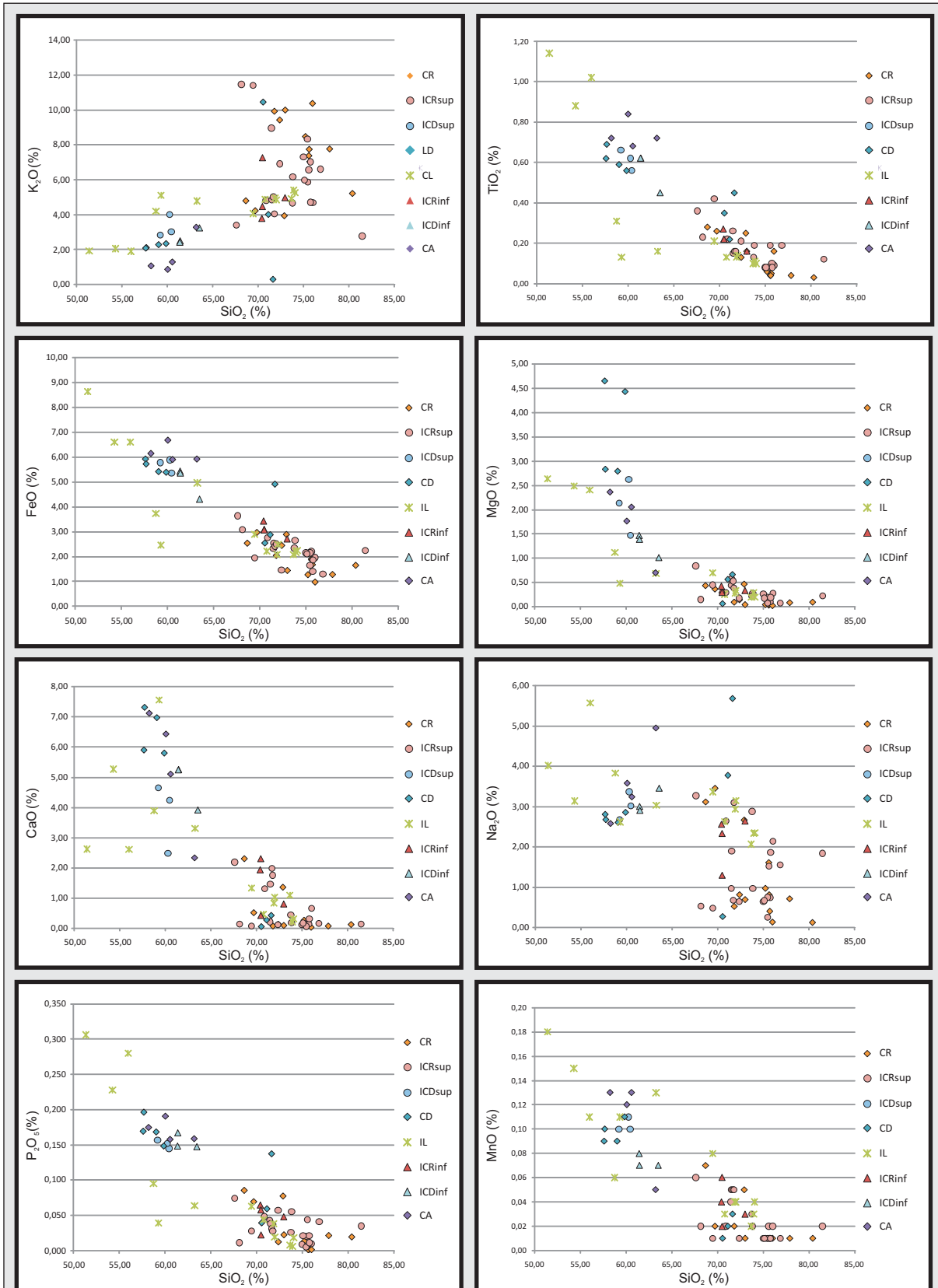


Figura 2.26 (cont.). Diagramas Harker mostrando las relaciones entre SiO₂ y los óxidos FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ y MnO, discriminando los grandes grupos volcanoclásticos jurásicos presentes en el Distrito.

tendencia natural propia de la diferenciación magmática (Páez *et al.*, 2010b); por otro lado, en las muestras con valores superiores a 2,5, se observa una alta dispersión y sin una correlación existentes con la Si₂O (con valores mayormente acotados entre los 70 y 85% en peso), siendo esto indicativo de patrones asociados a procesos de metasomatismo potásico (Páez *et al.*, 2010b).

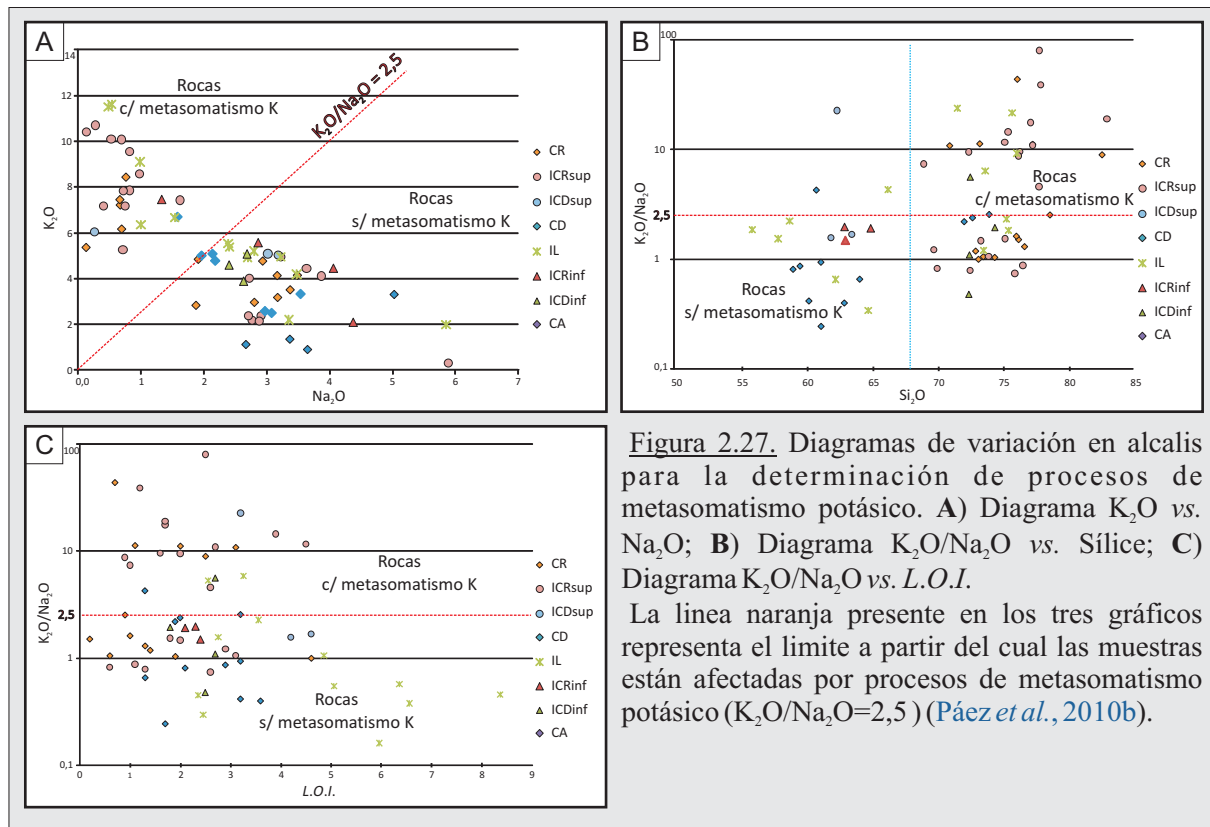
Al considerar las relaciones Na₂O/K₂O vs. *L.O.I.* (Figura 2.27-C), en aquellas muestras con valores por encima de la línea de corte de 2,5 se reconoció una alta dispersión de los valores de los álcalis aun con bajo *L.O.I.*, no reconociéndose correlación alguna, mientras que en aquellas con valores por debajo de 2,5 se observó una menor dispersión una buena correlación negativa que de acuerdo a Páez *et al.* (2010b) se debe a procesos de lixiviación de álcalis asociados a procesos de alteración sin metasomatismo potásico.

Al discriminar en estos tres diagramas las unidades que fueron afectados por los procesos metasomáticos, se determinó que las rocas de las ignimbritas *IL* e *ICRsup*, junto con las del complejo *LR*, sufrieron la modificación de sus valores de álcalis por efecto del metasomatismo potásico siendo a su vez, los extremos más ácidos los más afectados.

Geoquímica de elementos Trazas y Tierras Raras

Se analizaron los valores de los elementos Trazas y Tierras Raras (*R.E.E.*) de todas las unidades jurásicas y se representaron en diagramas tipo *Spider* normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989), observándose una marcada uniformidad en la distribución de las curvas de ambos grupos de elementos.

En los elementos trazas se identificaron anomalías positivas para los elementos Ba, Th y U



mientras que las anomalías negativas fueron identificada en los elementos Ta, Nb y Sr (Figura 2.28). Por otro lado, el diagrama de los *R.E.E.* muestra un enriquecimiento de tierras raras livianas (*L.R.E.E. -light rare-earth elements-*) respecto a las tierras raras pesadas (*H.R.E.E. -heavy rare-earth elements-*) (Figura 2.28).

De acuerdo a los trabajos realizados por [Hawkesworth et al. \(1991, 1993\)](#), [Pearce y Parkinson \(1993\)](#), [Pearce y Peate \(1995\)](#), y [Gorton y Schandl \(2000\)](#), se ha demostrado que la composición química de las rocas de zonas de subducción reflejan la contribución de varios componentes como corteza oceánica, sedimentos, cuñas mantélicas, junto a fluidos y fundidos hidratados de magmas generados por subducción, pudiendo utilizarse la signatura geoquímica distintiva que poseen los elementos Trazas y las Tierras Raras como herramientas para los estudios petrogenéticos, identificando y cuantificando la contribución de estos componentes.

Según este modelo, los altos valores presentes en los elementos “no conservativos” (elementos significativamente afectados por el proceso de subducción como los *L.I.L.E. -large-ion lithophile elements-* y *L.R.E.E.*) y bajos valores de elementos “conservativos” (elementos no afectados por dicho proceso como los *H.F.S.E. -high field-strength elements-* y *H.R.E.E.*) de las rocas del Distrito (Figura 2.28), serían consistentes con una fuente asociada a la participación de fluidos en una cuña mantélica metasomatizada. De acuerdo a estos autores, estas características sugieren un ambiente geodinámico orogénico relacionado a procesos de subducción-deshidratación de la placa y metasomatismo asociado.

Estas interpretaciones respecto al ambiente geotectónico realizadas a partir de los datos de los elementos Trazas y las Tierras Raras fueron corroborados utilizando el diagrama petro-tectónico de [Gorton y Schandl \(2000\)](#) (Figura 2.29-A). Estos autores proponen una nueva y efectiva clasificación para rocas intermedias y ácidas en función de los elementos Th, Yb y Ta, los cuales se mantendrían inmóviles inclusive bajo una situación de metamorfismo, siendo una alternativa a los clásicos diagramas de discriminación tectónicos para rocas graníticas de [Pearce et al. \(1984\)](#). Del ploteo de las unidades volcánicas jurásicas (CVBL) se observó que las mismas corresponden al campo asignado a las rocas provenientes de “márgenes continentales activos”, y las lavas terciarias corresponden a “zonas volcánicas de intraplaca” (Figura 2.29-A), mientras

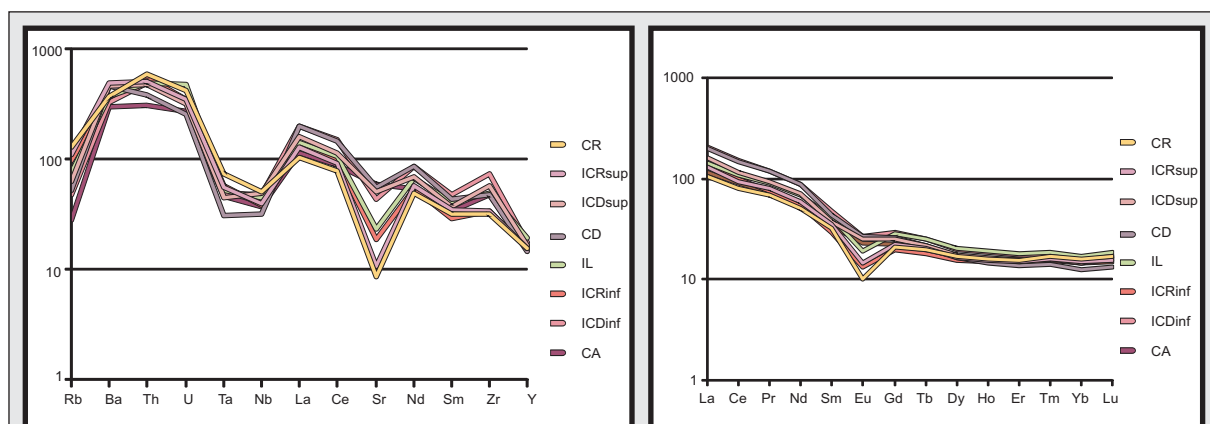


Figura 2.28. Diagramas *Spider* normalizados a Condritos ([Sun y McDonough, 1989](#)) para los elementos trazas (izq.) y Tierras Raras (der.) reflejando las variaciones geoquímicas de estos elementos en los siete episodios jurásicos principales del Distrito.

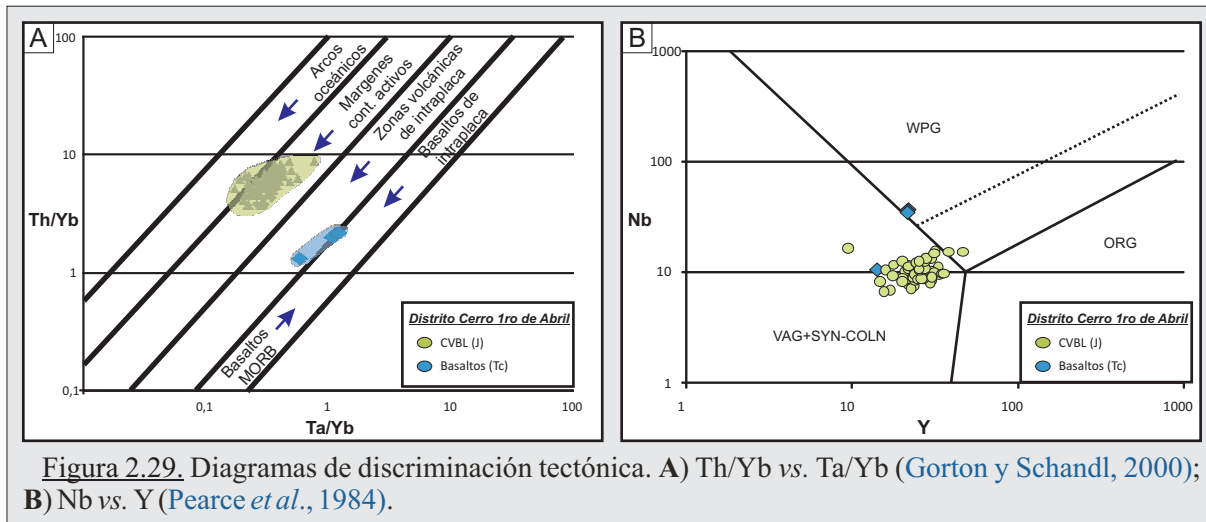


Figura 2.29. Diagramas de discriminación tectónica. A) Th/Yb vs. Ta/Yb (Gorton y Schandl, 2000); B) Nb vs. Y (Pearce *et al.*, 1984).

que en el diagrama de Pearce *et al.* (1984) las rocas jurásicas se agrupan en el campo de los granitos de arco volcánico + sin-colisionales (VAG+SYN-COLG), y los basaltos terciarios con afinidades a zonas de intraplaca (WPG) (Figura 2.29-B).

2.4.5. Geología Estructural

2.4.5.1. Introducción y marco estructural regional del Macizo del Deseado

El Macizo del Deseado ha sido históricamente definida como un área caracterizada por tener un comportamiento estable, positivo y rígido, con escasa deformación tangencial (Harrington, 1962). Siguiendo esta línea de pensamiento, en la década del '80 De Giusto *et al.* (1980) expresaron que las posibilidades de que se formen estructuras deformacionales grandes y perfectamente limitadas eran escasas, debido a la presencia de un subsuelo rígido que no permitió la formación de arqueamientos continuados, el cual además poseía un sistema de fracturas de rumbos NO-SE y NE-SO que se expresaba en la superficie a través de la dirección de los principales cursos de agua.

Por otro lado, a partir de estudios de subsuelo de la región central, varios investigadores proponen que luego de la cratonización del basamento pre-pérmico, la región tuvo una importante subsidencia, resumida en dos grandes ciclos de relleno sedimentario y volcánico-clástico (Homovc y Constantini, 2001; Cortiñas *et al.*, 2005). Estas interpretaciones llevaron a Fracchia y Giacosa (2006) a proponer una nueva denominación de “Región o Comarca del Deseado” para esta provincia geológica.

Más allá de la discusión respecto a su correcta denominación, está claro que la evolución estructural de esta provincia geológica es la consecuencia de una serie de ciclos diastróficos que, con variaciones en su intensidad, lo han afectado a lo largo de todo el Fanerozoico. Lograr explicar el origen y esquema de esfuerzos de los sistemas fracturados del Macizo del Deseado es una tarea compleja. Estos sistemas se han formado en un marco geotectónico con múltiples reactivaciones a lo largo de su evolución. Reimer *et al.* (1996) postularon que el desarrollo

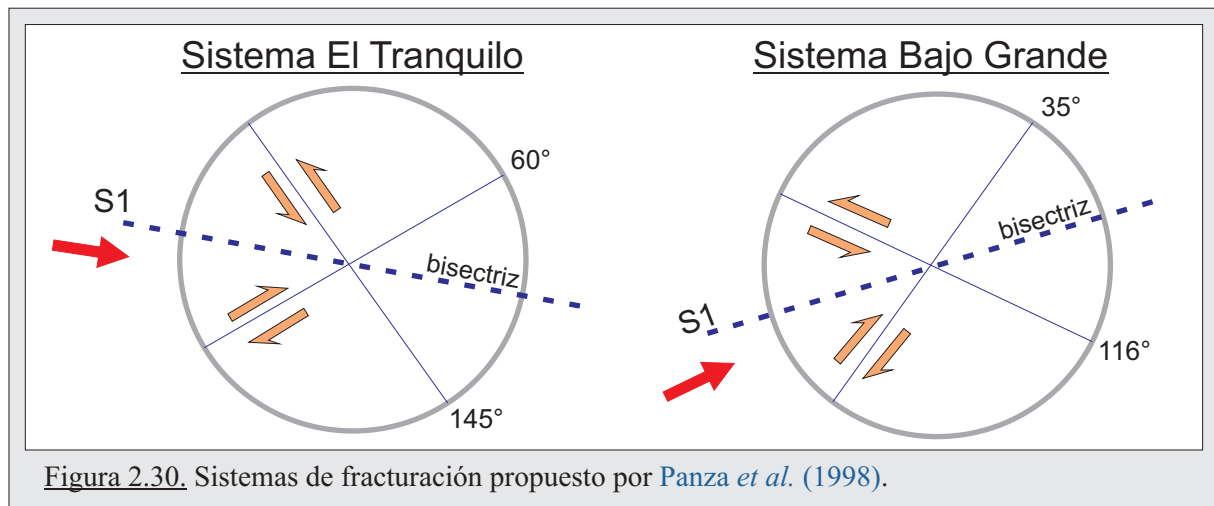


Figura 2.30. Sistemas de fracturación propuesto por Panza *et al.* (1998).

tectónico del Macizo del Deseado durante el Mesozoico y Cenozoico estuvo relacionado con la ruptura del sur de Gondwana y la apertura del Atlántico, produciéndose una deformación de las rocas por la combinación de dos regímenes tectónicos diferentes, uno compresivo al oeste, relacionado a subducción del margen convergente, y otro extensional al este, generado por los estadios de rift temprano.

Por otro lado, Panza *et al.* (1998) analizaron la estructuración de la región; reconociendo y describiendo los efectos de las fases diastróficas, concluyendo que se desarrollaron dos sistemas principales de fracturación:

1) Sistema El Tranquilo: es el primero en aparecer, con una dirección principal de azimut de 145°, que posee un desplazamiento sinistral, y una dirección conjugada de azimut 60° con desplazamiento dextral (Figura 2.30). Este sistema habría comenzado a desarrollarse durante el Triásico superior y actuó hasta el Jurásico medio.

2) Sistema Bajo Grande: posee una dirección principal de azimut 116° y una conjugada en 35° (Figura 2.30). La dirección principal, sobre la base de relaciones geológicas, sugiere un movimiento horizontal sinistral y probablemente dextral para su conjugada, con componentes verticales poco importantes para ambas direcciones. Este sistema se desarrolló durante el Jurásico superior y Cretácico inferior.

Siguiendo este modelo, Echavarría (1997) realiza un estudio de lineamientos a escala regional, en el cual afirma que la dirección predominante de fracturación observada para el Macizo del Deseado es la noroeste-sudeste, y propone además, que las direcciones N30° O (sistema El Tranquilo) y N60° O (sistema Bajo Grande) son los que han transmitido los esfuerzos principales por deformación por cizalla, el primero desarrollado en el sector oeste del Macizo y el segundo hacia el sector central y oriental, con esfuerzos compresivos provenientes del oeste-noroeste y del sudoeste respectivamente. También encuentra que el sistema Bajo Grande afecta sedimentos modernos, lo que indica que es un sistema que se ha reactivado prácticamente hasta la actualidad. Sin embargo advierte sobre la dificultad de reconocer estructuras en el campo y la falta de evidencias para establecer los movimientos relativos a lo largo de la direcciones de reactivación.

Finalmente, Giacosa *et al.* (2008a, 2010) interpretaron que las características estructurales más relevantes para el sector centro-oriental del Macizo son el resultado de tres fases de deformación:

a) la fase del Jurásico caracterizada por extensión oblicua; b) la fase del Cretácico caracterizada por transpresión; y c) la fase compresiva del Neógeno.

La primera de estas fases responde a un fallamiento normal generado como respuesta a la etapa de *rifting* jurásico asociado al comienzo de la fragmentación de Gondwana, dejando una impronta con una fuerte influencia en el posterior desarrollo de la geometría y distribución de las estructuras cretácicas y cenozoicas. Este régimen extensional está caracterizado por una extensión oblicua de orientación NE-SO, siendo las principales estructuras generadas fallas normales dextrales de 1^{er} orden de rumbo ONO y NNE, y fallas normales de 2^{do} orden de orientación NO (Figura 2.31-A). La fase Cretácica (desarrollada con posterioridad al Neocomiano, y antes del comienzo del Aptiano) se instaló con un régimen compresivo SO-NE que afectó a las fallas normales ONO, desarrollando en estas un régimen de transpresión sinistral e invirtiendo las fallas normales de rumbo NO, provocando también la inversión y cambio de polaridad de los bloques (Figura 2.31-B). Coronando estos eventos en el Mioceno, y como producto del régimen compresivo Andino, en la fase neógena se desarrollaron esfuerzos que actuaron principalmente sobre fallas mesozoicas de rumbo N-S produciendo la inversión tectónica de estas fallas (Figura 2.31-C).

2.4.5.2. Metodología utilizada y análisis de los datos estructurales.

Es claro que el principal estilo de deformación desarrollado sobre las secuencias jurásicas del Macizo del Deseado es de tipo frágil, donde el rasgo más sobresaliente es un estilo estructural dominado por bloques rígidos limitados por fallas y en donde los plegamientos son estructuras subordinadas a sectores muy localizados.

El nivel de preservación de estas estructuras es muy pobre, no otorgando la posibilidad de tomar suficientes mediciones estadísticamente confiables en el campo (inclinación, estrías, movimientos relativos, etc.). Por este motivo, y para sumar otra herramienta que nos permita realizar una completa caracterización del Distrito Cerro Primero de Abril, se realizó un análisis de lineamientos estructurales mediante la utilización de imágenes satelitales.

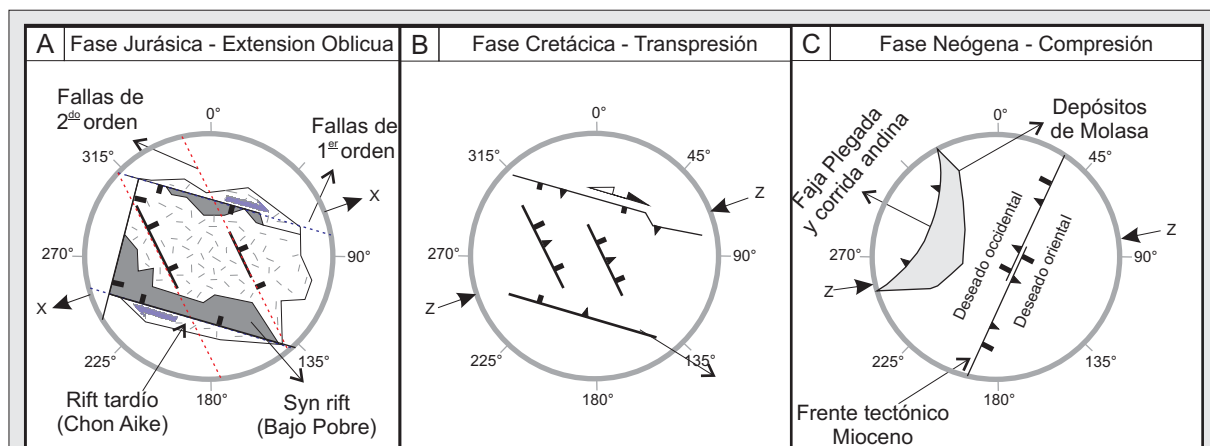


Figura 2.31. Sistema de fracturación propuesto por Giacosa *et al.* (2008) para las fases deformacionales distensivas jurásicas (A), transpresivas cretácicas (B) y compresivas neógenas (C).

En una primera instancia, se compilaron las imágenes satelitales en un Sistema de Información Geográfica (SIG), siendo estas dos imágenes satelitales Aster pre-procesadas, con una resolución espacial de 15 m, y una imagen Landsat TM 5, con combinación de bandas RGB 741 (combinación en la cual resaltan los patrones estructurales), fusionada con la imagen pancromática del satélite Spot (Imagen TM-Spot), que le otorgó una resolución espacial final de 10 m (Figura 2.32-A). Sobre estas imágenes satelitales fueron graficados los lineamientos observados en el campo, a los que se les sumo aquellos rasgos lineales reconocidos en las imágenes (lineamientos y fallas regionales, diques, estructuras mineralizadas, límites de estructuras volcánicas y unidades de flujos, etc.) (Figura 2.32-B).

Se identificaron un total de 2005 datos lineales, calculando para cada uno de ellos el azimut y su longitud (Figura 2.33). Luego, y utilizando las orientaciones y longitudes de cada lineamiento, se los agrupó en intervalos de 10° y se confeccionaron diagramas de rosas, con el objetivo de caracterizar gráficamente las principales direcciones de fallamiento observadas en la región.

Del análisis de los resultados se reconocieron las siguientes direcciones principales:

- 1) Sistema ONO-ESE (Azimut 110° - 120°).
- 2) Sistema NO-SE (Azimut 140°).
- 3) Sistema N-S (Azimut 10° - 20°).
- 4) Sistema E-O (Azimut 90° - 100°).

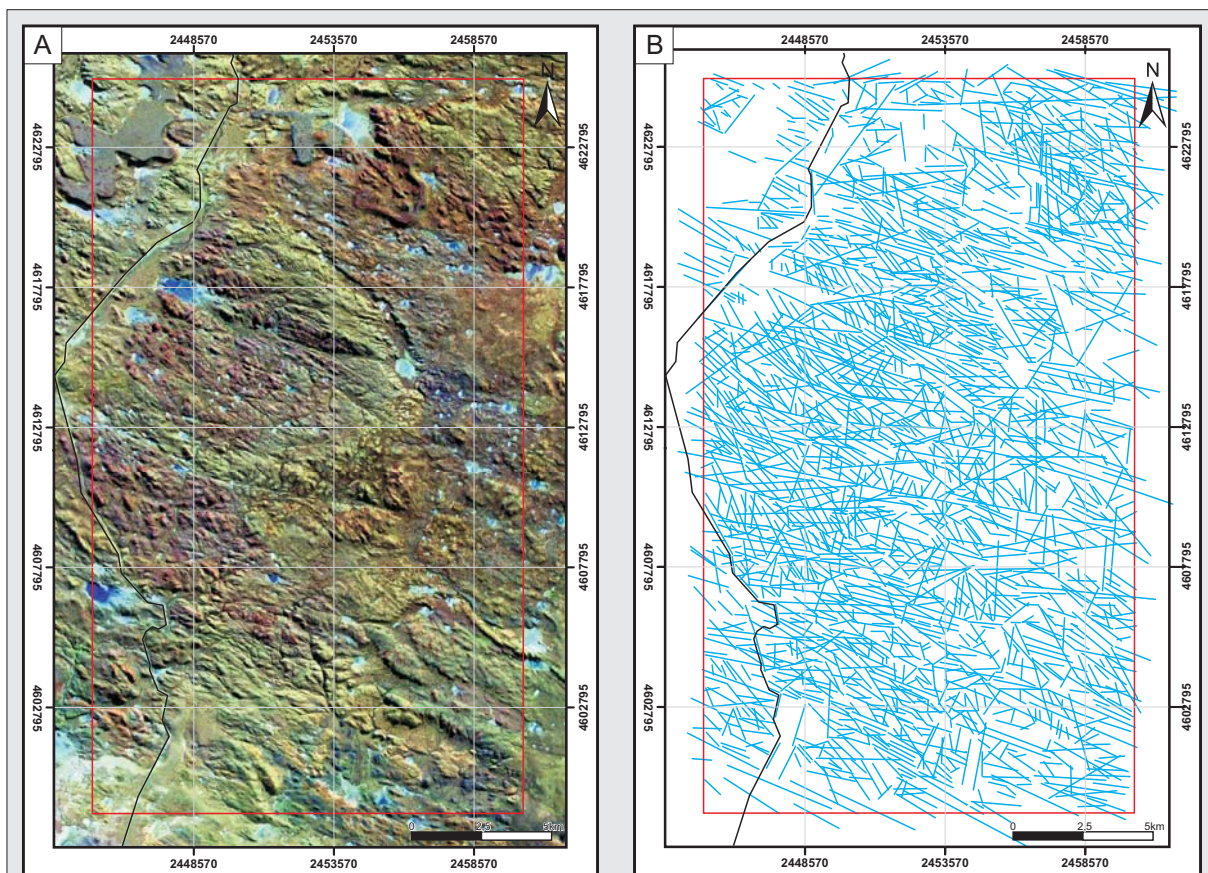


Figura 2.32. A) Imagen Landsat TM-Spot del sector sudoccidental del Macizo, el recuadro en color rojo delimita el área del Distrito Cerro Primero de Abril; B) Mapa de lineamientos generado a partir del análisis de las imágenes satelitales Landsat TM-Spot, Aster y Quickbird.

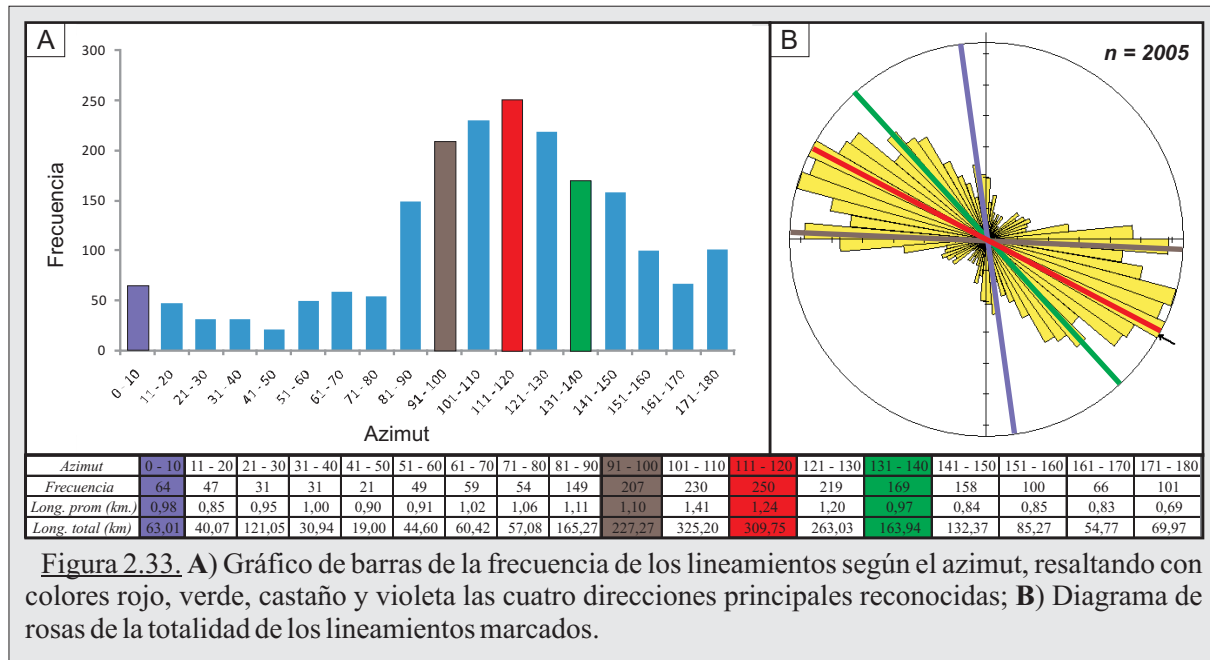


Figura 2.33. A) Gráfico de barras de la frecuencia de los lineamientos según el azimut, resaltando con colores rojo, verde, castaño y violeta las cuatro direcciones principales reconocidas; B) Diagrama de rosas de la totalidad de los lineamientos marcados.

Posteriormente, y para analizar la relación entre el azimut y la longitud de estos lineamientos, se definieron tres poblaciones de datos: la primera de ellas incluyo todos los lineamientos que comprenden longitudes hasta los 1000 metros (n=1257), pudiendo reconocerse las cuatro direcciones principales observadas en el análisis global de los datos (Figura 2.34-A). Luego, se acotaron los datos a una población donde los lineamientos tuvieran extensiones de entre 1000 a 2500 m (n=615) (Figura 2.34-B). En este grafico, se pudo apreciar una reducción en el número de orientaciones predominantes, reconociéndose a los azimut N100° y N120° como los más importantes (ambos oeste-noroeste). Finalmente, se graficaron aquellos lineamientos que poseen longitudes mayores a 2500 m (n=133) (Figura 2.34-C), destacándose como única dirección predominante la correspondiente al azimut N110° (ONO-ESE).

Del análisis de los diagramas de rosas se reconocieron dos direcciones principales de fracturación, estando ubicadas en el intervalo 110°-120°, y 140°. Estos sistemas coinciden, en general, con los referidos por Giacosa et al. (2010) para las direcciones principales de fallamiento jurásico (ONO-ESE y NO-SE respectivamente).

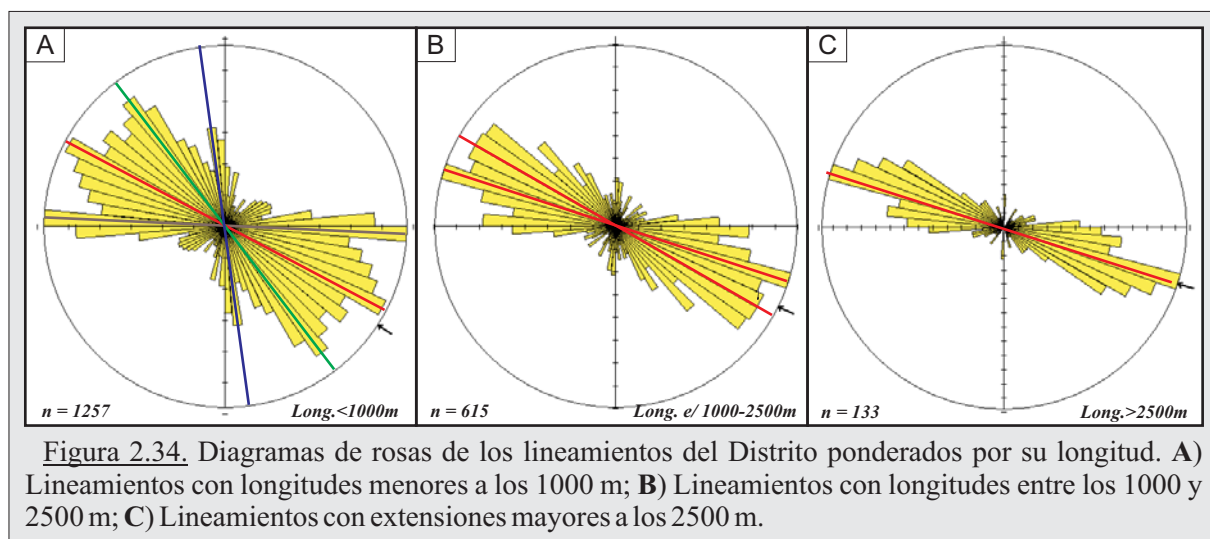


Figura 2.34. Diagramas de rosas de los lineamientos del Distrito ponderados por su longitud. A) Lineamientos con longitudes menores a los 1000 m; B) Lineamientos con longitudes entre los 1000 y 2500 m; C) Lineamientos con extensiones mayores a los 2500 m.

Adicionalmente, se reconocieron dos direcciones menos importantes pero igualmente con una fuerte presencia en el Distrito, con rumbos E-O y N-S a NNO-SSE, los cuales responderían a los sistemas estructurales reactivados en el Neógeno. Este sistema coincide con el sistema Río Pinturas, reconocido para la zona homónima por [De Barrio \(1993\)](#), quien le asignó una génesis a partir de un sistema de esfuerzos provenientes del oeste durante el ciclo Ándico, con una dirección principal de rumbo N10°E y una dirección conjugada de rumbo N80°O, probablemente de origen tensional. No obstante, no se debe descartar una edad jurásica para este sistema E-O, ya que coincide con las apreciaciones realizadas por [Uliana et al. \(1989\)](#), [Figueiredo et al. \(1996\)](#) y [Homovc et al. \(1996\)](#), quienes señalan que hacia el Jurásico medio a alto se producen *grabens* con orientación E-O.

El resultado del análisis de la extensión de los lineamientos en el Distrito permite ver que, a pesar de las variaciones en las direcciones predominantes de los lineamientos cuando se los pondera por su longitud, la dirección de fracturación dominante es la noroeste (en el intervalo de azimut 100°-130°) acentuándose en los lineamientos de mayor extensión (Figura 2.34-C). Este azimut dominante coincide con los referidos por [Giacosa et al. \(2010\)](#) como la dirección principal de esfuerzos distensivos jurásicos para esta provincia.

Finalmente, otra importante observación estructural a gran escala realizada en los trabajos de campo, es la presencia de un rasgo morfo-estructural sub-circular de unos 12 km de diámetro, localizado en el sector central de Distrito, y que se encuentra limitado en su borde norte y sur por dos grandes lineamientos regionales de rumbo N120° (Figura 2.35). Este rasgo no solo es reconocido en las imágenes satelitales sino que además, se destaca en el campo ya que desarrolla una topografía que resalta por el profundo valle generado en la traza del mismo rasgo, siendo

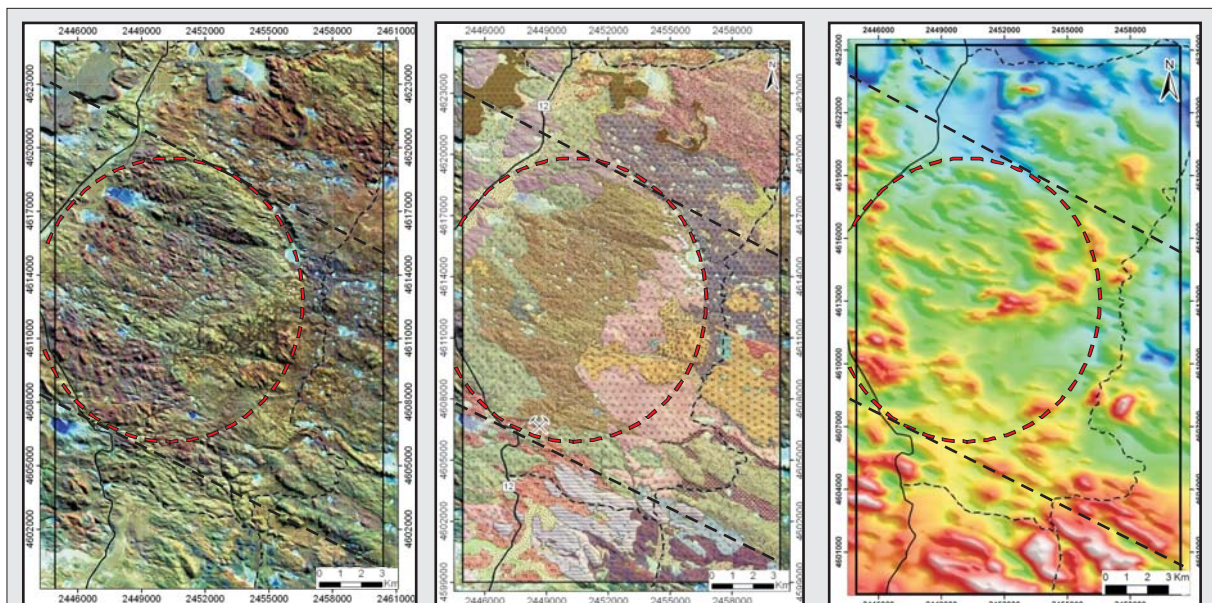


Figura 2.35. Ubicación del rasgo morfoestructural subcircular de 12 km de diámetro limitado por dos lineamientos mayores de rumbo ONO-ESE. Este rasgo no solo es reconocido en la imagen satelital *Landsat TM* (izq.) sino también en el campo por el desarrollo de un profundo valle topográfico y por el neto contacto litológico existente entre las ignimbritas líticas y las lavas de complejo dacítico (centro), , siendo posible además, identificarlo en la imagen magnetométrica distrital (der.).

coincidente también, en su ubicación espacial, con un marcado límite lito-estratigráfico existente entre las Ignimbritas Líticas y el Complejo Dacítico, incluso posible de identificar en las imágenes geofísicas distritales. (Figura 2.35).

2.4.6. Geocronología

2.4.6.1. Introducción

El Macizo del Deseado, a pesar de ser una extensa provincia con un voluminoso magmatismo, posee relativamente pocas determinaciones geocronológicas que, no obstante, marcan claramente una edad Jurásica inferior a superior para este magmatismo, abarcando el lapso que va desde los 178,5 ma (Toarciano) a los 145 ma (Titoniano) (IUGS, 2010) (Tabla 2.4).

En particular, en el sector sudoccidental del Macizo los trabajos de Echeveste (2005a) y Wallier (2009), a partir de análisis por U-Pb (SHRIMP) y Ar-Ar, acotan la actividad magmática del CBVL entre los 166 ma a los 155 ma, es decir, al Jurásico medio a superior (Batoniano-Oxfordiano) (IUGS, 2010). De acuerdo a estos investigadores, toda esta actividad se generó en un periodo relativamente corto de tiempo, no mayor a los 10 ma.

Con el objetivo de ajustar temporalmente a las unidades del CVBL presente en el Distrito, se realizaron tres dataciones radimétricas abarcando unidades ubicadas en la base, en el tramo medio y en el techo de la secuencia stratigráfica jurásica, seleccionándose ignimbritas de la unidad Toba de cristales-TC (ICRinf), y lavas de los Complejos CD y CR respectivamente.

La metodología aplicada para la determinación de la edad fue $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step Heating, siendo seleccionadas como descriptores a las sanidinas presente en estas muestras (Figura 2.36). Los análisis se realizaron en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN). En el Anexo V se realizó una completa descripción detallada de la metodología aplicada y los pasos seguidos en los ensayos, junto con los informes del laboratorio con los resultados obtenidos en las tres muestras.

2.4.6.2. Resultados e interpretación

El resultado de la datación en la Toba de cristales (muestra n°6627), perteneciente a uno de los primeros episodios principales jurásicos (Ep. II), arrojó una edad *plateau* de $157,6 \pm 1,0$ ma, con un error de 0,63% (Figura 2.36-A).

Por otro lado, el análisis de la lava del CD (muestra n°6752), correspondiente a uno de los episodios intermedios (Ep. IV), dió una edad *plateau* de $156,9 \pm 0,7$ ma, con un error de 0,45% (Figura 2.36-B).

Por último, en el análisis en las lavas del CR (muestra n°6769), las cuales pertenecen a uno de los episodios finales (Ep. VI), se obtuvo una edad *plateau* de $156,3 \pm 0,7$ ma (Figura 2.36-C).

Del análisis de los espectros de las tres muestras, los cuales no presentan patrones disturbados,

Tabla 2.4. Resumen de las edades isotópicas en el Macizo del Deseado				
Ubicación	Material analizado	Metodo	Edad (ma)	Referencias
Roca Blanca	Ignimbrita	K-Ar	160 ± 7	Cazeneuve, 1965
Bahía Camarones	=====	K-Ar	166 ± 5	Creer <i>et al.</i> , 1972
Arroyo Page	Ignimbrita riolítica	K-Ar	155 ± 15	Baker <i>et al.</i> , 1981
Bajo de San Julián	Toba litificada	K-Ar	160 ± 10	Spalletti <i>et al.</i> , 1982
	Toba litificada	K-Ar	157 ± 10	
	Riolita	K-Ar	138 ± 10	
	Riolita	K-Ar	149 ± 10	
	Toba litificada	K-Ar	161 ± 10	
	Toba litificada	K-Ar	123 ± 10	
Ea. Bajo Grande	Ignimbrita	K-Ar	157 ± 5	Hechen y Homovc, 1988
	Ignimbrita	K-Ar	153 ± 5	
Río Pinturas	Ignimbrita	Rb-Sr	161 ± 5	de Barrio, 1993
Puerto Deseado	Ignimbrita	Rb-Sr	168 ± 1,9	Pankhurst <i>et al.</i> , 1993b
Río Pinturas	Sanidina en ignimbrita	Ar-Ar	151,5 ± 1,0	
Puerto Deseado	Sanidina en ignimbrita	Ar-Ar	177,6 ± 1,4	
Bajo Pobre	=====	Ar-Ar	156,7 ± 4,6	Alric <i>et al.</i> , 1996
Ea. La Josefina	Biotita en ignimbrita	K-Ar	153,2 ± 3,6	Arribas <i>et al.</i> , 1996
	Biotita en ignimbrita	K-Ar	151,5 ± 3,6	
	Biotita en ignimbrita	K-Ar	149,6 ± 3,5	
	Biotita en lava	K-Ar	148,8 ± 3,6	
Ea. La Josefina	Ignimbrita	Rb-Sr	150 ± 4	Fernández <i>et al.</i> , 1999
M. del Deseado Central	Ignimbrita	Rb-Sr	148 ± 2	Tessone <i>et al.</i> , 1999
M. del Deseado Norte	Sanidina	Ar-Ar	168,6 ± 0,4	Feraud <i>et al.</i> , 1999
M. del Deseado Noroeste	Sanidina	Ar-Ar	153,4 ± 0,3	
Puerto Deseado	Sanidina	Ar-Ar	177,7 ± 0,4	
	Sanidina	Ar-Ar	177,8 ± 0,4	
M. del Deseado Noroeste	Sanidina	Ar-Ar	154,6 ± 0,5	
	Sanidina	Ar-Ar	151,5 ± 0,5	
M. del Deseado Sur	Sanidina	Ar-Ar	158,4 ± 0,3	
	Sanidina	Ar-Ar	157,9 ± 0,5	
M. del Deseado Norte	Andesita basáltica	Ar-Ar	164,1 ± 0,3	
	Andesita basáltica	Ar-Ar	160,5 ± 0,5	
M. del Deseado Norte	Plagioclasa (andesita)	Ar-Ar	152,7 ± 1,2	
	Plagioclasa (andesita)	Ar-Ar	152,8 ± 2,6	
San Julian	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	162,7 ± 1,1	Pankhurst <i>et al.</i> , 2000
Río Pinturas	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	156,2 ± 1,8	
Puerto Deseado	Feldespatos	Ar-Ar	169,1 ± 1,6	
Río Pinturas	Feldespatos	Ar-Ar	156,4 ± 2,4	
Cabo Dañoso	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	168,4 ± 1,6	
	Feldespatos	Ar-Ar	177,8 ± 0,8	
Bajo Pobre	Biotita	Ar-Ar	150,6 ± 2,0	
Manantial Espejo	Zircon cores (SHRIMP)	U-Pb	166 ± 0,5	
	Zircon rims (SHRIMP)	U-Pb	158,9 ± 0,5	
	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	162 ± 1,1	Wallier, 2009
	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	161,3 ± 1,1	
	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	162,6 ± 1,2	
	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	160 ± 1,2	
	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	161,1 ± 1,0	
	Zircon (SHRIMP)	U-Pb	156,7 ± 1,5	
Área El Tranquilo (Cerro León)	Hornblenda	Ar-Ar	157,7 ± 1,0	Jovic, 2011
	Plagioclasa (diorita)	Ar-Ar	164,3 ± 4,7	
	Plagioclasa (porfiro and.)	Ar-Ar	168,3 ± 10,8	
	Diorita	Sm/Nd	194 ± 21	
	Diorita	K-Ar	175,9 ± 7,7	
	Basalto	Ar-Ar	167,2 ± 1,9	
	Andesita	Ar-Ar	168,6 ± 4,3	

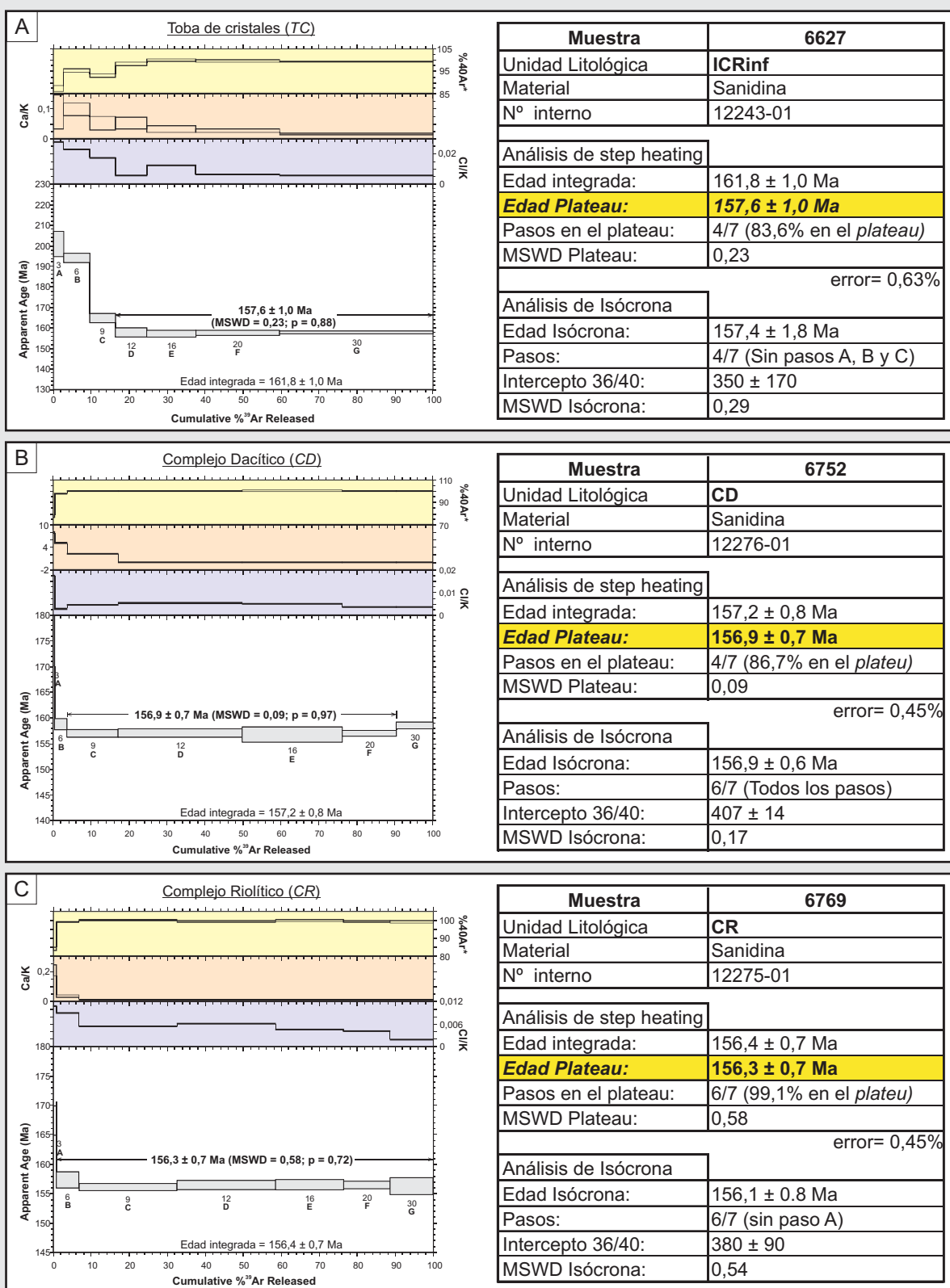


Figura 2.36. Diagramas incrementales ⁴⁰Ar-³⁹Ar y tabla resumen con los resultados obtenidos en las muestras analizadas de la secuencia volcanoclástica jurásica.

A) Toba de cristales (ICRinf - muestra nº6627).

B) CD (muestra nº6752).

C) CR (muestra nº6769).

Los espectros de las tres muestras no presentan patrones disturbados y poseen bajos valores de errores obtenidos, lo que está reflejando que no hay evidencias de aperturas del sistema ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

sumado a los bajos valores de errores obtenidos (Figura 2.36), se interpreta que no hay evidencias que reflejen aperturas del sistema $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, otorgándole una alta confiabilidad a los análisis isotópicos.

Las edades obtenidas permiten ubicar temporalmente a las unidades del CVBL entre los $157,6 \pm 1,0$ ma y $156,3 \pm 0,7$ ma, es decir, y considerando el rango del error, en un periodo no mayor a los 3 ma, lo cual permite acotar al evento volcánico en el Distrito al Jurásico superior, específicamente al piso Oxfordiano (IUGS, 2010).

CAPÍTULO III

METALOGÉNESIS

***“LA METALOGÉNESIS DEL DISTRITO CERRO PRIMERO DE ABRIL:
CARACTERIZACION DE LOS DEPÓSITOS HIDROTERMALES WENDY, MARTHA,
ARGENTA Y MALBEC”***

3. METALOGÉNESIS

3.1. Introducción

Una de las particularidades más relevantes del Macizo del Deseado, además de su intenso vulcanismo jurásico, es la presencia de numerosos depósitos hidrotermales vetiformes del tipo epitermal de baja sulfuración (Hedenquist, 1987). Este tipo de depósito se caracteriza por alojar mineralizaciones principalmente de Au-Ag (en ocasiones de muy alta ley), que se forman en sistemas hidrotermales superficiales relacionados a magmas que se emplazan en sectores poco profundos de la corteza (hasta 6 km de profundidad), asociados generalmente a rocas volcánicas subaéreas, en donde los minerales son precipitados a partir de soluciones acuosas con temperaturas generalmente inferiores a los 300°C, que circulan a profundidades no mayores a los 1,5 km por debajo de la superficie (Hedenquist, 1987; Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005).

En el Distrito Cerro Primero de Abril se observó que los depósitos volcanoclásticos jurásicos relacionados con la caldera se encuentran asociados espacial, temporal y genéticamente a una importante actividad hidrotermal que ha generado cuatro sistemas mineralizados o *trends* de rumbo NO-SE, típicamente vetiformes y que están localizados al sur (Wendy), en el sector central (Martha y Argenta) y en el sector norte (Malbec) (Anexo I).

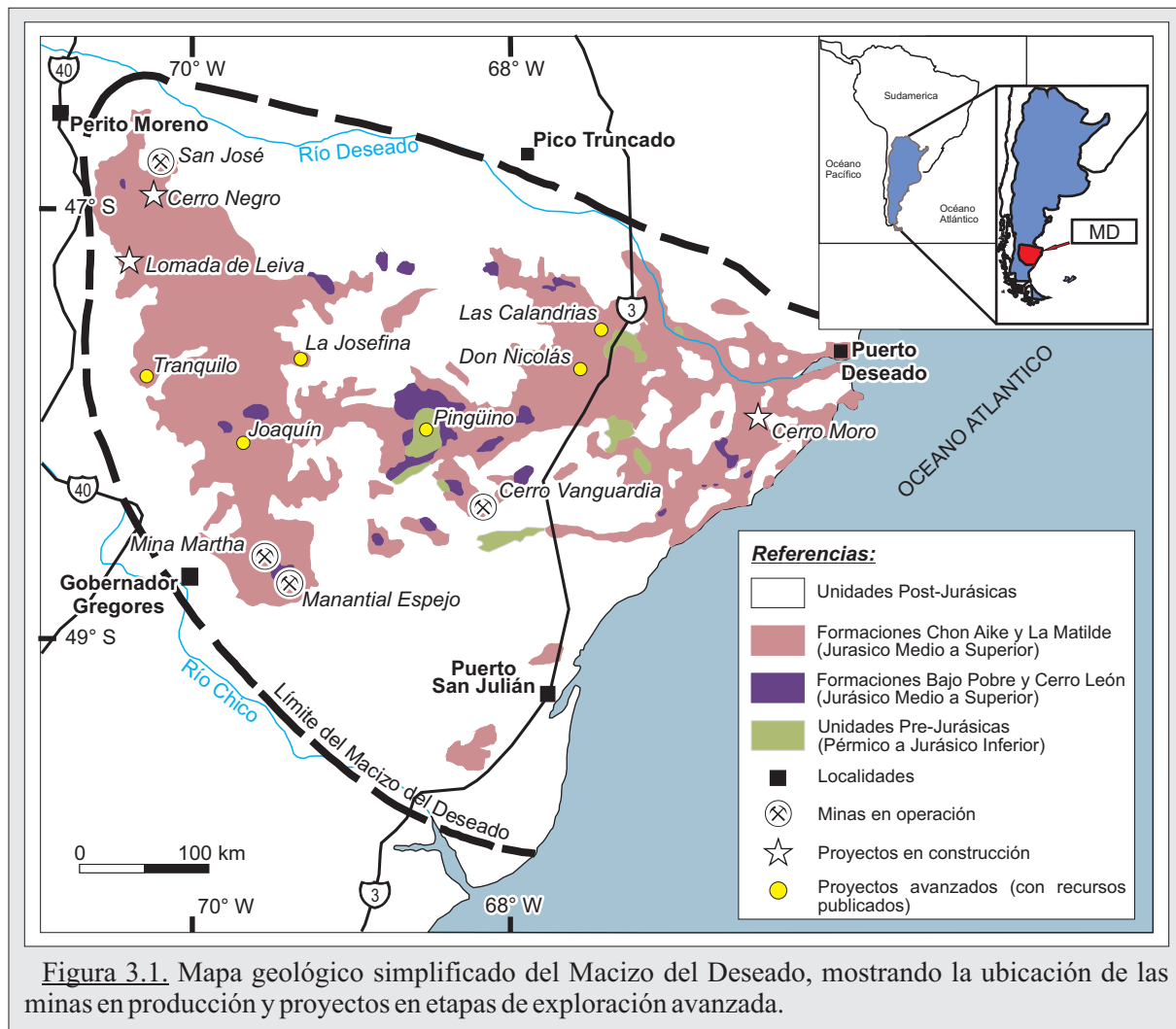
En este capítulo se volcarán los resultados obtenidos en los trabajos realizados sobre cada una de las mineralizaciones regionales, definiendo las características particulares de las vetas que la conforman, su esquema estructural y la mineralogía presente, determinando los esquemas de pulsos mineralizantes para cada depósito.

El objetivo buscado en este capítulo es, a partir de análisis detallados de petrografía, calcografía, inclusiones fluidas, isótopos estables e inestables, comprender el origen, naturaleza y evolución de los fluidos hidrotermales que actuaron en la generación de cada sistema mineralizado, definiendo las vinculaciones existentes entre cada uno de ellos.

3.2. Provincia Auro-argentífera Deseado (PAD)

En el Macizo del Deseado se encuentran hospedados más de 30 depósitos hidrotermales con relevancia económica, tanto por su tamaño como por su volumen de reservas minerales. Con el descubrimiento de las vetas de cuarzo con oro en el área del Cerro Vanguardia (Genini, 1984 y 1990), se generó una intensa y prolífera actividad prospectiva que ha dado como resultado el descubrimiento de varios distritos vetiformes con presencia de metales preciosos, convirtiendo a esta provincia en una importante productora de oro y plata, actualmente con cuatro minas activas (Cerro Vanguardia, Martha, San José y Manantial Espejo) y una gran cantidad de proyectos mineros en distinto grado de desarrollo (Figura 3.1).

El extenso vulcanismo jurásico descrito en el capítulo precedente se encuentra espacial,



temporal y genéticamente vinculado con una importante actividad hidrotermal que ha generado numerosos depósitos epitermales de oro y plata de fuerte impacto económico, lo que llevó a Schalamuk *et al.* (1999) a definir una nueva entidad metalogenética conocida como **Provincia Auro-argentífera Deseado (PAD)**. De acuerdo a estos autores, las principales ocurrencias hidrotermales en la PAD corresponden a los modelos epitermales de baja sulfuración, asociados en general a las rocas volcánicas del Complejo Bahía Laura, y en menor medida con las sedimentitas pérmicas y los intrusivos de la Fm. La Leona.

La presencia de estas importantes manifestaciones epitermales de oro y plata motivaron numerosos estudios de detalle, los cuales confirmaron la predominancia de estos tipos de depósitos epitermales, sumando además depósitos con características de sulfuración intermedia y también yacimientos de tipo polimetálico (Schalamuk *et al.* 1995; 1997, 1999, 2002 y 2005; Echavarría, 1997; Guido, 2002; Echeveste, 2005a; Moreira, 2005; López, 2006; Gutierrez, 2006; Mykietiuik, 2006; Wallier, 2009; Jovic, 2009; Páez, 2012).

A partir de estos trabajos se reconoce que los depósitos hidrotermales presentes en el Macizo del Deseado presentan en su mayoría estructuras con morfologías vetiformes, desarrollando vetillas, *stockworks* y brechas hidrotermales de cuarzo y calcedonia con un importante control estructural de rumbo predominante NO y en menor medida NE y E-O. Poseen una mineralogía

compleja conformada por minerales metalíferos representados por pirita, oro nativo, electrum, argentita, plata nativa, sulfosales de plata, hematita, esfalerita, galena y calcopirita, mientras los minerales de ganga mayormente pertenecen al grupo de la sílice (principalmente cuarzo, y en menor medida calcedonia y ópalo) con texturas macizas, brechosas, bandeados crustiformes, coliformes, cocardas y en peine, con menores cantidades de calcita, adularia, baritina, fluorita y zeolitas. En general, poseen una alteración hidrotermal restringida a las proximidades de las vetas y está representada por silicificación, argilización, sericitización y propilitización en menor medida.

La signatura geoquímica de estos yacimientos está caracterizada por elevados valores de metales preciosos (con relaciones Ag:Au de 9:1.) y ocasionales contenidos anómalos de As, Sb, Hg, Mo, Pb, Zn, Mn y Cu (Schalamuk *et al.*, 2002; Ruiz y Guido, 2006; Jovic, 2009; Páez, 2012).

En general, estos fluidos están caracterizados por soluciones H₂O-NaCl neutrales a algo alcalinas con salinidades correspondientes a soluciones diluidas o débilmente salinas. El rango de temperaturas de homogenización del cuarzo y la adularia va desde <100° C a 320° C y los valores $\delta^{18}\text{O}$ en cuarzo varía entre -6,4 y +5‰ lo que sugiere una importante participación de aguas meteóricas en las soluciones hidrotermales, mientras que los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ fluctúan entre los -6,4 y +5‰ indicando una fuente magmática para el azufre. (Schalamuk *et al.*, 1999, 2002, y 2005; Fernández *et al.*, 2008; Jovic, 2009; Páez, 2012).

Además, esta provincia posee un buen registro de depósitos de ambientes de *hot spring* jurásicos, con un excepcional estado de preservación en alguno de ellos. Estos depósitos comprenden un conjunto de rocas de composición silíceas (sinter) o carbonáticas (travertinos) que se forman por precipitación a partir de fluidos hidrotermales que llegan a la superficie, estando vinculados al extenso volcanismo jurásico y a las numerosas mineralizaciones epitermales presentes en el Macizo (Guido y Campbell, 2009 y 2011; Guido *et al.*, 2010).

Dentro del marco estructural del Macizo se puede reconocer dos grandes grupos de mineralizaciones en función de su orientación y cinemática. El primer grupo de mineralizaciones se encuentra asociado al sistema de fallas para el rift Jurásico propuesto por Giacosa *et al.* (2008a) para el sector oriental del Macizo, presentando una dirección principal con cinemática dextral-normal y una orientación general ONO a NO, que estaría incluyendo a los sistemas de vetas de la Mina Cerro Vanguardia (Giacosa *et al.*, 2008b) y Mina Manantial Espejo (Echeveste, 2005a). La dirección secundaria de este sistema tiene una orientación NNE, una cinemática sinistral-normal, y está representado por las mineralizaciones observadas en el Proyecto La Josefina (Moreira *et al.*, 2008). Este conjunto de mineralizaciones posee una edad que varía entre 156 y 152 Ma con una moda alrededor de los 154 ma (Moreira *et al.*, 2009; Wallier, 2009).

El segundo grupo de mineralizaciones presenta una cinemática sinistral y una orientación general NO a ONO, siendo reconocida en las vetas de la Mina San José (Gutierrez, 2006), Veta Eureka (Lopez, 2006) y Mina Martha (Páez, 2012). De acuerdo a estos autores, estas estructuras podrían estar alojándose en fracturas producto de reactivaciones de fallas antiguas presentes en el basamento de las vulcanitas jurásicas, ya que estas mineralizaciones poseen edades de entre 165 y

151 ma, marcando una superposición temporal con el primer grupo de mineralizaciones.

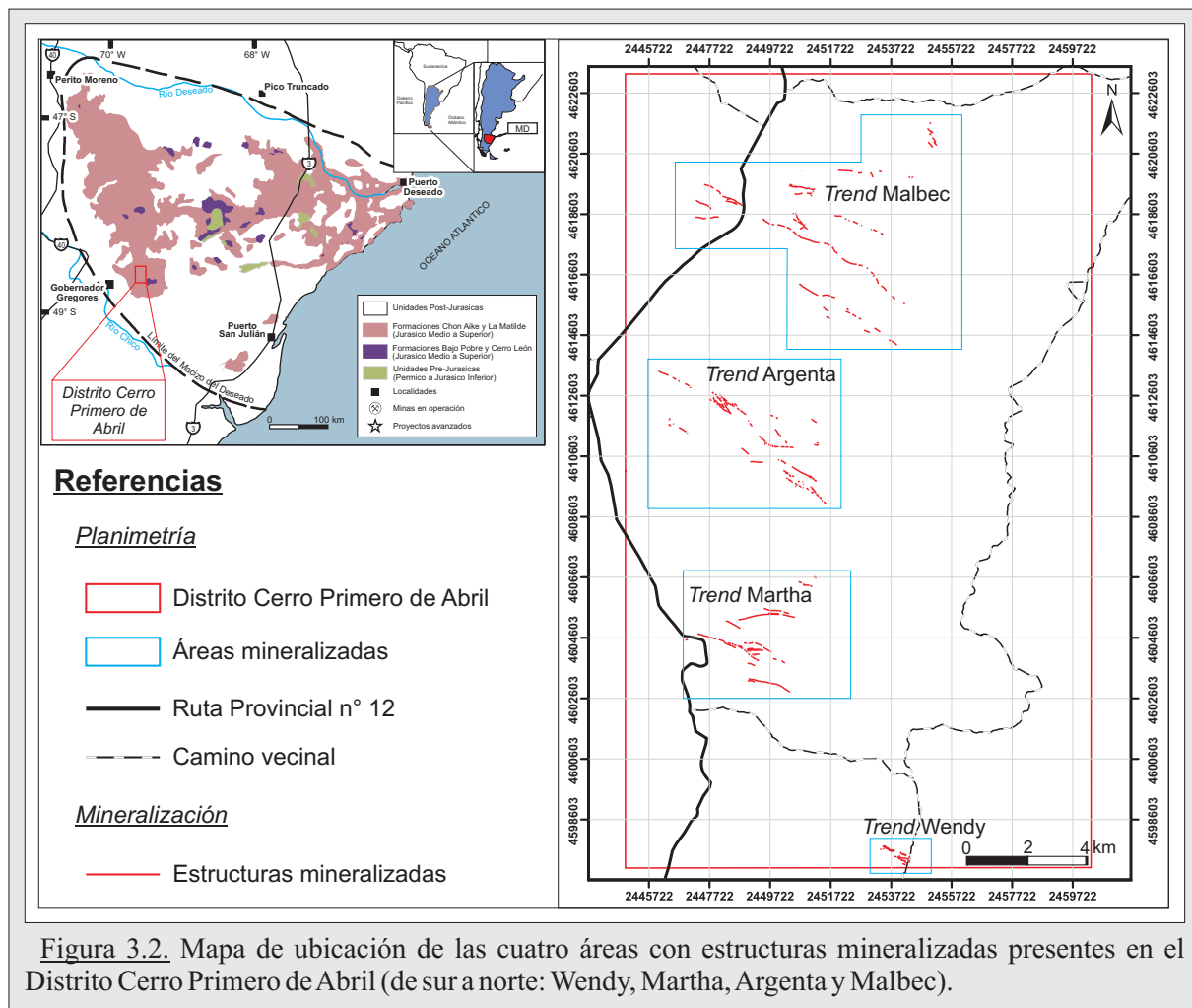
Finalmente, numerosos investigadores hay sugerido que ésta mineralización jurásica está relacionada a los últimos estadios del vulcanismo bimodal, generalmente hospedada en ignimbritas, lavas riolíticas y andesitas (Arribas *et al.*, 1996; Schalamuk *et al.*, 1999 y 2005; Guido y Schalamuk, 2003; Schalamuk *et al.*, 2005; Echavarría *et al.*, 2005; Fernández *et al.*, 2008; Jovic, 2009; Páez, 2012).

3.3. Distrito Cerro Primero de Abril: Distribución y caracterización de los sistemas mineralizados Wendy, Martha, Argenta y Malbec

3.3.1. Introducción

El Distrito Cerro Primero de Abril aloja cuatro sistemas vetiformes o *trends* mineralizados, los cuales están dispuestos con rumbo NO-SE y poseen un fuerte control estructural (Figura 3.2 y Anexo I).

Desde un punto de vista general y a modo de resumen, estos sistemas están formados por un conjunto de vetas, vetillas, stockworks y brechas hidrotermales, compuestos mayormente por cuarzo, con texturas de relleno de espacios, bandeamientos crustiformes, coliformes, cocardas,



texturas en peine y pseudomorfos de calcita laminar. No obstante, cada trend posee características distintivas y particulares.

A lo largo de los trabajos de campo se fueron relevando en detalle las áreas Wendy, Argenta y Malbec, tomando datos y muestras de las estructuras para su posterior procesamiento en el laboratorio. Se tomaron 160 puntos de control, en donde se recolectaron datos descriptivos de las estructuras (como rumbo y buzamiento de las vetas, planos de cizallas, mineralogía, alteración hidrotermal, etc.), recolectando un total de 61 muestras. Sobre estas muestras se realizaron 39 secciones delgadas para la descripción de los minerales transparentes, 27 secciones pulidas preparadas para el análisis de las inclusiones fluidas, y 12 probetas para la caracterización calcográfica de los minerales opacos.

Con todo este material se elaboró para cada sistema mineralizado una descripción detallada por pulso, considerando cuatro tópicos principales: 1) caracterización mineralógica y secuencia paragenética; 2) datos microtermométricos; 3) perfil geoquímico; e 4) indicadores cinemáticos.

Para el primer tópico se realizó un análisis macroscópico sobre las muestras de las estructuras aflorantes, como así también en las muestras de los testigos corona de las perforaciones realizadas en el área por distintas empresas mineras. De su correspondiente estudio microscópico en secciones delgadas, pulidos calcográficos y microsonda electrónica, se elaboró un análisis con dos objetivos: por un lado definir la mineralogía presente y por otro lado, considerando las relaciones de corte entre los diferentes pulsos mineralizantes, precisar un esquema paragenético para cada sistema de mineralizaciones.

Para la descripción de la mineralogía y las texturas características presente en cada pulso se realizó un análisis enfocado en la naturaleza de la ganga y el tipo de mineral de mena presente, siguiendo los criterios de [Ramdhor \(1980\)](#), [Ineson \(1989\)](#), [Dong y Morrison \(1995\)](#), [Dong *et al.* \(1995\)](#), [Echavarría \(1997\)](#) y [Pracejus \(2008\)](#).

El análisis micro-termométrico a partir de las inclusiones fluidas (IF) presentes en los minerales transparentes y semitransparentes se ha convertido en una herramienta fundamental en la caracterización de los depósitos hidrotermales, permitiendo determinar las condiciones físico-químicas propias del fluido (temperatura, salinidad, presión, densidad, composición química, etc.) y revelando la naturaleza del evento mineralizador que ha dado lugar a la formación de un yacimiento al ser la única muestra representativa de los fluidos hidrotermales que lo generó ([Bodnar *et al.*, 1985](#); [Wilkinson, 2001](#)).

Para este análisis se confeccionaron 24 secciones delgadas, en los cuales se hizo una búsqueda selectiva de las IF primarias, discriminando y seleccionando las mejores de acuerdo a su morfología, distribución y mineral que las contiene, descartando aquellas que presentaban procesos de estrangulamiento, decrepitaciones y otros efectos mecánicos provocados por tensiones que podrían conducir a interpretaciones erróneas. Luego, y a partir de los ensayos termométricos, se obtuvieron los siguientes datos: tamaño, morfología, temperaturas de congelamiento (T_c), de fusión del hielo (T_f), del eutéctico (T_e) y de homogenización (T_h), grado de relleno o densidad (F), y estimándose finalmente la salinidad del fluido de acuerdo a la fórmula de

Bodnar (1993).

Para el tercer tópico se utilizaron los datos geoquímicos (principalmente Au, Ag, Cu, Zn y Pb) obtenidos por las empresas Compañía Minera Polimet y Coeur Argentina S.R.L en sucesivas campañas de exploración regional, considerando tanto los valores de las muestras tomadas en superficie y como así también en los testigos corona de perforaciones.

Finalmente, para el cuarto tópico se evaluaron los indicadores cinemáticos presentes en el campo, integrándolos con otras características de las estructuras (como los diseños geométricos y patrones de afloramientos, potencia de las estructuras, texturas, etc., que de una manera indirecta están reflejando las condiciones del ambiente tectónico) permitiéndonos saber cuáles fueron los mecanismos estructurales que actuaron al momento de su formación y así definir un marco estructural en cada área.

En el área Martha no se realizó un análisis detallado como en los otros sectores, considerando para las discusiones los resultados obtenidos por Páez (2012) en su trabajo de tesis doctoral.

3.3.2. Sistema Wendy

3.3.2.1. Ubicación y características generales.

El sistema Wendy está ubicado en el sector sur del distrito y se caracteriza por una geología dominada por los flujos lávicos del complejo andesítico, y en menor medida, depósitos de caída y tufitas (Anexo I).

Se encuentra integrado por al menos 9 cuerpos vetiformes en superficie, que totalizan unos 3,5 km lineales de estructuras aflorantes. Está conformado por dos áreas con características muy particulares (Figura 3.3 y Tabla I): el área oriental denominada **Wendy Principal** está integrada por un sistema vetiforme conformado por 7 estructuras de rumbo principal NO-SE y secundarios E-O y N-S; y el área occidental donde se localiza el sector denominado **Wendy Oeste**, que posee estructuras sub-aflorantes de escaso desarrollo en superficie, las cuales se encuentran en una importante asociación con extendidos depósitos de un ambiente de tipo *hot spring*.

3.3.2.2. Distribución y características de las estructuras en las áreas Wendy Principal y Wendy Oeste.

Área Wendy Principal

Las siete estructuras del sistema Wendy Principal se encuentran alojadas en lavas del complejo andesítico, y se denominan *Josefa*, *Zulema*, *Cintia*, *Albanie*, *Josefa Norte*, *Josefa Este*, y *Carito* (Figura 3.3); a pesar de tener cada una de ellas características particulares, como su rumbo, patrón de afloramiento o naturaleza química, comparten algunas propiedades que permiten agruparlas para su caracterización general (Tabla I).

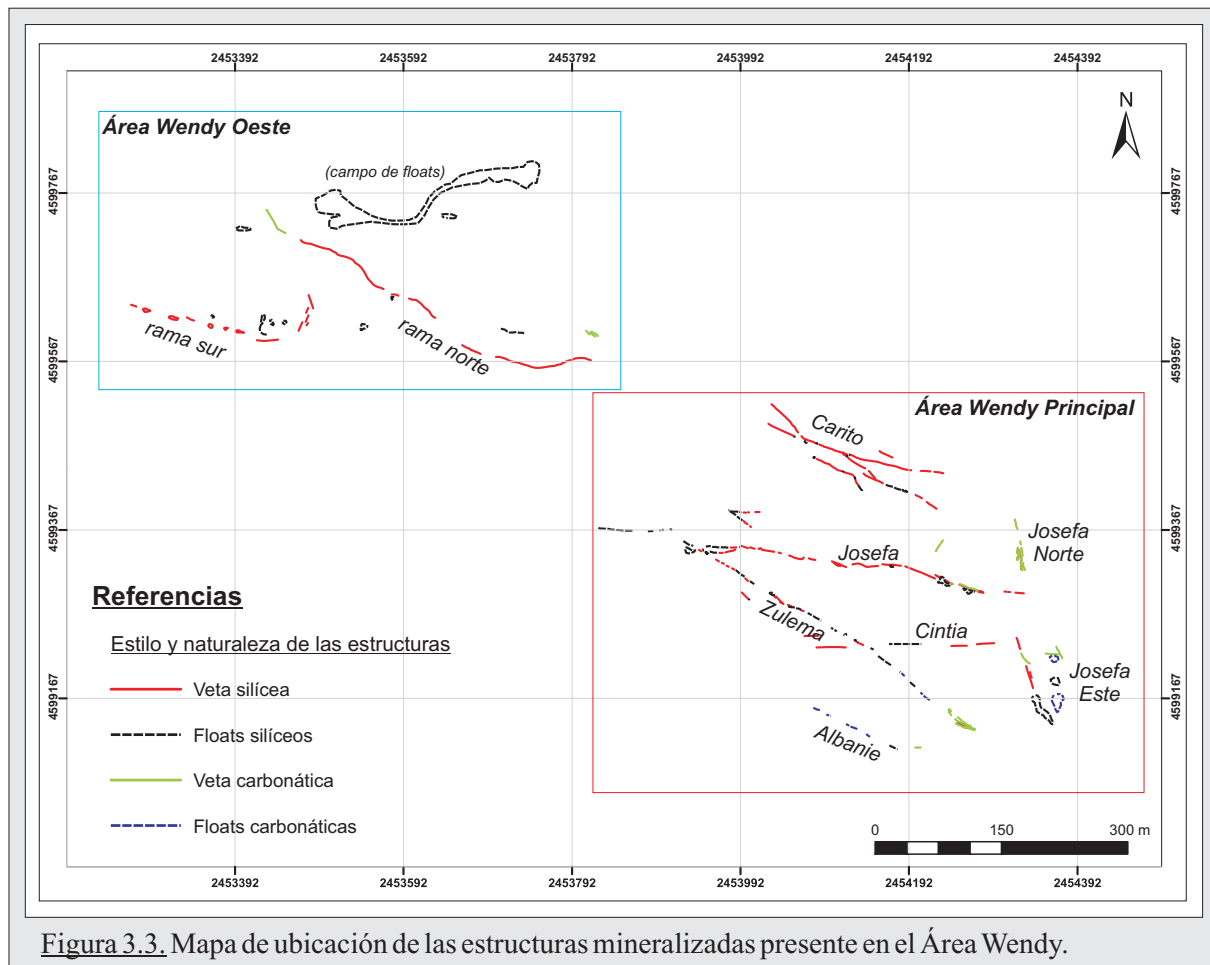


Figura 3.3. Mapa de ubicación de las estructuras mineralizadas presente en el Área Wendy.

La estructura *Josefa* es la más importante por su expresión en superficie, con el desarrollo de un patrón de afloramientos en crestones de media altura, no superando los 2 m de alto y los 1,5 m de potencia (Figura 3.4-A), mientras que en las 6 estructuras restantes domina el estilo de crestones sub-aflorantes que pasan a *floats* a lo largo de su extensión (Figura 3.4-B).

Se reconocen dos tipos de composición química en el sistema Wendy principal, con estructuras de naturaleza carbonáticas (*Albanie* y *Josefa Norte*), de naturaleza silíceas (*Josefa*, *Cintia*, *Josefa Este* y *Carito*), y de naturaleza compartida carbonática-silíceas (*Zulema* y *Josefa Este*). Se puede observar que, en líneas generales, las vetas que se encuentran localizadas más al sur y al este son de naturaleza carbonáticas, mientras que las localizadas más al norte y oeste, son de naturaleza silíceas (Figura 3.3).

Las estructuras se alojan de acuerdo a tres rumbos marcados, el principal es N120° a E-O con *Josefa-Cintia-Carito* alojadas en esa dirección, y dos secundarios NO-SE (N150°) y N-S con *Albanie-Zulema* y *Josefa Norte-Josefa Este* respectivamente (Figura 3.3). Son estructuras que mayormente poseen buzamientos verticales a sub-verticales de alto ángulo y variables en su dirección, reconociéndose tanto buzamientos al N-NE como al S-SO (Figura 3.4-A).

La morfología dominante en 5 de las 7 estructuras (*Josefa*, *Josefa Este*, *Zulema*, *Albanie* y *Cintia*) es de tipo vetiforme desarrollando vetillas y *stockworks*, con texturas macizas, bandeadas y brechadas en las estructuras carbonáticas (Figuras 3.4-C y 3.4-D), mientras que en las estructuras silíceas las texturas primarias dominantes son las brechadas, bandeamientos

Tabla I - Resumen de las principales características de las estructuras mineralizadas presentes en el área Wendy.

Área	Estructura	Rumbo y buzamiento promedio	Longitud	Potencia	Patrón de afloramiento	Texturas observadas	Pulsos reconocidos	Observaciones
Wendy Principal	Josefa	N90° a N120° // 70°-90° al norte	400 m	1 m a 3-4 m	Crestones de baja altura (0,5 - 2 m)	Brechas, stockworks y vetillas con texturas bandeada, en cucarda, y pseudomorfos de platycalcita (<i>bladed calcite</i>)	P1 + P2	Se reconoció un diseminado de arsenopirita.
	Zulema	N120° // vertical	200 - 220 m	30 cm a 1,5 m	Crestones subaflorantes	Brechas y vetillas finas con desarrollo de texturas en enrejado a partir de los pseudomorfos de platycalcita.	P1 + P2	Generalmente la roca de caja está intensamente argilizada (y en menor medida limonitizada), y la estructura algo oxidada con lo cual los colores varían entre los blancos grisáceos y los amarillos rojizos.
	Cintia	Este-Oeste // 80° al sur a vertical	250 - 300 m	50 - 60 cm	Crestones subaflorantes a <i>floats</i>	Stockwork poco denso con las paredes tapizadas con cuarzo con texturas framboidales y abundantes drusas. Posee también texturas brechosas.	P1 + P2	Alta participación de los óxidos de manganeso a lo largo de toda su extensión. Posee una intensa alteración que podría haber sido facilitada por un diaclasamiento apretado profundo que sufre la estructura probablemente por alojarse en una zona de falla.
	Carito	N120° // 50°-60° al Noreste a Vertical	200 m	2,5 - 3 m	Crestones fuertemente tectonizados	Las texturas primarias están obliteradas por el desarrollo de una brecha tectónica póstuma.	P1 + P2	Posee un diseminado de pirita fuertemente alterada. Se pudo reconocer una estructura sigmoidal de unos 3m de longitud que muestra un desplazamiento de tipo dextral.
	Albanie	Este-Oeste a N120° // 80° al sur a vertical	120 m	50 cm	<i>Floats</i>	Texturas carbonáticas masivas, laminadas tipo <i>bladed</i> , bandeadas finas y en cucarda.	P1	Estructura carbonática con afloramientos rastros, con una escasa expresión en superficie.
	Josefa Norte	N150° a N-S //	60 m	30 cm a 1 m	Crestones subaflorantes a <i>floats</i>	Texturas carbonáticas brechosas, masivas y laminadas tipo <i>bladed</i> , y silíceas bandeadas finas y en cucarda.	P1 + P2	El sector más austral se caracteriza por una brecha carbonática que se dispone en un arreglo en <i>echelon</i> con rumbo general de la estructura N-S, donde las lentes de brecha se orientan según N40°, indicando un desplazamiento de tipo dextral para esta estructura (Figura 3.4-G).
	Josefa Este	N150° // 80° al SO	70 m	1 m	Crestones subaflorantes a <i>floats</i>	Texturas carbonáticas masivas y laminadas tipo <i>bladed</i> , y textura de reemplazo por silíceo bandeado fino.	P1 + P2	Se pueden reconocer tres tramos: los tramos norte y sur (aprox. 20 m y 27 m de extensión respectivamente), donde el pulso carbonático se encuentra fuertemente afectado por un reemplazo de los pulsos silíceos; y el tramo central (con 15 m de longitud) donde se preserva la naturaleza carbonática de la estructura del pulso P2.
	Rama Norte	NO-SE	460 m	50 cm a 1 m	<i>Floats</i> y crestones subaflorantes	Texturas carbonáticas laminadas convoluta fina y silíceas brechadas.	P1 + P2	Posee al noreste pequeños bloques silíceos, siendo abundantes en cantidad y con una gran dispersión espacial.
	Rama Sur	N120° a E-O	200 m	50 - 70 cm	<i>Floats</i> y crestones subaflorantes	Texturas silíceas brechadas y bandeados finos.	P2	Posee en su flanco norte un campo de bloques silíceos con dimensiones de hasta 2 m de diámetro, pero de poca extensión areal.

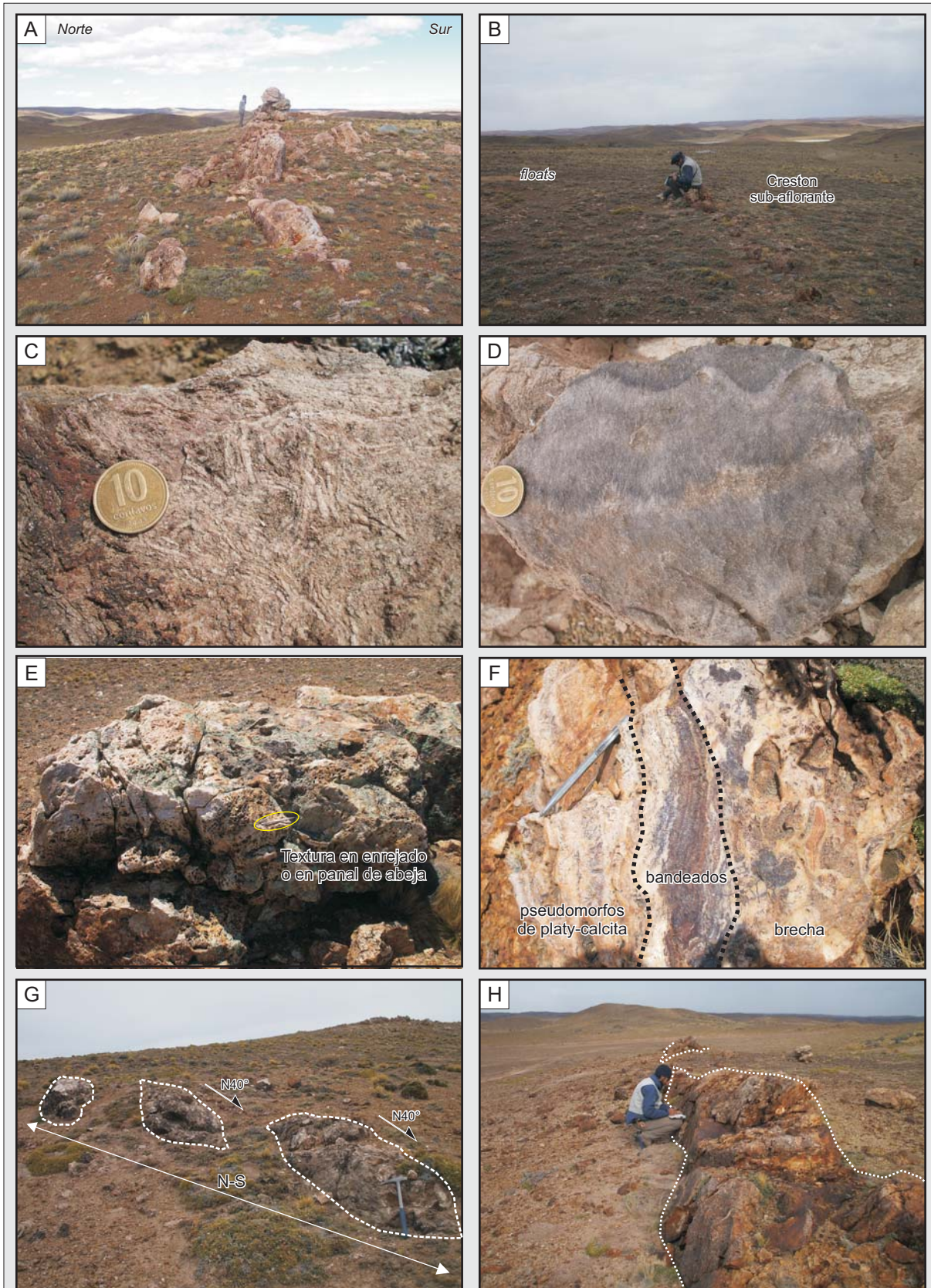


Figura 3.4. Wendy Principal. **A)** *Josefa*, patrón de afloramiento de potentes crestones buzando al NE; **B)** *Zulema*, con un estilo de afloramiento en crestones sub-aflorantes y *floats* (vista regional hacia el SO); **C)** y **D)** Texturas bandeadas finas y gruesas en vetas carbonáticas (*Albanie* y *Cintia* respectivamente); **E)** y **F)** *Josefa*, afloramientos de vetas silíceas desarrollando texturas en enrejado, bandeadas, brechosas y de reemplazo pseudomórfico; **G)** *Josefa Norte*, afloramientos con una disposición en *echelón*; **H)** *Carito*, crestón aflorante con un patrón sigmoidal fuertemente cizallado.

coloformes y en cocardas, drusiformes, framboidales y en peine, con desarrollo de texturas de reemplazo del tipo pseudomórfico sobre calcita laminar (Figuras 3.4-E y 3.4-F).

Por otro lado, las dos estructuras restantes se destacan por poseer una morfología diferente al resto: *Josefa Norte* y *Carito* (Figura 3.3). La primera de ellas posee tres tramos con desarrollos texturales y estructurales diferentes, el tramo norte y centro se caracteriza por una rama principal de rumbo N150° sobre la que convergen ramas secundarias de rumbo N-S, que a su vez son enlazadas por estructuras más pequeñas subparalelas a la estructura principal, reconociéndose texturas carbonáticas brechosas en la rama principal, y bandeadas con calcita masiva y tipo *platy* en las ramas secundarias. El sector más austral se caracteriza por una brecha carbonática que se dispone en un arreglo en *echelon* con rumbo general de la estructura N-S, donde las lentes de brecha se orientan según N40°, indicando un desplazamiento de tipo dextral para esta estructura (Figura 3.4-G).

Por otro lado, *Carito* desarrolla crestones discontinuos de hasta 3 m de longitud, con forma de lentes sigmoidales que poseen un cizallamiento intenso que por sectores llega a generar una brecha de falla (Figura 3.4-H).

Se reconocieron tres sectores con presencia de sulfuros en superficie, uno localizado en la intersección de las estructuras *Josefa* y *Zulema* donde se observó un diseminado de arsenopirita fresca (Figura 3.5-A), y en las estructuras *Albanie* y *Carito* donde se reconoció abundante pirita fuertemente oxidada (Figura 3.5-B).

Área Wendy Oeste

El área Wendy Oeste está conformada por dos estructuras continuas denominada *Rama Norte* y *Rama Sur* (Figura 3.3), ambas con una importante oxidación que las hace llamativas en el campo, y una argilización menos intensa.

El patrón de afloramiento de ambas ramas es mayormente en *floats* dispersos (Figura 3.6-A), no desarrollando estructuras bien armadas como las observadas en el área Wendy Principal.

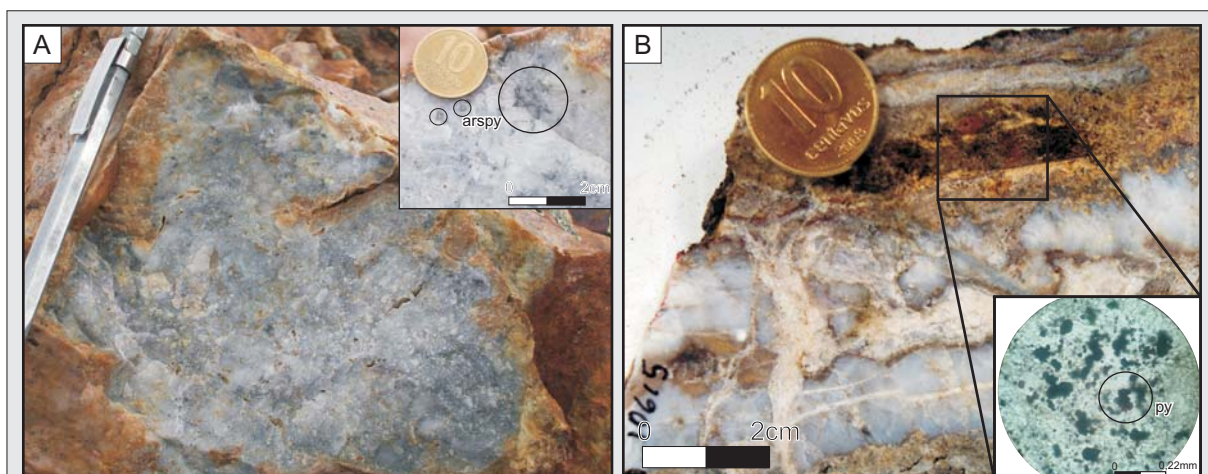


Figura 3.5. Wendy Principal. **A)** Intersección *Josefa-Zulema*, muestra de mano y detalle de los sulfuros diseminados (principalmente arsenopirita fresca); **B)** Estructura *Albanie*, muestra de mano y detalle al microscopio de los cristales de pirita oxidados.

La rama norte posee una zonación desde su extremo NO, representado por una estructura carbonática con una laminación convoluta fina (Figura 3.6-B), a su extremo SE el cual muestra un progresivo aumento en la silicificación y desarrollo de texturas brechadas asociadas a una fuerte oxidación, no reconociéndose presencia de sulfuros (Figura 3.6-C).

En la rama sur solo se reconocieron texturas brechadas con cemento de cuarzo gris y abundantes clastos hematitizados, siendo escasas las texturas bandeadas.

La principal característica de este sector es que se encuentra en una importante asociación con extendidos niveles de laminados carbonáticos con texturas convolutas finas, estromatolitos silicificados y abundantes bloques de sílice de reemplazo dispersos (Figura 3.6-D), todos pertenecientes a un ambiente geotermal tipo *hot spring*, lo que le confiere a este sector características más superficiales respecto al área Wendy Principal.

3.3.2.3. Caracterización de la mineralización

a) Mineralogía y secuencia paragenética.

Respecto al primero de los objetivos, se determinó que la mineralogía presente en Wendy es

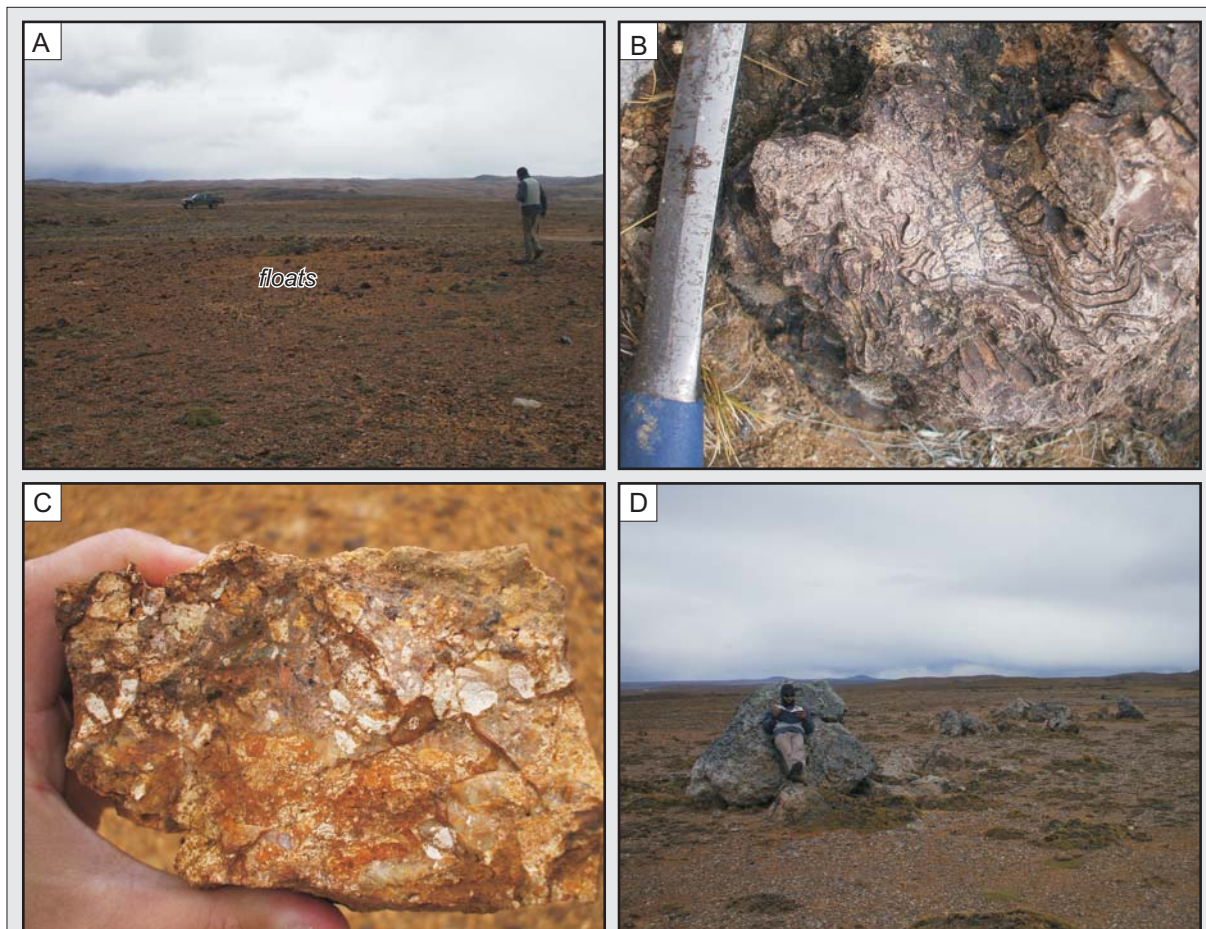


Figura 3.6. Wendy Oeste. **A)** Rama Norte, afloramientos de *floats* fuertemente oxidados; **B)** Detalle de las texturas convolutas finas presentes en su extremo NO; **C)** Detalle de un bloque de los *floats* con textura brechada; **D)** Rama Sur, detalle de los afloramientos dispersos de bloques de sílice de reemplazo.

relativamente compleja, identificándose a la calcita (CaCO_3) y al cuarzo (SiO_2) como las dos fases minerales que conforman la ganga, mientras que los minerales de mena están integrados en su totalidad por sulfuros de metales base y sulfosales de Ag-Sb-As, reconociéndose piritita y su polimorfo marcasita (FeS_2), calcopiritita (CuFeS), arsenopiritita (AsFeS), esfalerita (ZnS), galena (PbS), pirargiritita (Ag_3SbS_3), tetraedrita ($\text{Cu}_{12}\text{SbS}_{13}$), polibasita ($(\text{Ag,Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{13}$), miargiritita (AgSbS_2), freieslebenita (AgPbSbS_3), y argento-tennantita ($(\text{Ag,Cu})_{10}(\text{Zn,Fe})_2(\text{As,Sb})_4\text{S}_{13}$).

Posteriormente, se analizaron las relaciones de corte entre los diferentes pulsos y se confeccionó un modelo paragenético conformado por siete pulsos mineralizantes (Figura 3.7).

La secuencia paragenética se inicia con un pulso silíceo que deposita calcedonia (**P1**), la cual se presenta con texturas macizas y bandeados finos (texturas *massive* y *banded chalcedonic* respectivamente de acuerdo a [Dong et al. \(1995\)](#), siendo un pulso escaso y poco representativo (Figura 3.8-A).

Posteriormente, se depositó el único pulso de naturaleza carbonática, pudiendo discriminar en base a su textura un pulso inicial de calcita de grano fino (**P2a**) con textura bandeada en muestra de mano (Figura 3.8-B) y el desarrollo de cristales elongados en una textura *carbonate lattice bladed* al microscopio ([Dong et al., 1995](#)), que es cortada por un pulso de calcita de grano grueso

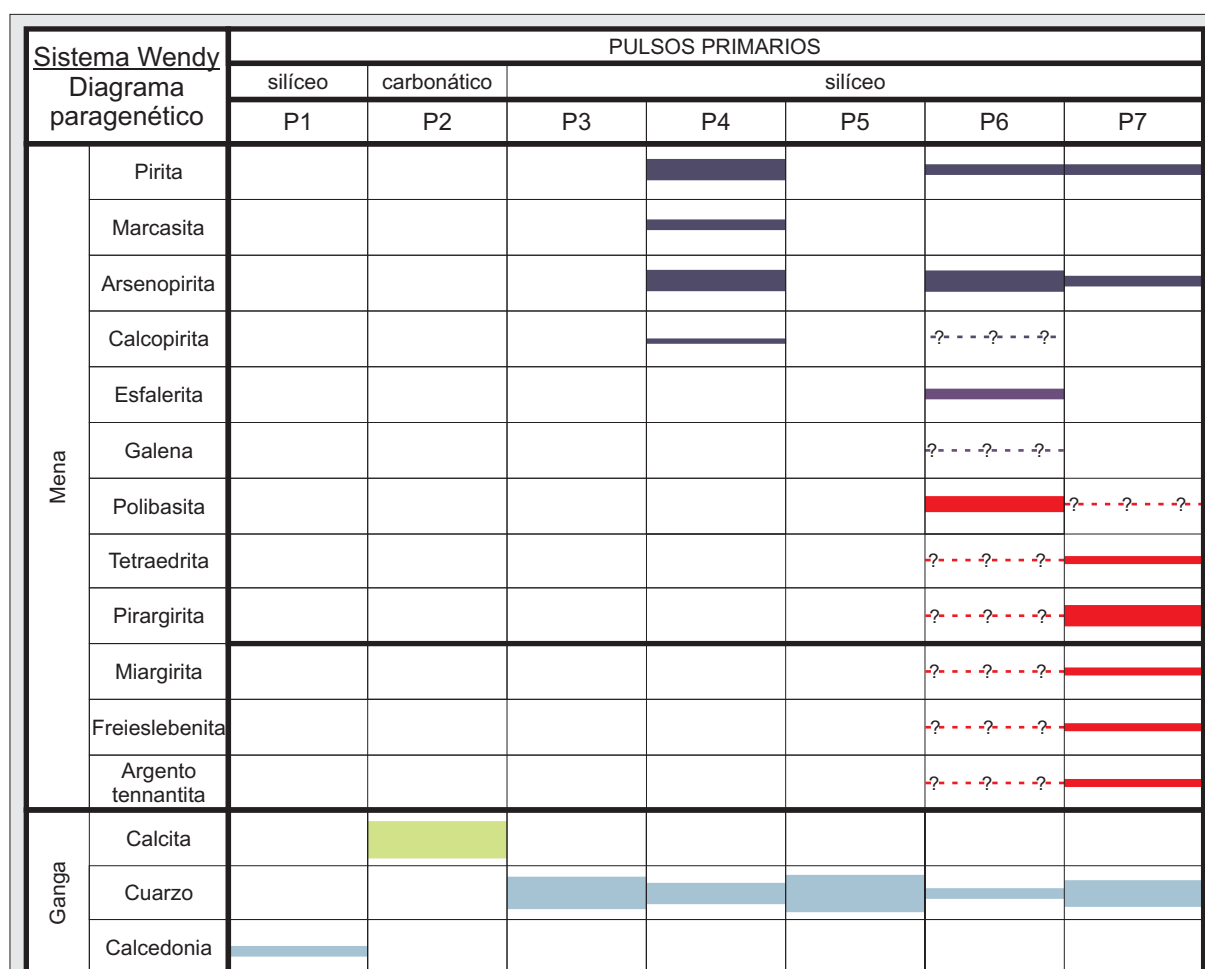


Figura 3.7. Diagrama paragenético del área Wendy, en donde se observa la presencia de los diferentes minerales de mena y ganga en cada uno de los siete pulsos mineralizantes como reflejo de la evolución que sufrió el fluido hidrotermal. El grosor de las barras refleja la abundancia del mineral en cada pulso.

(P2b) con textura maciza y brechosa que al microscopio se corresponde con una textura maciza de cristales anedrales a subedrales (Figuras 3.8-A, 3.9-A y 3.9-B). Este pulso se encuentra casi completamente reemplazado por sílice en las estructuras principales (*Josefa*, *Zulema*, *Cintia*, *Josefa Este*) y mucho mejor preservado en otras estructuras menos importantes (*Josefa Norte* y *Albanie*).

Luego, se inicia un estadio netamente silíceo en donde los restante 5 pulsos poseen una ganga formada completamente por sílice. El tercer pulso (P3) está formado de cuarzo sacaroide de tonalidades blanquecinas con texturas macizas, en enrejado y bandeadas (Figura 3.4-F), siendo además el responsable del reemplazo sobre la calcita del pulso P2. Al microscopio se reconoce claramente al cuarzo anedral precipitando en una textura primaria sacaroide (Figura 3.9-C) y texturas sobreimpuestas de recristalización en mosaico de grano fino con extinción ondulosa (textura “microplumosa” o *feathery* (Figura 3.9-D) de acuerdo a [Dong et al., 1995](#)), sustituyendo además a los cristales de calcita y generando una textura de reemplazo en un arreglo “paralelo” o *parallel-bladed* y “en enrejado” o *lattice-bladed* ([Dong et al., 1995](#)).

El cuarto pulso (P4) se caracteriza por un vetilleo de cuarzo de grano fino con abundantes minerales opacos diseminados, que desarrolla un *stockwork* abierto (que por sectores se resuelve en una estructura brechosa) siendo irregular en su distribución. Al microscopio se reconoció una textura primaria de cuarzo “en peine” o tipo *comb* ([Dong et al., 1995](#)) con los opacos diseminados tanto en las vetillas como en la roca de caja (Figuras 3.9-E y 3.9-F), correspondiendo estos minerales opacos principalmente a sulfuros, reconociéndose pirita, marcasita, calcopirita y arsenopirita.

La pirita se caracteriza por ser muy abundante, desarrollando cristales eudrales a subedrales de bordes rectos con tamaños que oscilan entre los 150 μm y 900 μm , presentando tonalidades blancas a amarillentas claras (Figura 3.10-A).

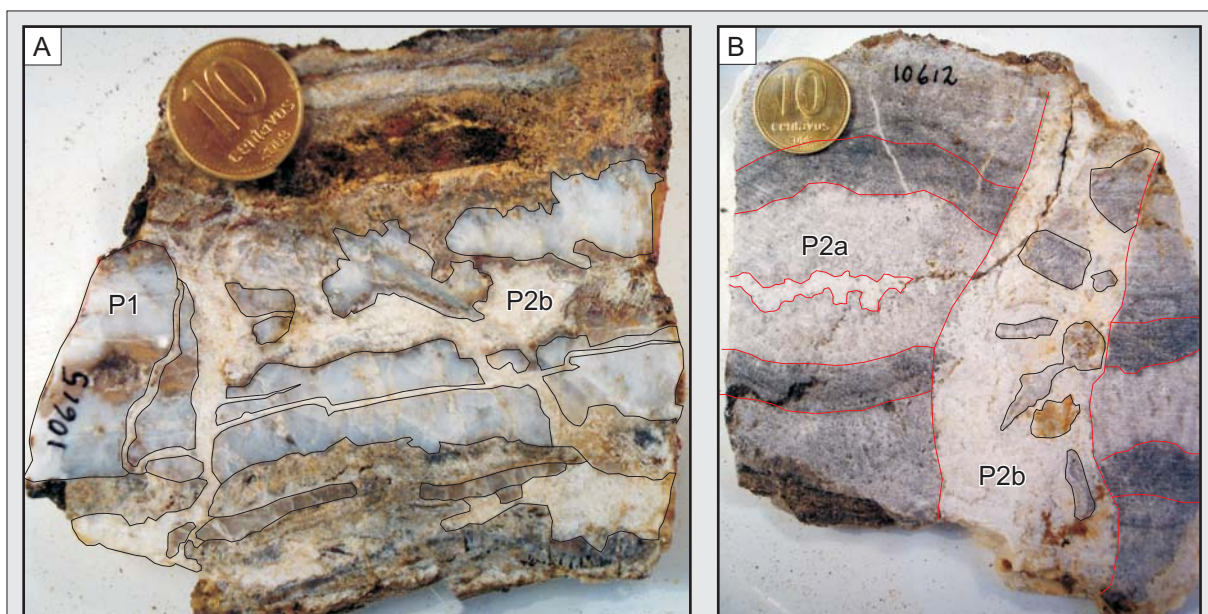


Figura 3.8. A) *Albanie*, donde se observa al pulso calcedónico P1 cortado por el pulso carbonático P2b; B) *Josefa Norte*, se reconoce el pulso P2a con un bandeo paralelo cortado por el P2b con textura brechosa.

La marcasita se presenta en cristales subedrales, de hábitos tabulares alargados con una disposición radiada y aspecto corroído, presentando longitudes promedio de 350 μm hasta los 500 μm (Figura 3.10-B). Algo remarcable es el hecho de que se reconoció una mayor abundancia de este mineral en las muestras tomadas en superficie respecto a las muestras tomadas de testigos coronas en pozos a una profundidad entre los 174 m y los 176 m bajo la superficie.

Por otro lado, a la calcopirita se la reconoció conformando principalmente agregados de cristales subedrales de tonalidades amarillentas fuertes (Figura 3.10-C), con tamaños muy

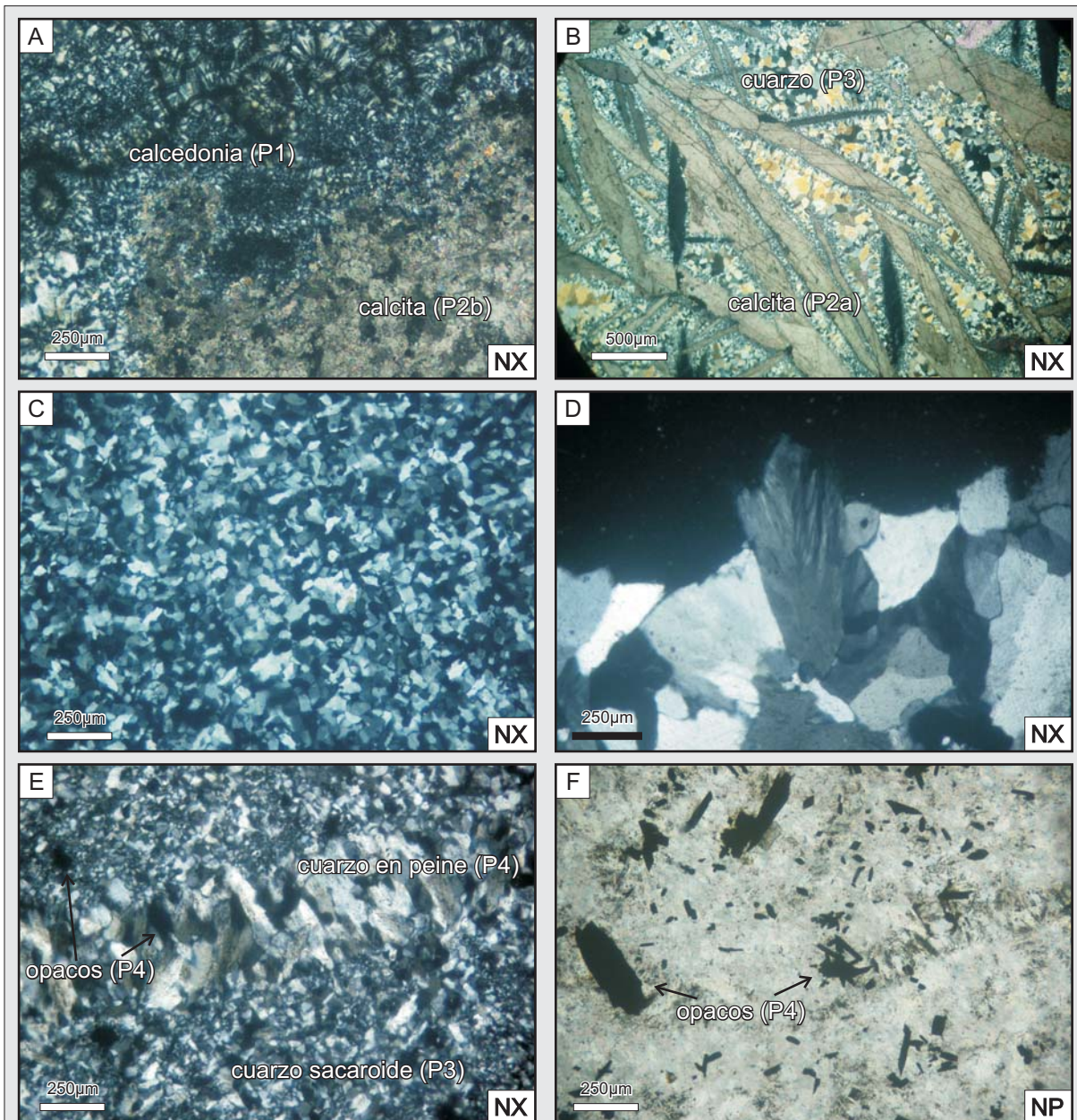


Figura 3.9. Área Wendy - Microfotografías de los pulsos mineralizantes P1 a P4. A) Vista de los pulsos iniciales calcedónicos P1 y carbonáticos P2b; B) Cristales de calcita laminar o “platycalcita” del pulso P2a, con los espacios entre sus individuos rellenos por el cuarzo del pulso P3; C) Mosaico de cristales de cuarzo sacaroide correspondiente al pulso P3; D) Cuarzo con extinción ondulante o microplumosa (P3); E) Vetilla de cuarzo del pulso P4 con textura en peine o *comb* y opacos diseminados cortando al pulso P3 previo; F) Detalle con nicoles paralelos del pulso P4 en donde se resaltan los minerales opacos diseminados en todo el corte petrográfico. (Referencias: NP - nicoles paralelos; NX - nicoles cruzados.).

variables (desde pequeños cristales de decenas de micras hasta algunos cristales que alcanzan los 300 μm). En este mineral se observó el comportamiento inverso que en la marcasita, ya que su presencia en las muestras profundas es mucho mayor que en las muestras de superficie.

Por último, la arsenopirita se encuentra como pequeños cristales rómbicos bien formados de unos 100-250 μm de tamaño, como así también creciendo como rebordes de cristales de calcopirita (Figura 3.10-C y 3.10-D).

Este pulso, junto con los pulsos previos, fue cortado y brechado por un pulso de cuarzo blanco grisáceo (P5), con texturas primarias macizas, bandeados coliformes-crustiformes y principalmente brechadas (Dong *et al.*, 1995), no reconociéndose presencia de sulfuros primarios pero si una tinción por óxidos de hierro (Figura 3.11 y 3.12).

Los pulsos siguientes (P6 y P7) son los más importantes desde un punto de vista metalogénico, ya que de acuerdo a los resultados geoquímicos corresponden a los pulsos silíceos portadores de

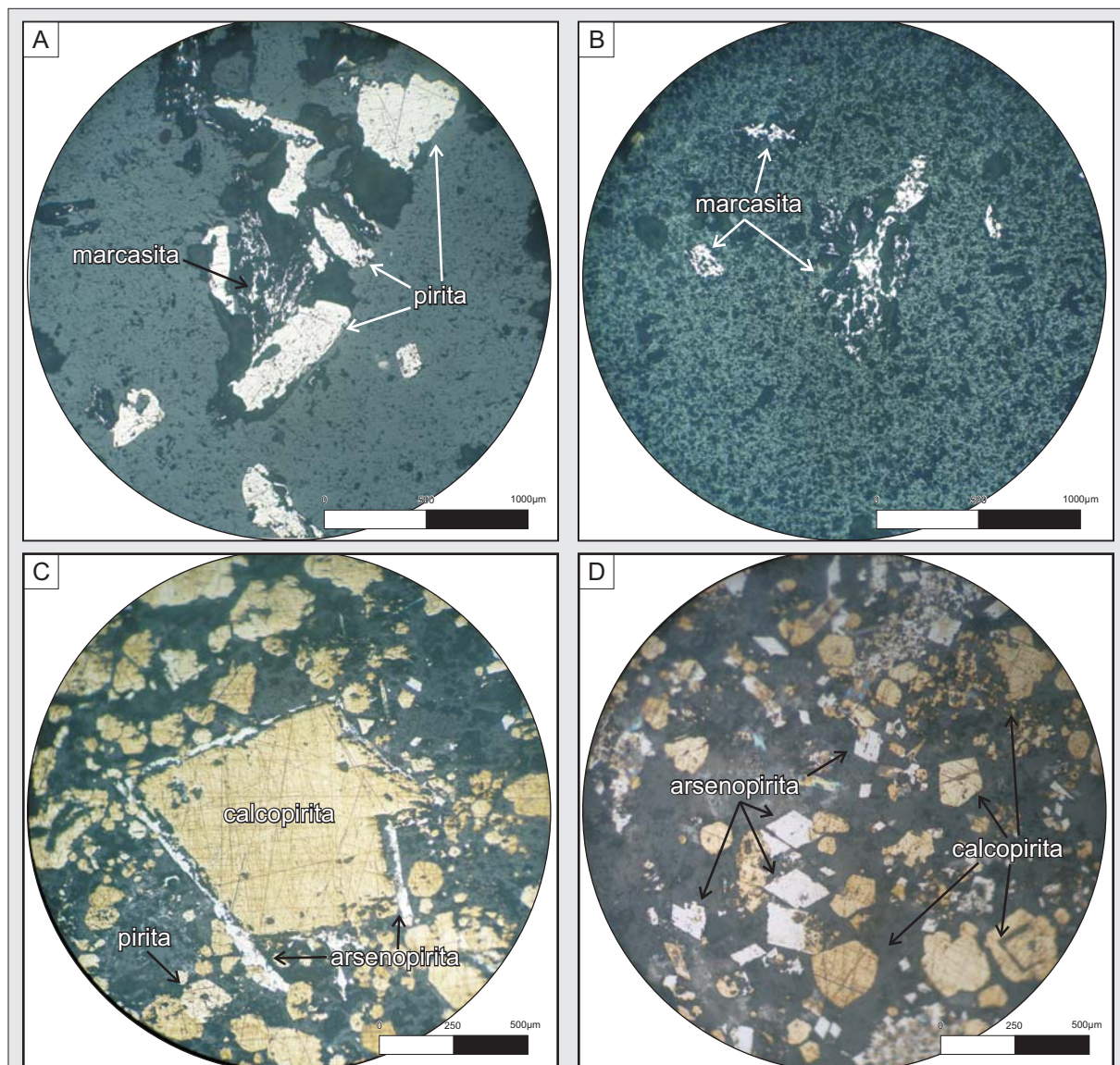


Figura 3.10. Área Wendy - Microfotografías de los sulfuros presentes en el pulso P4. A) Pirita subedrales creciendo junto a marcasita; B) Detalle de los cristales de marcasita con un hábito radiado y aspecto corroído; C) Calcopirita subedral con rebordes de arsenopirita, en un agregado de pequeño cristales de calcopirita+pirita+arsenopirita; D) Cristales eudrales rómbicos de arsenopirita.

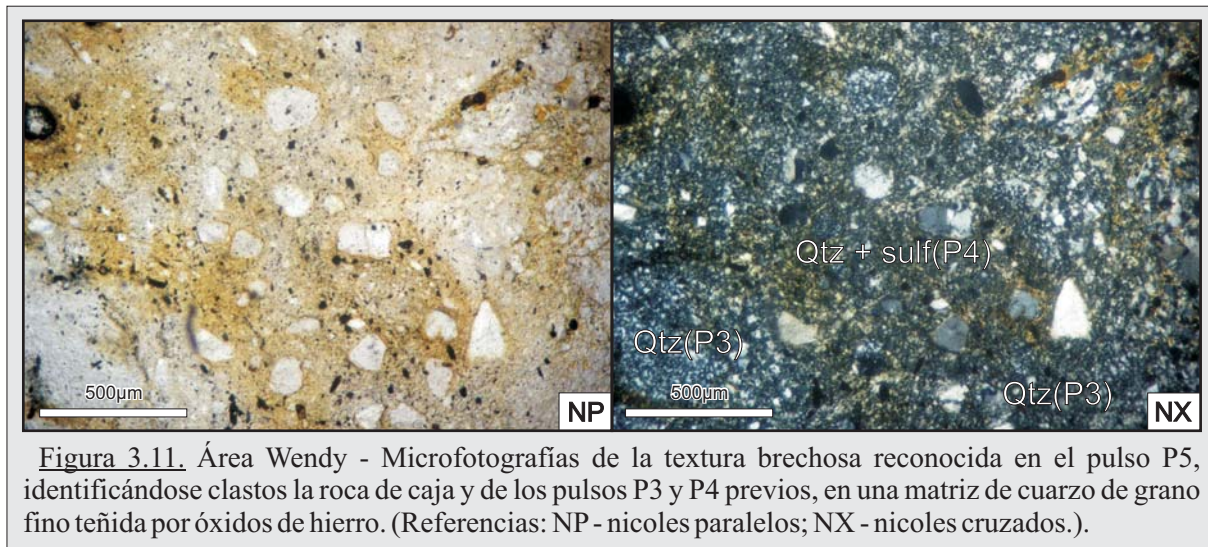


Figura 3.11. Área Wendy - Microfotografías de la textura brechosa reconocida en el pulso P5, identificándose clastos la roca de caja y de los pulsos P3 y P4 previos, en una matriz de cuarzo de grano fino teñida por óxidos de hierro. (Referencias: NP - nicoles paralelos; NX - nicoles cruzados.).

las fases minerales argentíferas, siendo los responsables de las anomalías metalíferas que se discutirán más adelante.

El pulso **P6** presenta abundantes sulfuros de grano muy fino, que se depositaron tanto en forma de un diseminado masivo como en finas vetillas, lo que no permitió en muestra de mano una diferenciación de las especies minerales presentes (Figura 3.12). De su estudio calcográfico fue posible discriminar la presencia de pirita, arsenopirita, esfalerita y sulfosales de Ag-Sb-As, siendo los dos primeros los minerales más abundantes; la pirita se presenta masiva, desarrollando cristales euedrales con tamaños que superan los 250 µm y presentando una zonación difusa, mientras que la arsenopirita se presenta en cristales pequeños (entre 15 y 20 µm) y como rebordes en los cristales de pirita. (Figura 3.13-A). La esfalerita es escasa y fue reconocida junto con la arsenopirita (Figura 3.13-B).

Dentro de las sulfosales de Ag-Sb-As se reconocieron individuos pertenecientes a la serie polibasita ($\text{Ag}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$) - pearcerita ($\text{Ag}_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$), los cuales forman pequeños cristales no mayores a los 50 µm. Se reconoció gran cantidad de arsenopirita creciendo junto con los minerales de esta serie (Figura 3.13-A), lo cual nos lleva a suponer que la pearcerita podría ser la fase dominante de la serie ya que su discriminación en el microscopio calcográfico no fue posible.

Por último, el pulso **P7** desarrolla vetillas finas de cuarzo cristalino, formando texturas en peine o *comb* (Dong *et al.*, 1995) y drusiformes (Figura 3.12), precipitando abundante arsenopirita y sulfosales de Ag-Sb que se depositan dando buenos cristales euedrales en las cavidades de las drusas, con menor proporción de pirita acompañando (Figura 3.14-C).

De su estudio calcográfico se identificaron dentro de estas sulfosales a minerales de la serie “proustita-samsonita” (pirargirita) y del “grupo de la tetraedrita” (tetraedrita) (Pracejus, 2008). La pirargirita se presenta con fuertes reflejos internos rojizos y en un amplio rango de tamaño, que va desde los 60-70µm hasta 1800µm, con un desarrollo cristalino subedral de bordes irregulares a anedral (Figura 3.13-C, 3.13-D y 3.13-E). Por otro lado, la tetraedrita se presenta menos abundante y con tamaños que no superan los 100 µm, desarrollando cristales eudrales de tonalidades verdosas que se encuentran comúnmente intercrecidos con la arsenopirita (Figura 3.13-F).

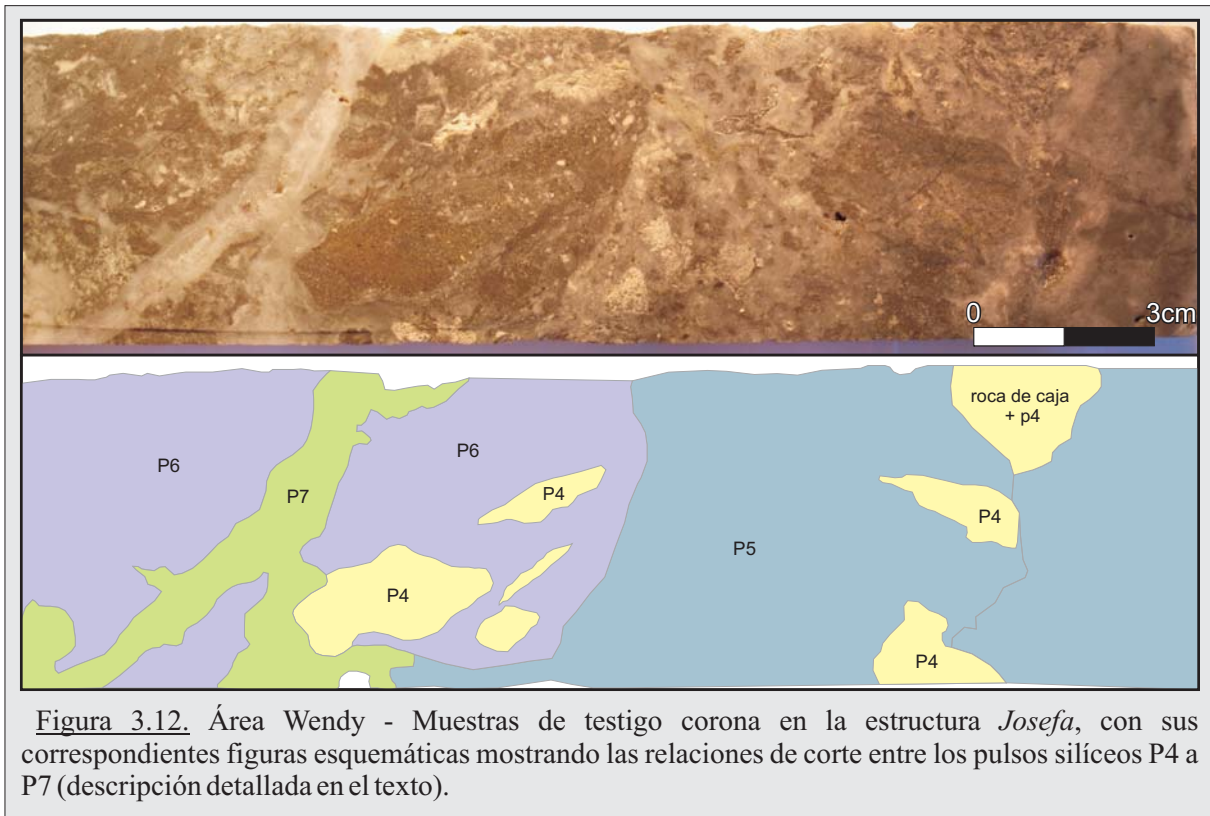


Figura 3.12. Área Wendy - Muestras de testigo corona en la estructura *Josefa*, con sus correspondientes figuras esquemáticas mostrando las relaciones de corte entre los pulsos silíceos P4 a P7 (descripción detallada en el texto).

Luego, para confirmar las sulfosales reconocidas en el microscopio calcográfico, se llevaron a cabo 19 análisis químicos sobre el pulso **P7** con una microsonda electrónica (Figura 3.14). De esta manera, no solo se confirmó la presencia de pirargirita y pirita, sino que además se reconoció galena y la presencia de otros tres minerales argentíferos: el primero de ellos es rico en hierro, cobre y zinc y corresponde a la argentotennantita (mineral perteneciente al grupo de la tetradrita), el segundo es rico en antimonio y pertenece a la miargirita, y el tercero es rico en plomo y corresponde a la freieslebenita (Figura 3.14).

Finalmente, es importante remarcar que al igual que los pulsos P5 y P6, este pulso no se encuentra representado en superficie y fue reconocido únicamente en las muestras de los testigos de perforación.

b) Microtermometría de minerales transparentes y semitransparentes.

Siguiendo los criterios para el análisis termométrico citados al comienzo del capítulo, se realizó un estudio sobre las inclusiones fluidas primarias (IF) presentes en cristales de cuarzo y calcita, solo hallando estas IF en tres de los 7 pulsos mineralizantes: en el pulso carbonático P2a, en el pulso silíceo rico en metales base P4 (Figura 3.15-A) y en el pulso silíceo rico en metales preciosos P7 (Figura 3.15-B).

En las muestras analizadas las inclusiones que se seleccionaron son de morfología regular a ovoidal, con una disposición al azar dentro del corte y diámetros promedios entre los 8 a 20 μm , siendo de naturaleza bifásica (Nash, 1976), en donde la fase vapor ocupa entre el 5% y el 30% del volumen total de la inclusión.

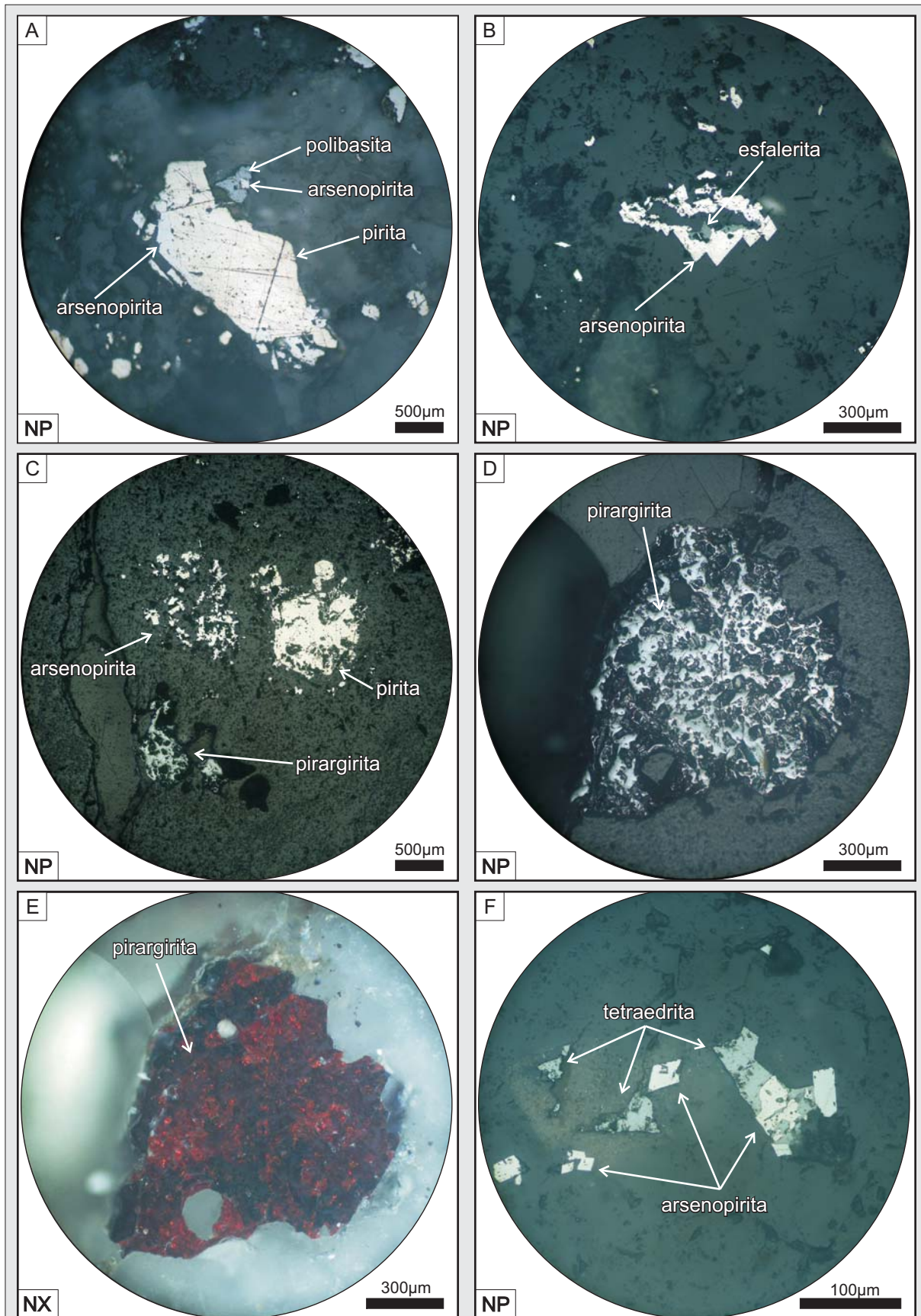


Figura 3.13. Microfotografías de los sulfuros y sulfosales presentes en el pulso P6 y P7. **A)** Asociación pirita+arsenopirita+polibasita (P6); **B)** Cristales rómbicos de arsenopirita creciendo junto a esfalerita (P6); **C)** Pirargirita anedral junto a un agregado de arsenopirita y pirita euedrales (P7); **D)** y **E)** Pirargirita subedral de gran tamaño con nicols paralelos (NP) y cruzados (NX) respectivamente; **F)** Cristales euedrales rómbicos de arsenopirita intercrecidos con tetraedrita.

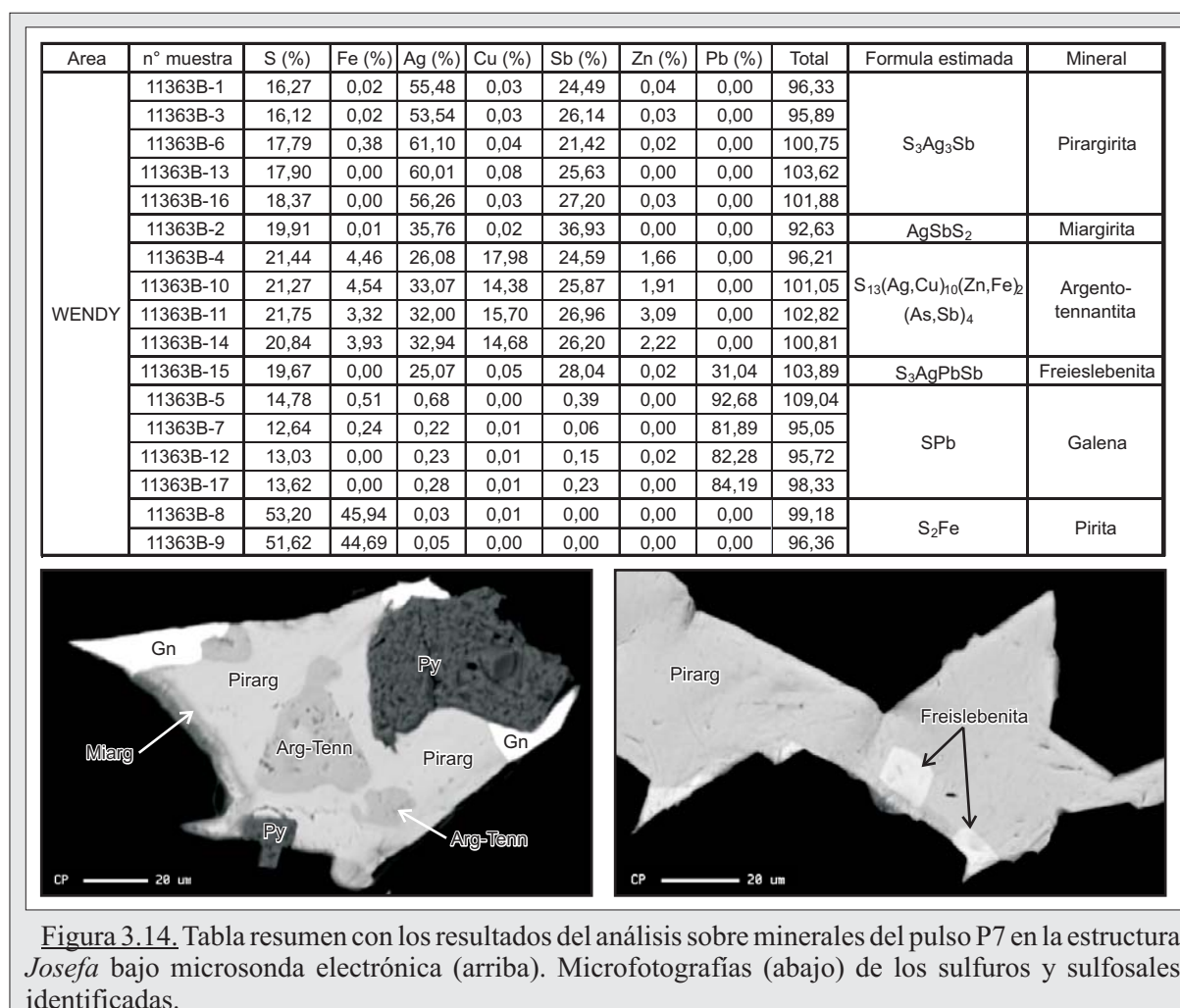


Figura 3.14. Tabla resumen con los resultados del análisis sobre minerales del pulso P7 en la estructura Josefa bajo microsonda electrónica (arriba). Microfotografías (abajo) de los sulfuros y sulfosales identificadas.

No se reconocieron durante las etapas criogénicas evidencias de presencia de CO₂ en la fase vapor de las inclusiones (nucleación de vapor, clatratos, etc), lo que está indicando un contenido de CO₂ inferior al 3,7 % en peso dentro de las inclusiones (Hedenquist y Henley, 1985).

La primer temperatura de fusión de sólidos (T_o) obtenida después del congelamiento, fue registrada en torno de los -25 a -20 °C (Figura 3.15-C). Esta temperatura corresponde a la del punto eutéctico del medio sal-agua, e indica que corresponde al sistema salino H₂O-KCl- NaCl (Shepherd *et al.*, 1985), con una T_e teórica de -23,5 °C.

Además, se observó una homogeneización de las inclusiones bifásicas en fase líquida entre 178,9 °C y los 297 °C, aunque se reconoce claramente que los datos se ajustan en una moda en el rango 250-270 °C (Figura 3.15-D).

Finalmente, con respecto a las temperaturas de fusión final de hielo (T_f) se obtuvieron valores entre los -2,4 °C y 4,8 °C, que corresponden a salinidades del orden de 0,3 y 4,03 % en peso equivalente de NaCl (%wt NaCl)), con dos modas en los 1,5-1,8 %wt NaCl y 2,4-2,7 %wt NaCl (Figura 3.15-E).

Es de destacar que al hacer una integración de los análisis por pulso, no se reconocen variaciones importantes en las salinidades y las temperaturas desde los pulsos iniciales hacia los pulsos finales (Figuras 3.16-A, 3.16-B y 3.16-C). No obstante, se observa que el fluido presenta una evolución con un leve aumento de la Th y la salinidad desde el pulso carbonático P2 hacia el

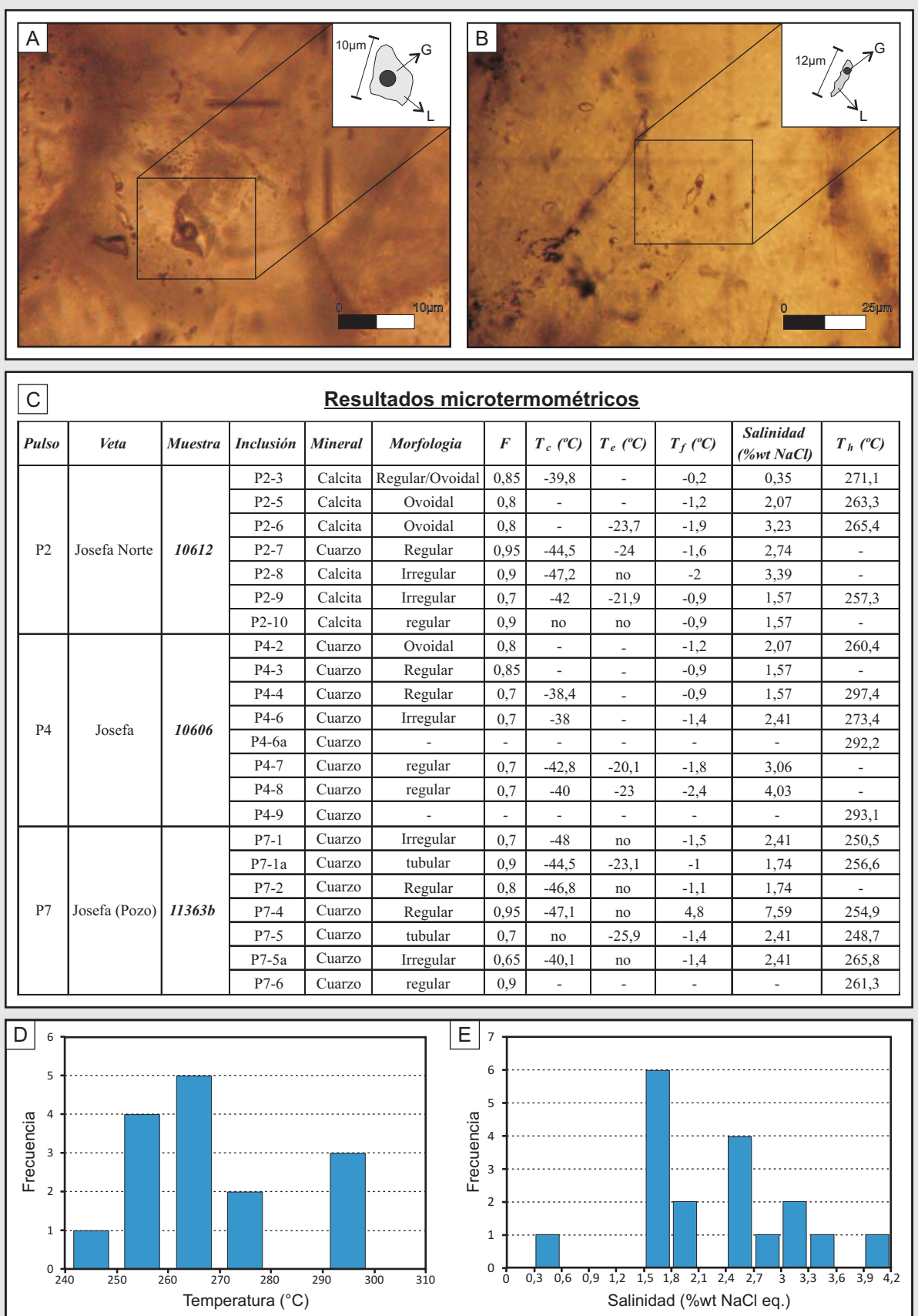


Figura 3.15. A) Microfotografía de las IF presentes en el pulso P4 (muestra 10606); B) Microfotografía de las IF presentes en el pulso P7 (muestra 11363). C) Tabla resumen de los principales datos microtermométricos obtenidos en las IF del trend Wendy. D) Gráfico de Frecuencia vs. Temperatura. E) Gráfico de Frecuencia vs. Salinidad, marcando claramente las dos modas existentes entre los 1,5-1,8 y 2,4-2,7 wt% NaCl eq.

pulso silíceo rico en metales bases P4, para luego seguir con una pequeña disminución en la T_h acompañada con un baja leve en la salinidad hacia el pulso rico en metales preciosos P7, que de acuerdo a [Wilkinson \(2001\)](#) podría estar reflejando un proceso de despresurización inicial seguido de un enfriamiento natural del fluido, todo esto asociado a procesos de ebullición propios de los depósitos epitermales (Figura 3.16-D y 3.16-E).

c) Caracterización geoquímica.

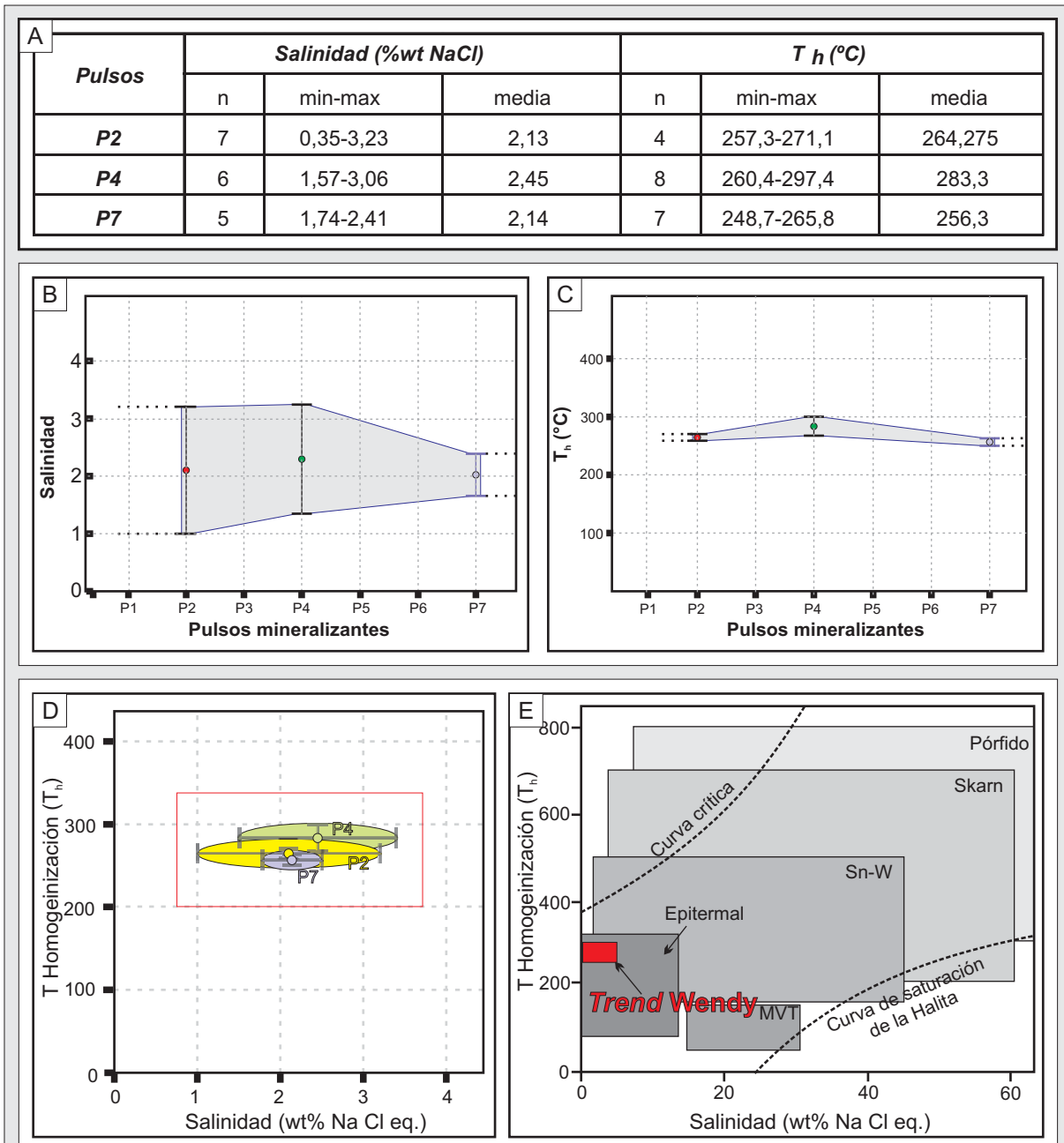


Figura 3.16. A) Tabla resumen con los resultados promedios de los ensayos termométricos realizados en los pulsos P2, P4 y P7; B) Diagrama de salinidad (wt% Na Cl eq.) máxima, media y mínima para cada pulso; C) Diagrama de temperaturas (°C) máxima, media y mínima para cada pulso mineralizante; D) Gráfico T_h vs. Salinidad reflejando la baja variabilidad existente entre los pulsos P2-P4-P7; E) Ubicación del *trend Wendy* en el diagrama de [Wilkinson \(2001\)](#) coincidiendo con los rangos de valores propios de los depósitos tipo epitermales.

En la definición de las características geoquímicas de las estructuras mineralizadas del *trend* Wendy se conto con los datos generados en las respectivas campañas de exploración que las sucesivas empresas dueñas de la propiedad minera realizaron entre los años 1998 y 2008.

La primera perforación estuvo a cargo de la empresa “Compañía Minera Polimet” durante el año 1998, siendo parte de una campaña de perforación (aire reverso) realizada sobre las estructuras *Josefa*, *Zulema* y *Carito*, totalizando 15 pozos someros y 502 metros perforados. La confiabilidad de los datos geoquímicos con los que se cuenta de estos pozos es baja principalmente por dos cuestiones: la primera de ellas es que los pozos son someros y algunos no cortan a las estructuras en profundidad, y la segunda corresponde al criterio de muestreo utilizado, el cual fue realizado tomando muestra cada dos metros, por lo que solo nos brindó una idea bastante errática de la distribución en profundidad en los valores de Au-Ag.

Desde 2005, Coeur Argentina S.R.L. comenzó a llevar a cabo tareas de exploración en este sector, en primer lugar con muestreo sistemático de superficie (Figura 3.17) hallando buenos valores de Au y Ag (1,1 ppm y 462 ppm respectivamente) en la estructura *Josefa*. Luego, entre los años 2005 y 2008, se lleva a cabo un programa de perforación con 3500 m en total, sobre las estructuras *Josefa*, *Josefa norte*, *Carito* y en las estructuras del área *Wendy Oeste* (Tabla II). A diferencia de la primera campaña de perforación realizada en el *trend* Wendy, esta vez casi todas las estructuras perforadas fueron interceptadas en profundidad, y en algunos casos (especialmente los pozos más profundos) se obtuvieron valores elevados de oro y plata (Figura 3.18).

Vale aclarar que en los sucesivos programas de perforación no se incluyeron perforaciones en *Josefa Este*, *Cintia* y *Albanie*, por lo que no se cuenta con información de estas estructuras en profundidad (Figura 3.18).

Tabla II. Resumen de las estructuras perforadas por Coeur Argentina entre el 2005 y 2008.

Estructura	Total de pozos	Profundidad alcanzada	Mejores valores (intersección @ Au/Ag en ppm)
Josefa	12 (2005)	Superficiales (~60 - 150 m)	0,45 m @ 1,5/1095
	3 (2007)	Superficiales a profundos (~100 - 200 m)	3,3 m @ 0,55/320,5
	6 (2008)	Profundos (~200 - 240 m)	0,9 m @ 0,47/414,5
Josefa Norte	2 (2005)	Superficiales (~70 - 100 m)	sin anomalías
Zulema	1 (2005)	Superficiales (~70 m)	0,55 m @ 0,3/23
Carito	1 (2005)	Superficiales (~65 m)	sin anomalías
Wendy Oeste	6 (2006)	Superficiales (~70 - 100 m)	0,60 m @ 0,15/128

En líneas generales, de estos datos se desprende que la signatura geoquímica que caracteriza al *trend* Wendy está ampliamente dominada por valores anómalos de Ag, los cuales en superficie poseen valores máximos de 462 ppm (Figura 3.17) mientras que en profundidad (desde los 40 m hasta los 200 m) llegan a superar los 1000 ppm (Figura 3.18).

Asociados a los valores de Ag, se observan anomalías de Au con valores máximos de hasta 1,5 ppm (tabla II y Figuras 3.18 y 3.19). Estas anomalías en metales preciosos no son acompañadas a su vez por valores anómalos de metales base (Pb, Cu, Zn) aunque si se reconocieron anomalías menores en Bi, As, Sb y Se.

Haciendo una caracterización más detallada de los análisis realizados sobre 178 muestras de superficie y 538 muestras tomadas de testigos corona en perforaciones, se observó que los contenidos de metales preciosos poseen relaciones Ag/Au que promedian los 200-400, pero que en la intersección de las estructuras *Zulema* y *Josefa* pueden elevarse hasta los 900-1500 (Figura 3.18), no reconociéndose anomalías en metales base (Cu-Pb-Zn). Cabe aclarar que la mayoría de las muestras fueron analizadas por la empresa Coeur Argentina solamente en Au y Ag, contándose para este análisis con pocas muestras con los contenidos en metales base.

Estas relaciones entre metales preciosos y la ausencia de anomalías en metales base permite clasificar al sistema de vetas del *trend* Wendy como un depósito netamente argentífero con una leve tendencia hacia los depósitos auro-argentífero (Figura 3.19), similar a los yacimientos Mina Martha y Manantial Espejo (Páez, 2012; Echeveste, 2005a).

d) Marco estructural: Indicadores cinemáticos

En el área Wendy se han encontrado pocos indicadores cinemáticos (patrones de afloramientos, estrías, texturas, arreglos geométricos, entre otros) bien preservados en las estructuras que, no obstante, nos permitieron definir las direcciones de los esfuerzos principales y secundarios del sistema estructural reinante al momento de la formación de las estructuras mineralizadas.

Luego, al caracterizar la secuencia paragenética, se reconocieron siete etapas sucesivas de apertura y relleno que conformaron finalmente las estructuras, siendo episodios mineralizantes que sugieren que dichas estructuras crecieron en una zona de falla en donde los fluidos hidrotermales circulaban de manera multi-episódica.

Cabe aclarar que de acuerdo a Micklethwaite (2009), las vetas pueden ser consideradas como rocas de falla que cementan estructuras a lo largo de las cuales ha ocurrido un desplazamiento de cizalla significativo (Páez, 2012). Dentro de esta interpretación, es esperable encontrar zonas o estructuras de transferencia que conectan dos segmentos de falla vecinos, y que se generan como resultado del crecimiento y propagación de las mismas. Este tipo de estructuras son de tipo fractal, y reciben distintas denominaciones de acuerdo al arreglo geométrico y cinemático que presenten, como rampas de relevo, solapamientos, resaltos o sigmoides, colas de caballo, etc. (Cunningham y Mann, 2008; Micklethwaite, 2009; Rossello, 2009; Páez, 2012).

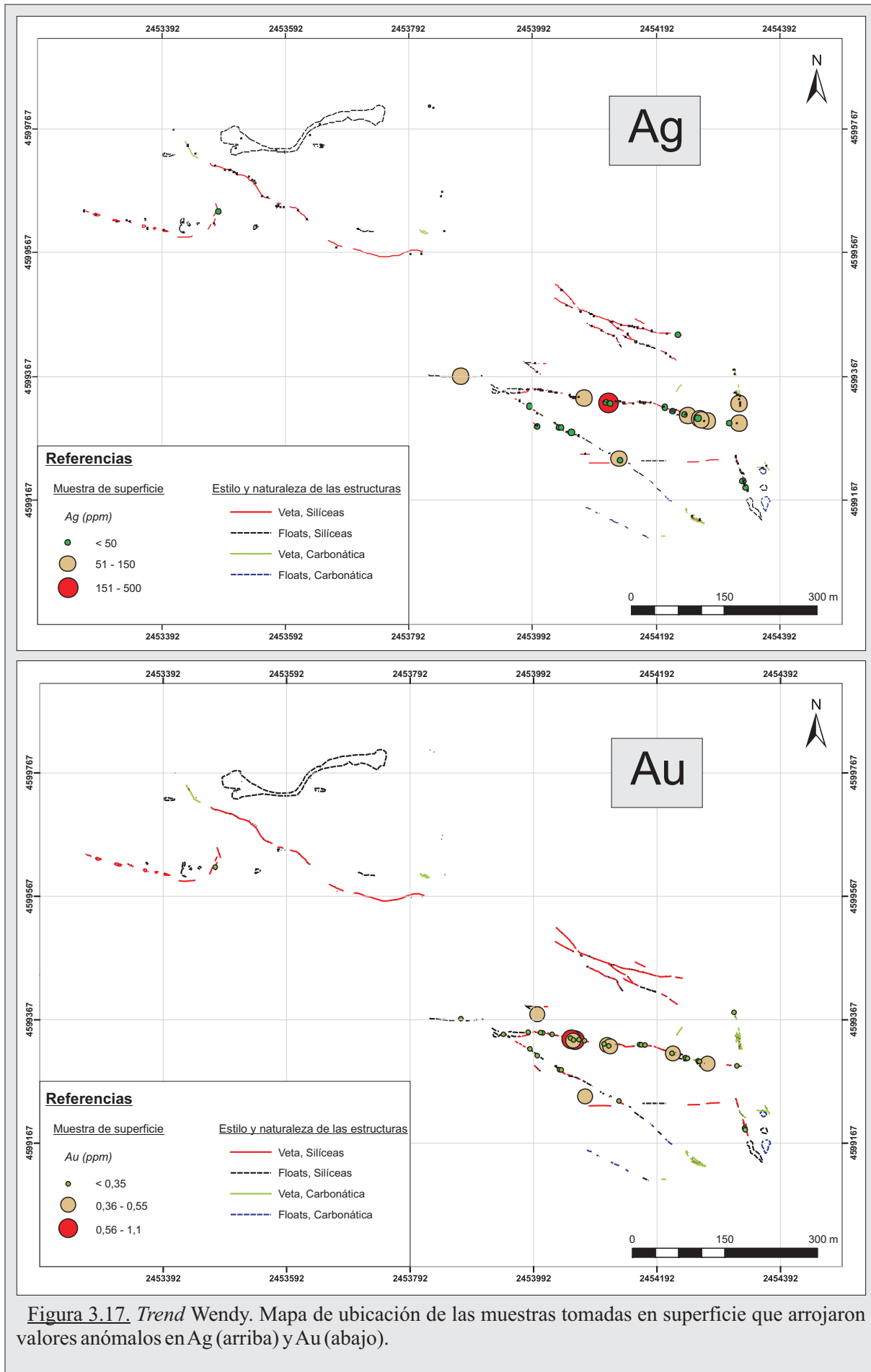


Figura 3.17. Trend Wendy. Mapa de ubicación de las muestras tomadas en superficie que arrojaron valores anómalos en Ag (arriba) y Au (abajo).

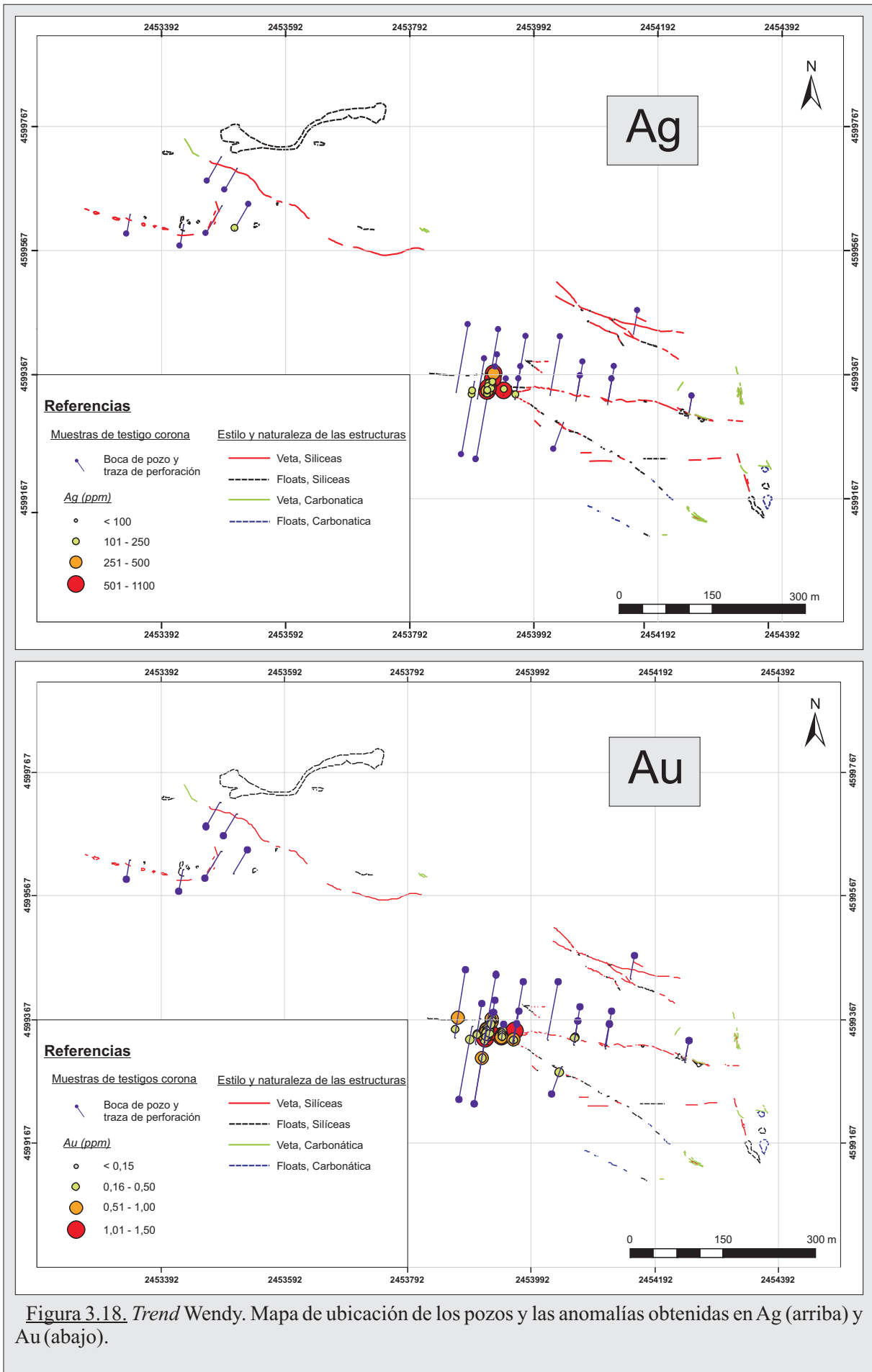
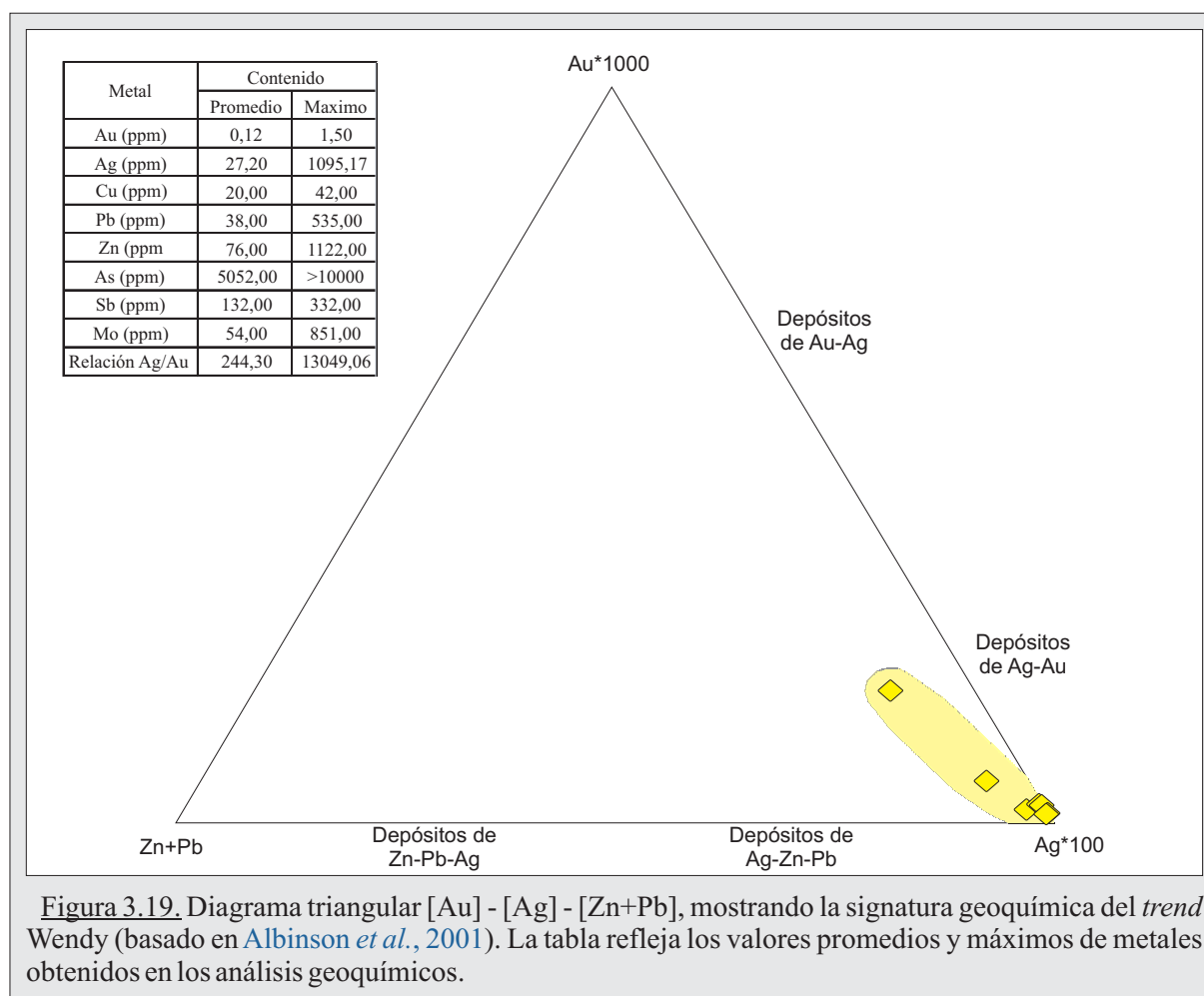


Figura 3.18. Trend Wendy. Mapa de ubicación de los pozos y las anomalías obtenidas en Ag (arriba) y Au (abajo).



El *trend* Wendy presenta pocas estructuras de transferencia bien preservadas, siendo los sigmoides a escala de afloramientos los mejores desarrollados, y las zonas de solapamientos las menos reconocidas.

Se denominan sigmoides (o *jogs* dilatacionales) a segmentos de estructura con geometría sigmoidal a lenticular que se dan como resultado de resaltos o cambios en el rumbo y/o la inclinación de las vetas y representan zonas de apertura localizada dentro de los sistemas de fallas/vetas ([Micklethwaite, 2009](#); [Páez, 2012](#)). Por otro lado, las zonas de solapamiento (*step-overs*) corresponden a las áreas desarrolladas entre dos segmentos de falla/veta vecinos que presentan un arreglo en echelon, y que pueden o no estar conectadas por fallas/vetas de menor jerarquía ([Micklethwaite, 2009](#)).

Como ya se explicó, las estructuras se emplazan según tres rumbos principales: N120° a E-O, NO-SE (N150°) y N-S, en la mayoría con una componente de buzamiento vertical a sub-vertical de alto ángulo. Considerando el patrón de afloramientos y la potencia de las estructuras, junto con las texturas primarias como indicadores sobre el grado de apertura, se observó que en *Josefa* y *Cintia* (con rumbos N120° a E-O) se formaron crestones con potencias que llegan a los 3-4m y con texturas de relleno bandeadas, vetillas y drusas, con una menor proporción de brechas.

Por otro lado, en las estructuras localizadas en la dirección NO-SE (N150°) se observó que en *Zulema* el patrón de afloramiento es menos desarrollado, con mayor predominancia de floats y

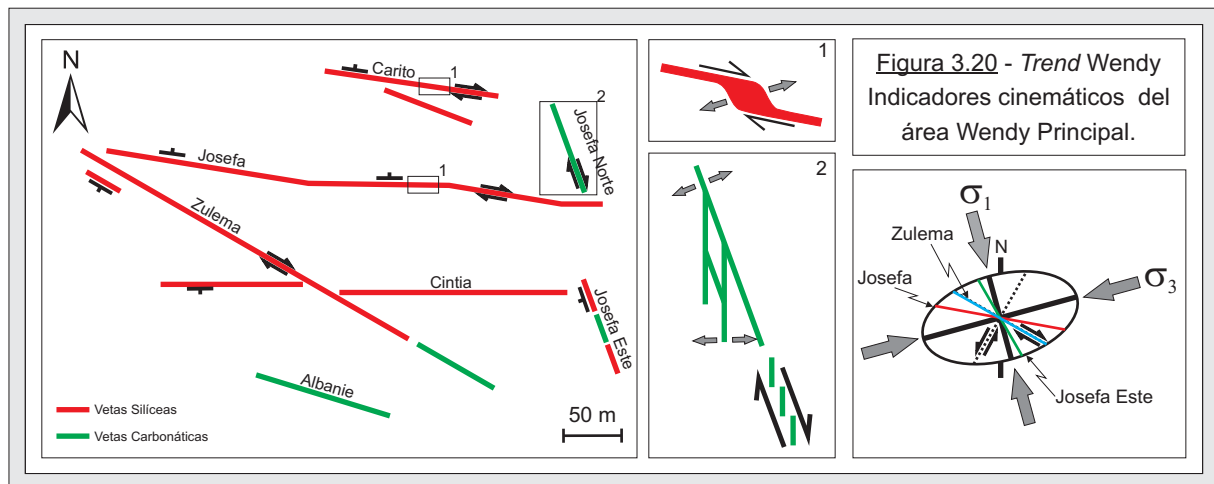


Figura 3.20 - Trend Wendy Indicadores cinemáticos del área Wendy Principal.

crestones sub-aflorantes con fuerte presencia de las texturas brechosas, en *Carito* se desarrollaron lentes sigmoidales con cinemática dextral (Figura 3.4) y un cizallamiento intenso que por sectores desarrolló una brecha de falla, y en la *Rama Norte* del sector Wendy Oeste la textura que solo se desarrolla es la brechosa (Figura 3.6-C).

Finalmente, en el tercer rumbo reconocido (N-S) se aloja la estructura *Josefa Norte*, la cual posee una rama principal de rumbo N150° sobre la que convergen ramas secundarias de rumbo N-S, con un tramo al sur en donde se disponen en un arreglo en *echelon*, indicando un desplazamiento de tipo dextral (Figura 3.4-G y 3.20).

Estas disposiciones geométricas y las características texturales observadas nos estarían indicando que, al momento de la formación de las estructuras mineralizadas, el régimen estructural imperante era de tipo transtensivo, en donde el sistema N150° (NO-SE) aloja la dirección con mayor componente de rumbo (representada por *Zulema*, *Carito* y *rama norte*), mientras que en los sistemas N120° y E-O (*Josefa* y *Cintia*) están localizadas las direcciones de mayor extensión o apertura dentro de un régimen cinemático normal-dextral (Figura 3.20).

3.3.2. Sistema Argenta

3.3.2.1. Ubicación, distribución y características generales de las estructuras.

El sistema Argenta se encuentra localizado en el sector central del Distrito Cerro Primero de Abril (Figura 3.2), y está conformado por un set de 8 estructuras que de sur a norte se denominan *Argenta stock*, *Argenta madre*, *Argenta centro*, *Argenta oeste*, *Argenta norte*, *Marisel sur*, *Marisel* y *Marisel oeste*, las cuales poseen rumbos promedios NO-SE a E-O, con longitudes que van de los 500 m hasta los 1,5 km y potencias medias de 3 a 5 m, totalizando 11,5 km lineales de vetas (Figura 3.21).

Estas estructuras se encuentran alojadas en las unidades litoclásticas, casi en su totalidad dentro de la ignimbrita dacítica y en menor proporción en la ignimbrita lítica (Anexo I), desarrollando en líneas generales estructuras vetiformes de composición silíceas, dominando las vetas, vetillas y *stockworks* con texturas bandeadas, brechadas, en peine y coliformes.

A continuación se detallaran las características generales de cada una:

Argenta stock

La estructura *Argenta stock* se caracteriza por ser un tren de pequeñas estructuras continuas con una disposición subparalela (Figura 3.22-A) con dos rumbos claros: uno principal N140° a N120° y otro secundario N70° a E-W, con buzamientos que van desde los 65° al NE hasta subverticales.

A lo largo de toda su extensión, la cual es mayor a los 1,5 km, estos dos set de vetillas subparalelas se interceptan mutuamente entre sí, no distinguiendo una relación de corte entre ellas, lo que nos evidencia que existió una coetaneidad temporal en su formación.

Ambos set están formados por vetillas de cuarzo cristalino, con espesores promedios de 1-1,5 cm llegando hasta los 6-8 cm, distribuyéndose en un ancho de afloramiento cercano a los 2 m en donde dominan las texturas en peine, y en menor proporción, texturas brechadas y sacaroides masivas (Figura 3.22-B).

Argenta madre

La estructura *Argenta madre*, localizada al noreste de *Argenta stock*, se puede considerar una

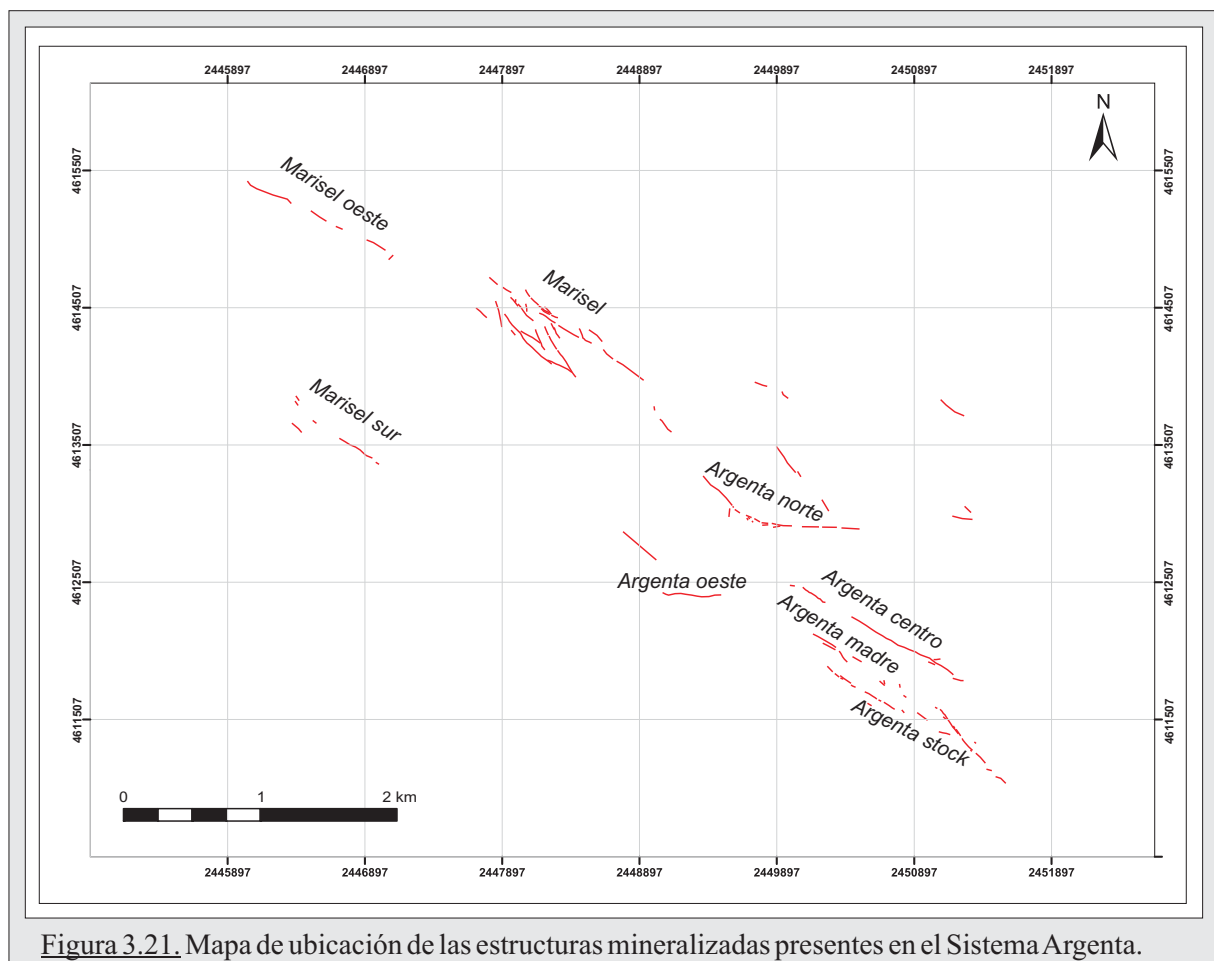


Figura 3.21. Mapa de ubicación de las estructuras mineralizadas presentes en el Sistema Argenta.



Figura 3.22. *Argenta stock*. **A)** Set de vetillas de cuarzo con disposición subparalela; **B)** Detalle de las texturas bandeadas y brechadas reconocidas en el sector central de la estructura.

continuación de esta última (Figura 3.21). Se caracteriza por ser una estructura continua de rumbo N120° buzando con alto ángulo hacia el NE, con potencias promedio no mayores a los 50 cm. No obstante, la potencia supera los 2 m cuando se considera el halo de alteración generado en el techo de la estructura, con un vetilleo fino de cuarzo y una fuerte oxidación, con abundante hematita y limonitas.

Desarrolla una morfología de crestones vetiformes (Figura 3.23-A), constituidos por una brecha silíceica con abundantes clastos de cuarzo cristalino y roca de caja con una intensa oxidación de coloraciones ocres y rojizas, y minerales secundarios de Cu (Figura 3.23-B), en una matriz de cuarzo sacaroide de coloraciones castaña clara a incolora.

En líneas generales, la estructura *Argenta madre* presenta tres tramos con características particulares: en el sector norte se reconocieron abundantes minerales oxidados de cobre junto con escasos sulfuros correspondientes a piritita desarrollando un incipiente *boxwork* (Figura 3.23-C). Por otro lado, el sector central se caracteriza por un aumento en la intensidad del brechamiento, reflejado en el mayor tamaño de los clastos de roca de caja brechados, junto con una mayor participación de limonitas ocres que por sectores son lixiviadas y le confirieron a la estructura un aspecto oqueroso. Finalmente, el sector sur es el que presenta las mayores similitudes con *Argenta stock*, ya que se encuentra conformado por un set de vetillas de cuarzo con rumbos N120° y desarrollando texturas en peine (Figura 3.23-D).

Argenta oeste

Esta estructura, a diferencia de las anteriores, es una estructura que corre a lo largo de 500 m con rumbo N80° a E-W (Figura 3.21) buzando al sur con alto ángulo, con potentes espesores promedios de 1 m y máximos cercanos a los 5 m.

Su patrón de afloramiento es continuo y se puede seguir a lo largo de su rumbo pero van

variando sus estilos desde importantes crestones al oeste, pasando por afloramientos rasantes en su sector central, y culminando en *floats* en su tramo oriental. Además, en su flanco sur y alojado en la roca de caja, tiene asociado un vetilleo fino de cuarzo con disposición subparalela e igual rumbo, desarrollando texturas en peine con estructuras sigmoidales en un área de influencia desde la estructura menor a los 5 m.

Su tramo occidental está mejor expuesto debido a dos estructuras potentes formadas por brechas intensamente oxidadas, con abundantes limonitas que le dan una coloración ocre (Figura 3.24-A). Posee un incipiente *boxwork* de pirritas oxidadas y una abundante limonitización y menor hematitización. En cambio, su tramo central y oriental se presentan como subafloramientos y *floats* de la brecha con un menor grado de oxidación, pudiéndose reconocer clastos de cuarzo bandeados opalescentes en una matriz de cuarzo grisáceo dado por la presencia de sulfuros diseminados poco alterados (pirita y galena) y óxidos secundarios de Cu y Pb (Figura 3.24-B).

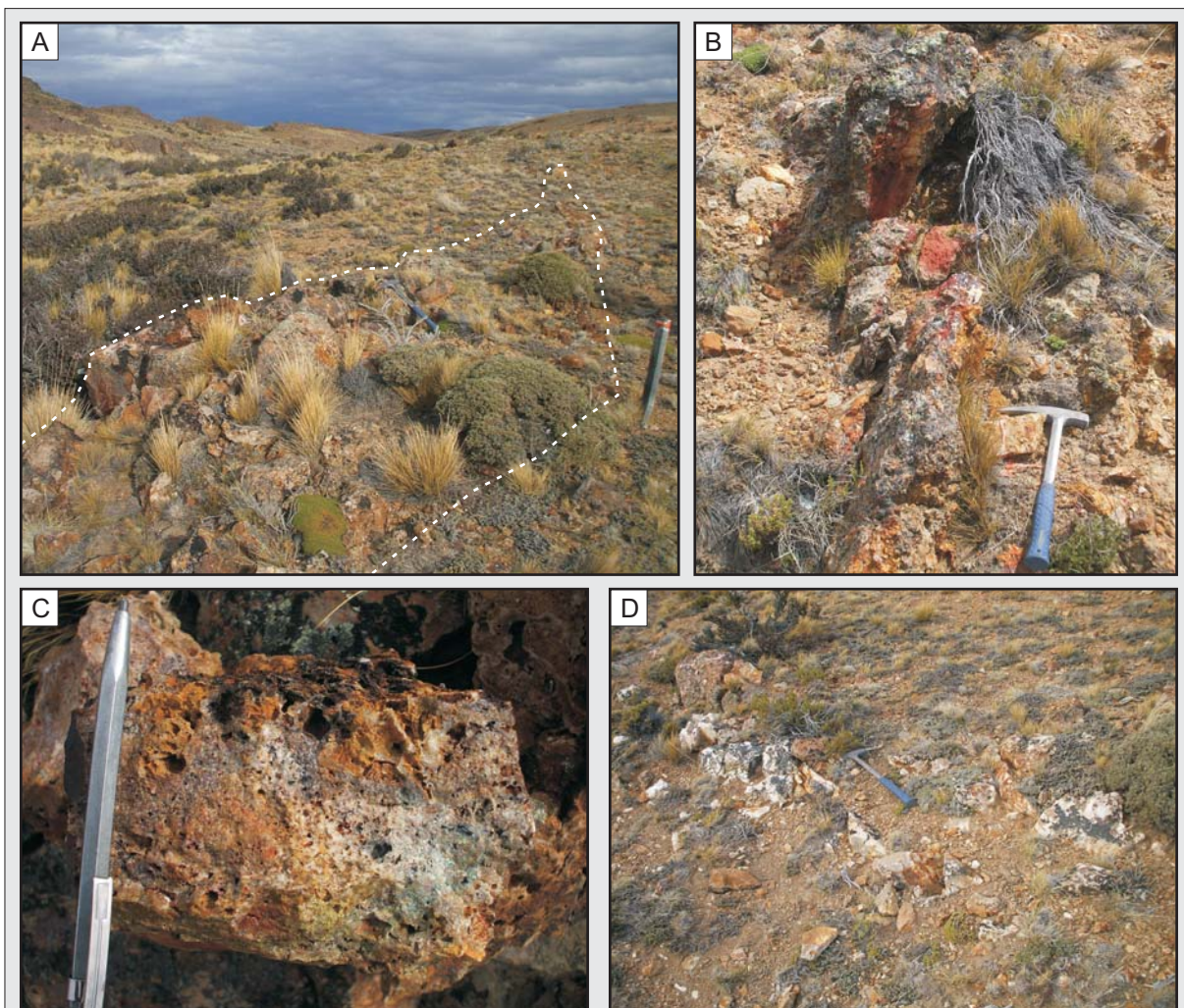


Figura 3.23. A) Vista regional de los afloramientos de *Argenta madre*; B) Detalle de la estructura con una fuerte tinción rojiza dada por la importante presencia de óxidos de Fe; C) Detalle de la brecha con el *boxwork* de pirita junto a abundantes óxidos de Fe, Cu y Pb; D) Afloramientos del tramo sur de la estructura, desarrollando vetilla de cuarzo en peine similares a la estructura *Argenta stock*.

Argenta centro

La estructura *Argenta centro* posee afloramientos bien definidos con una longitud cercana a los 1,5 km (Figura 3.21), en donde su patrón de afloramientos se desarrolla como crestones en su sector oriental (Figura 3.25-A) y como subaflorantes en su tramo occidental (Figura 3.25-B).

Se reconocen tres direcciones favorables donde las estructuras se alojan: el rumbo N110°-N120° se caracteriza por ser el principal y contener la mayor parte de las estructuras, el rumbo E-W funciona como enlace entre las estructuras que poseen el rumbo principal cuando estas se bifurcan o presentan geometrías sigmoidales. Estas dos direcciones se caracterizan por alojar estructuras vetiformes con vetillas de cuarzo con texturas en peine y brechas con cuarzo sacaroide con un boxwork de piritita y abundantes oxidados de Fe y Cu (Figura 3.25-C).

Por último, el rumbo N140° se presenta como una dirección de menor relevancia que aloja solo estructuras pequeñas con abundantes vetillas de cuarzo en peine (Figura 3.25-D).

Argenta norte

Está compuesta por dos ramas con rumbos diferentes que totalizan 1,3 km de longitud, comenzando al sur con un rumbo E-W que pasa al norte a un rumbo N120° (Figura 3.21).

La estructura *Argenta norte* es interpretada como la continuación de la estructura *A. Centro*, reconociéndose el mismo estilo en la geometría de las estructuras y sus texturas, pero que en este sector además ha coincidido con un lineamiento de escala regional de rumbo E-W que provocó sobre la rama que se desarrolló en esta dirección un intenso tectonismo, sobreimponiendo una brecha tectónica con clastos de clastos de la caja (la ignimbrita TD), las vetillas de cuarzo con textura en peine y las brechas hidrotermales (Figuras 3.26-A y 3.26-B).

Marisel, Marisel oeste y Marisel sur

Las estructuras *Marisel, Marisel oeste y Marisel sur* están ubicadas en el extremo noroeste

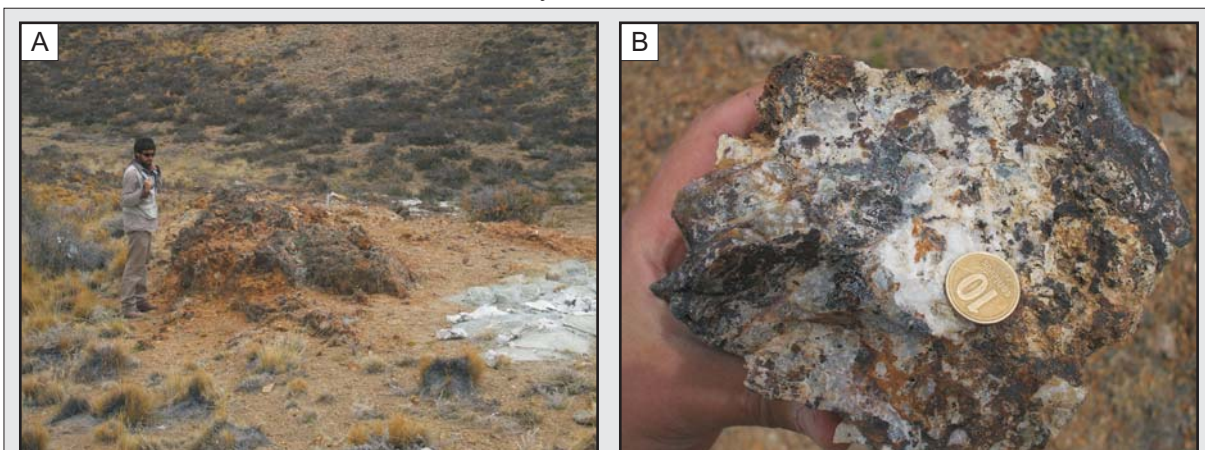


Figura 3.24. *Argenta oeste.* **A)** Vista de los potentes afloramientos fuertemente oxidados; **B)** Detalle de las texturas brechadas con abundantes óxidos de Fe y Cu.

del Sistema Argenta (Figura 3.21). Estas estructuras se alojan principalmente en la ignimbrita dacítica (TD), aunque hacia el oeste también son alojadas en la ignimbrita lítica (TL) (Anexo I).

Las estructuras *Marisel* y *Marisel oeste* están conformadas por varias ramas con rumbo N110° a N140° y que sumadas superan los 4,5 km. Se caracterizan por afloramientos con una geometría lenticular (Figura 3.26-C) que están compuestas por vetillas de cuarzo con una disposición anastomosada y textura en peine de grano grueso (Figura 3.26-D), y brechas de matriz silícea con clastos de la caja y cuarzo bandeado.

La estructura *Marisel sur* es una pequeña estructura continua de rumbo N120° que aflora como crestones de baja altura y que está conformada por un vetilleo intenso de cuarzo, con vetillas no mayores a los 3 cm de ancho con textura en peine de grano grueso y una disposición subparalelas a anastomosada. Este set de vetillas abarca una superficie de 6 a 7 m de ancho y se extiende a lo largo de 1,2 km en su rumbo (Figuras 3.26-E y 3.26-F).

La particularidad de esta estructura respecto a las demás es que corre paralela a un dique riolítico de rumbo N120° que buza al NO con alto ángulo, estando ambos localizados en un lineamiento regional NO-SE, ubicándose la mineralización en el flanco noreste del dique (Figura 3.26-E).

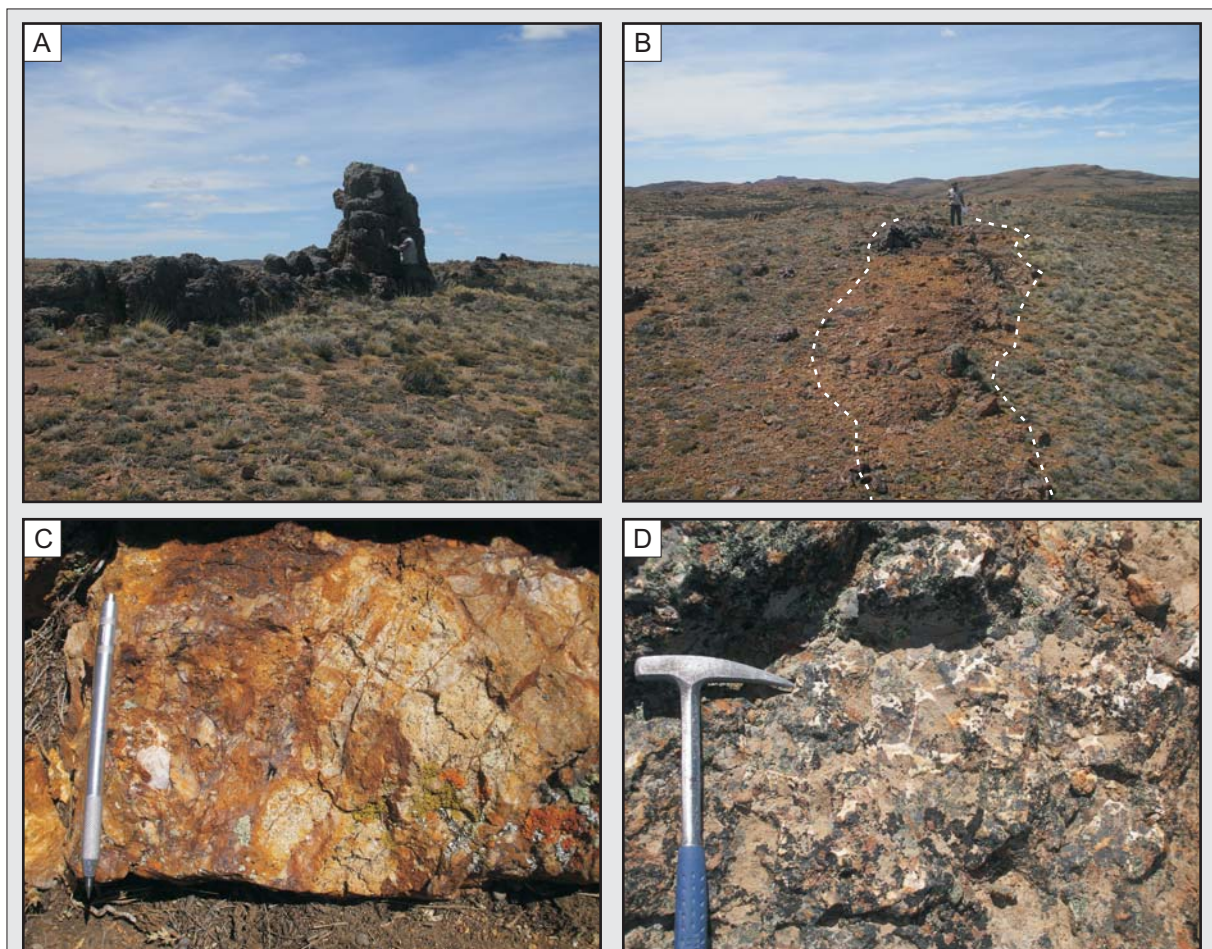


Figura 3.25. A) y B) Vista regional de los patrones de afloramientos de *Argenta centro* en su tramo oriental y occidental respectivamente; C) Detalle de la brecha con abundantes óxidos de Fe; D) Detalle de las vetillas de cuarzo alojadas en el rumbo N140°.

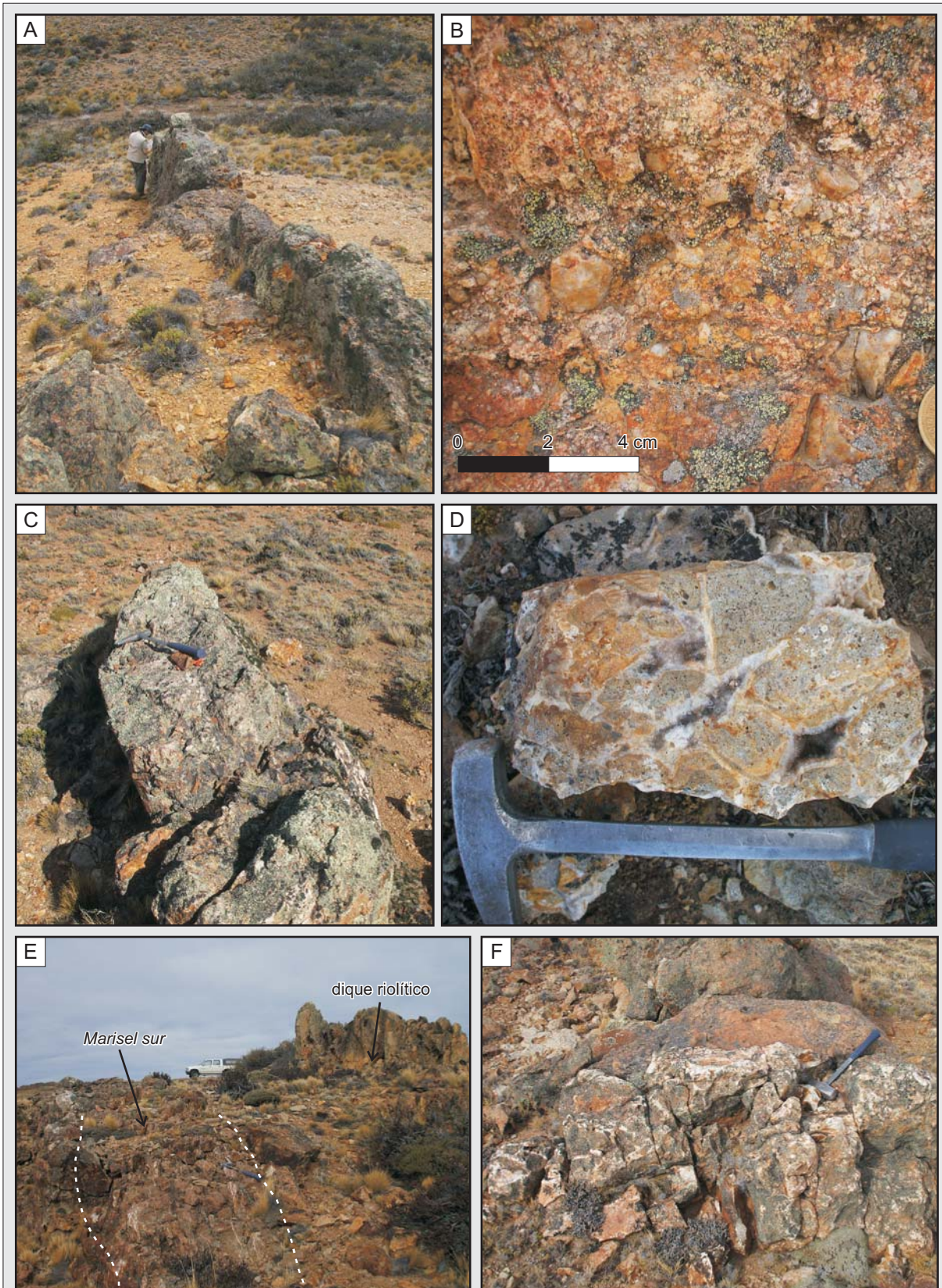


Figura 3.26. Estructuras *Argenta norte*, *Marisel* y *Marisel sur*, detalles de sus patrones de afloramientos y texturas. *Argenta norte*: A) Vista regional de los crestones vetiformes aflorantes y B) Detalle de la brecha tectónica; *Marisel*: C) Vista regional de los afloramientos con geometrías lenticulares y D) Detalle de la vetillas de cuarzo-adularia con texturas en peine, generando una textura pseudobrechada dada por una mayor densidad del vetilleo; *Marisel sur*: E) Vista regional de los afloramientos vetiformes ubicados en el flanco noreste del dique riolítico y F) Detalle de las vetillas de cuarzo.

3.3.2.2. Caracterización de la mineralización

a) Mineralogía y secuencia paragenética.

En las estructuras mineralizadas del área Argenta se reconoció una mineralogía simple, dominada en su mayoría por sulfuros de metales base, identificándose galena, esfalerita, pirita, calcopirita, pirrotina (FeS) y covelina (CuS) como minerales de mena, mientras que calcita, cuarzo y adularia (KAlSi₃O₈) son las fases minerales de ganga presentes.

Se identificaron además abundantes minerales de alteración supergénica, siendo en orden de importancia los siguientes: hematita (Fe₂O₃), azurita (Cu₃(OH)₂(CO₃)₂), malaquita (Cu₂(CO₃)(OH)₂) y fases minerales pertenecientes al grupo de las limonitas (hidróxidos de Fe).

Respecto a su esquema paragenético se reconocieron cuatro pulsos mineralizantes (Figura 3.27), uno de naturaleza carbonática y tres de naturaleza silíceo, estando el último de ellos fuertemente asociado a un evento de fracturación frágil.

A continuación se describirán los cuatro pulsos en detalle:

Pulso 1 (P1): el pulso inicial, de naturaleza carbonática, quedó escasamente preservado con su composición original, y solo se reconoce en la estructura *A. Madre*. No obstante, este pulso pudo ser confirmado en varias estructuras a través de la textura de reemplazo sobre los individuos de calcita que generó el primero de los pulsos silíceos (P2), pulso que además posee una amplia distribución en el Sistema Argenta.

<i>Sistema Argenta</i> Diagrama paragenético		PULSOS PRIMARIOS			
		carbonático	silíceo		
		P1	P2	P3	P4
Mena	Pirita			██████████	
	Calcopirita			██████████	
	Esfalerita			██████████	
	Galena			██████████	
	Pirrotina			██████████	
	Covelina			██████████	
Ganga	Calcita	██████████			
	Cuarzo		██████████	██████████	██████████
	Adularia		██████████		

Figura 3.27. Diagrama paragenético del área Argenta, en donde se observa la presencia de los diferentes minerales de mena y ganga en cada uno de los cuatro pulsos mineralizantes reconocidos. El grosor de las barras refleja la abundancia del mineral en cada pulso.

Se reconoció, tanto en muestra de mano como al microscopio, una textura bandeada fina (Figura 3.28-A), con el desarrollo de cristales elongados en una textura *carbonate lattice bladed* (Figura 3.28-B) (Dong *et al.*, 1995).

Pulso 2 (P2): luego del estadio carbonático generador del pulso P1 se suceden tres episodios silíceos. El primero de ellos (P2) posee una amplia distribución por toda el área, pero se encuentra mejor representado en sector de *Argenta Stock*.

Se trata de un pulso de cuarzo-adularia que conforma un stockwork con vetas y vetillas subparalelas (Figura 3.22-A) que se entrelazan en un arreglo anastomosado. Por sectores se observó una mayor densidad en el vetilleo, generando un aspecto de pseudobrechas vetiformes o *vein-breccias* en donde los clastos angulosos de la roca de caja son rodeados por las vetillas (Figura 3.26-D).

Respecto a las vetillas, se caracterizan por una estructura bandeada de cuarzo-adularia, presentando variaciones en cuanto al contenido de los dos minerales, dominando en algunas vetillas el cuarzo (Figura 3.29-A) mientras que en otras domina casi por completo la adularia (Figura 3.29-B).

Al microscopio se reconoció una amplia y variada cantidad de texturas, tanto primarias como de reemplazo y de recristalización. Dentro de las texturas primarias se reconocieron las mismas texturas identificadas en muestra de mano, es decir, grandes cristales de cuarzo y adularia pseudo-rómbica con texturas en peine, bandeados finos y macizas (Figuras 3.29-A y 3.29-B). Este pulso es el responsable además de los cristales pseudomórficos de cuarzo con texturas de reemplazo sobre los cristales de calcita generando un arreglo paralelo o *parallel-bladed* (Dong *et al.*, 1995) (Figura 3.28-B).

Finalmente, se identificaron tres texturas de recristalización; la más marcada es la observada en los cristales de cuarzo que desarrollan el tipo micro-plumosa o *feathery* (Dong *et al.*, 1995) (Figura 3.30-A). Por otro lado, en las cavidades de la textura primaria en peine se reconoció cuarzo microcristalino en una textura en mosaico de grano fino, junto con calcedonia con una textura bandeada fina y fibrosa radiada, las cuales corresponden al tipo “llameante” o

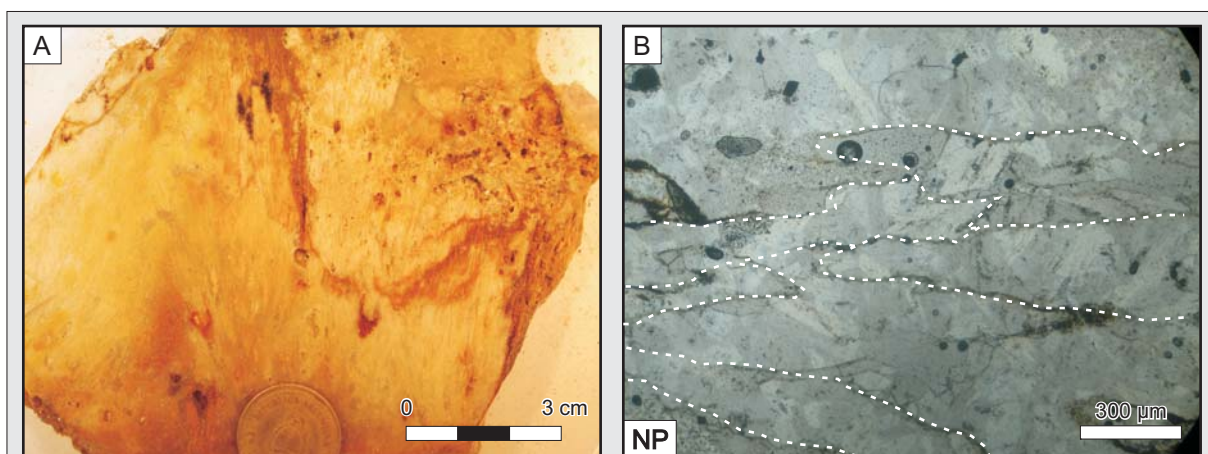


Figura 3.28. Pulso P1. **A)** detalle de la calcita parcialmente reemplazada por sílice en la estructura *Argenta madre*; **B)** Vista al microscopio de las calcitas laminares (en líneas punteadas se resaltó los límites entre individuos). NP: nicoles paralelos.

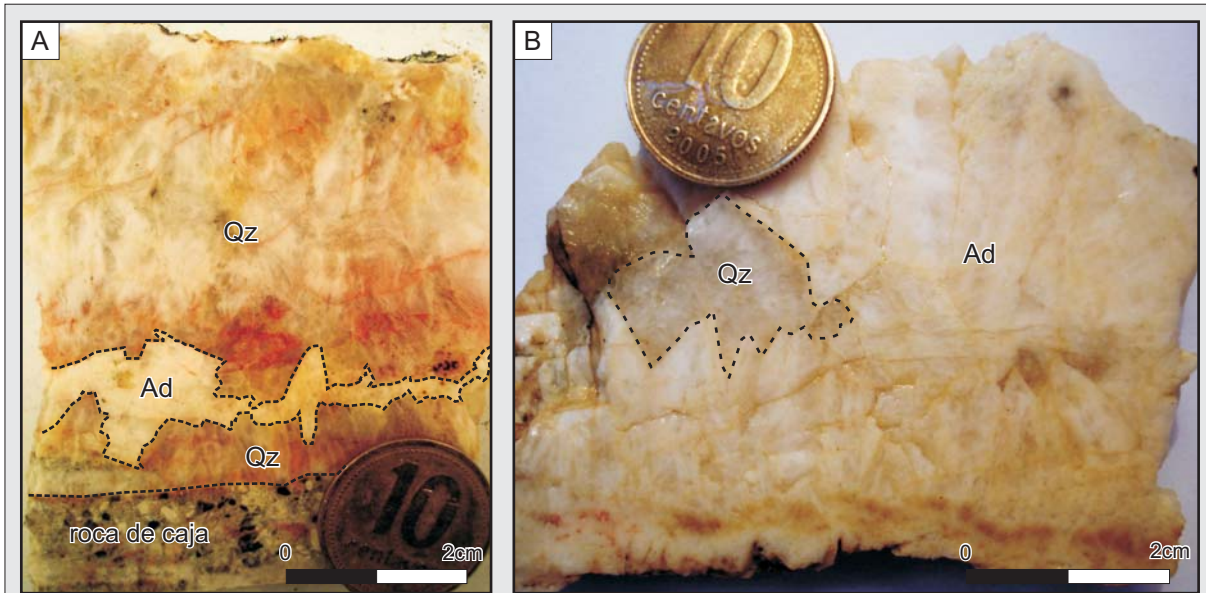


Figura 3.29. Pulso P2. Vista en muestras de mano de los dos estilos observados en las vetillas; en **A)** con mayor presencia de cuarzo sobre adularia y en **B)** el caso inverso, dominando la adularia por sobre el cuarzo.

“flamboyant” (Dong *et al.*, 1995) (Figura 3.30-B)

Pulso 3 (P3): posteriormente al pulso P2, se suceden eventos tectónicos intensos al mismo tiempo que el pulso P3 se deposita, siendo un pulso silíceo que se encuentra representado por brechas multiepisódicas tectono-hidrotermales que se presentan aflorando como grandes sigmoides (Figura 3.26-C) alojados principalmente a lo largo de lineamientos regionales. Estas brechas tectónicas presentan texturas cataclásticas intensas con clastos angulosos en una matriz subordinada cuarzo-hematítica-limonítica (Figura 3.26-B).

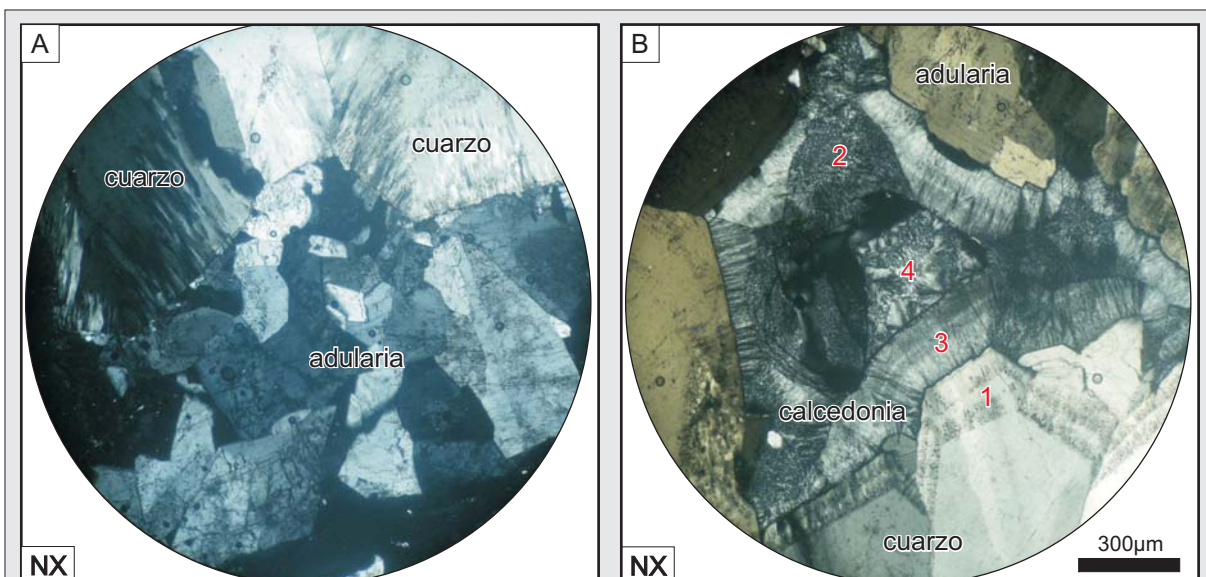


Figura 3.30. Microfotografías de los minerales y texturas presentes en el pulso P2. **A)** Mosaico de cristales pseudo-rómbicos de adularia en contacto con cuarzo presentando este último una textura de recrystalización micro-plumosa; **B)** Detalle de texturas de recrystalización en el pulso P2, los números en rojo marcan las diferentes texturas: **1)** cuarzo con textura llameante; **2)** cuarzo micro-cristalino con textura en mosaico; **3)** y **4)** texturas llameantes o *flamboyant* en calcedonia bandeada fina y fibrosa radiada respectivamente. (NX: nicoles cruzados).

Dentro de las brechas tectónicas se desarrollan lentes de brechas hidrotermales con clastos de roca de caja, del pulso P2, y clastos completamente oxidados y limonitizados en una matriz de cuarzo sacaroide rica en sulfuros, identificándose en las muestras de superficie solamente un diseminado de pirita y escasa galena (Figuras 3.31-A y 3.31-B), ya que en su mayoría los sulfuros se encuentran completamente alterados a óxidos e hidróxidos de Fe y minerales secundarios de Cu (principalmente azurita y malaquita) (Figuras 3.22-B, 3.23-C, 3.24-B, y 3.25-C).

Cabe resaltar que se encontró en algunas de las estructuras la presencia de clastos de la brecha hidrotermal dentro de la brecha tectónica, lo que nos estaría indicando una naturaleza multiepisódica y/o sintectónica de este pulso.

Del análisis al microscopio se reconoció que, además de la galena y pirita reconocida en muestra de mano, este pulso contiene esfalerita, calcopirita, pirrotina y covelina (Figura 3.27).

La galena se presenta en grandes cristales (con cristales que superan los 1600 μm de largo), con desarrollo eudral pero con bordes irregulares, mientras que a la esfalerita se la reconoce límpida como así también con abundantes desmezclas de calcopirita, las cuales no poseen una distribución en particular sino que están diseminadas por todo el individuo (Figuras 3.32-A y B). Por otro lado, la pirita desarrolla cristales cúbicos bien formados, con un tamaño promedio entre 50 y 200 μm (Figuras 3.32-B y C).

Estos cuatro minerales son los sulfuros dominantes, reconociéndose además una menor participación de pirrotina y covelina. El primero de ellos posee un desarrollo subedral y hábitos tabulares de hasta 400 μm (Figura 3.32-C), observándose en general intercrecido con pirita, calcopirita y esfalerita, mientras que la covelina se encuentra normalmente asociada a la esfalerita, con cristales eudrales de tamaños cercanos a los 100-120 μm con tonalidades azules intensas (Figura 3.32-D).

Pulso 4 (P4): finalmente el pulso P4, de naturaleza silíceo y de carácter tardío, se presenta

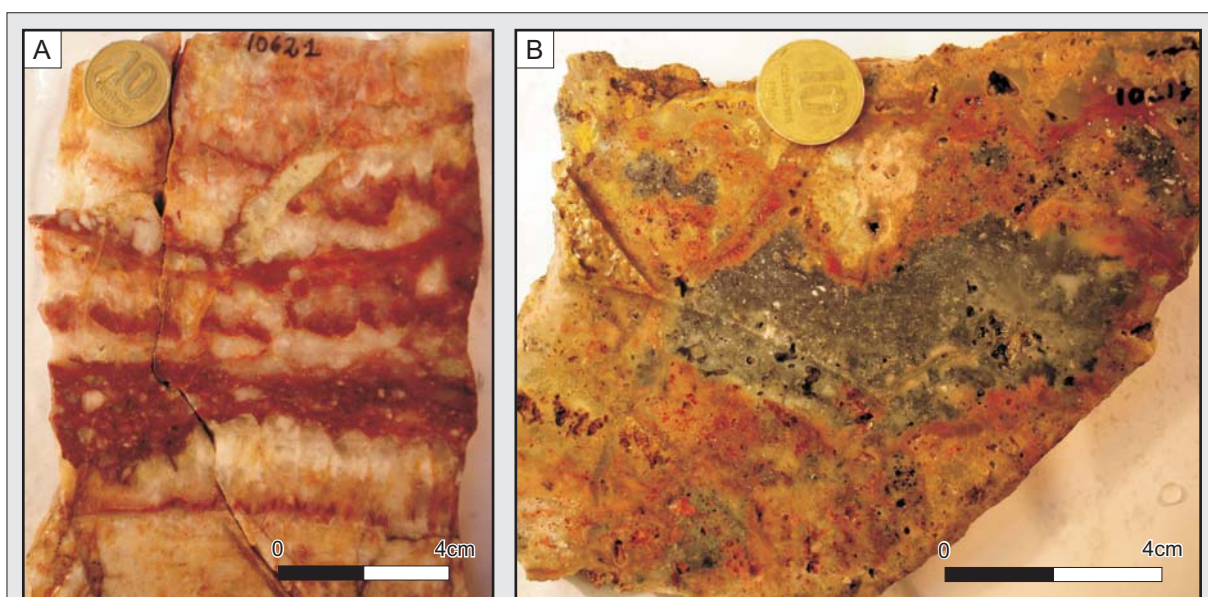


Figura 3.31. Vista en muestras de mano de las brechas hidrotermales del pulso P3. **A)** Muestra de la brecha con clastos del pulso previo en una matriz silíceo ferruginosa; **B)** muestra de la brecha con el núcleo fresco rico en un pulso silíceo con abundante galena y pirita, con el borde fuertemente oxidado.

cortando a los pulsos anteriores. Se caracteriza por un set de vetillas finas de cuarzo, las cuales desarrollan texturas en peine de grano grueso (Figuras 3.33-A y B).

b) Microtermometría de minerales transparentes y semitransparentes.

Se realizó un estudio sobre las inclusiones fluidas primarias (IF) presentes en cristales de cuarzo de los pulsos P2 y P3 (Figuras 3.34-A y B). Al igual que para el sistema Wendy, se consideraron los criterios para el análisis termométrico citados al comienzo del capítulo.

En las tres muestras analizadas las IF que se seleccionaron tienen morfología regular en su mayoría, con algunas pocas tubulares y ovoidales (Figura 3.34-C). Poseen diámetros promedio entre los 8-10 μm hasta los 30 μm , siendo de naturaleza bifásica (Nash, 1976), en donde la fase vapor ocupa entre el 10% y el 30% del volumen total de la inclusión.

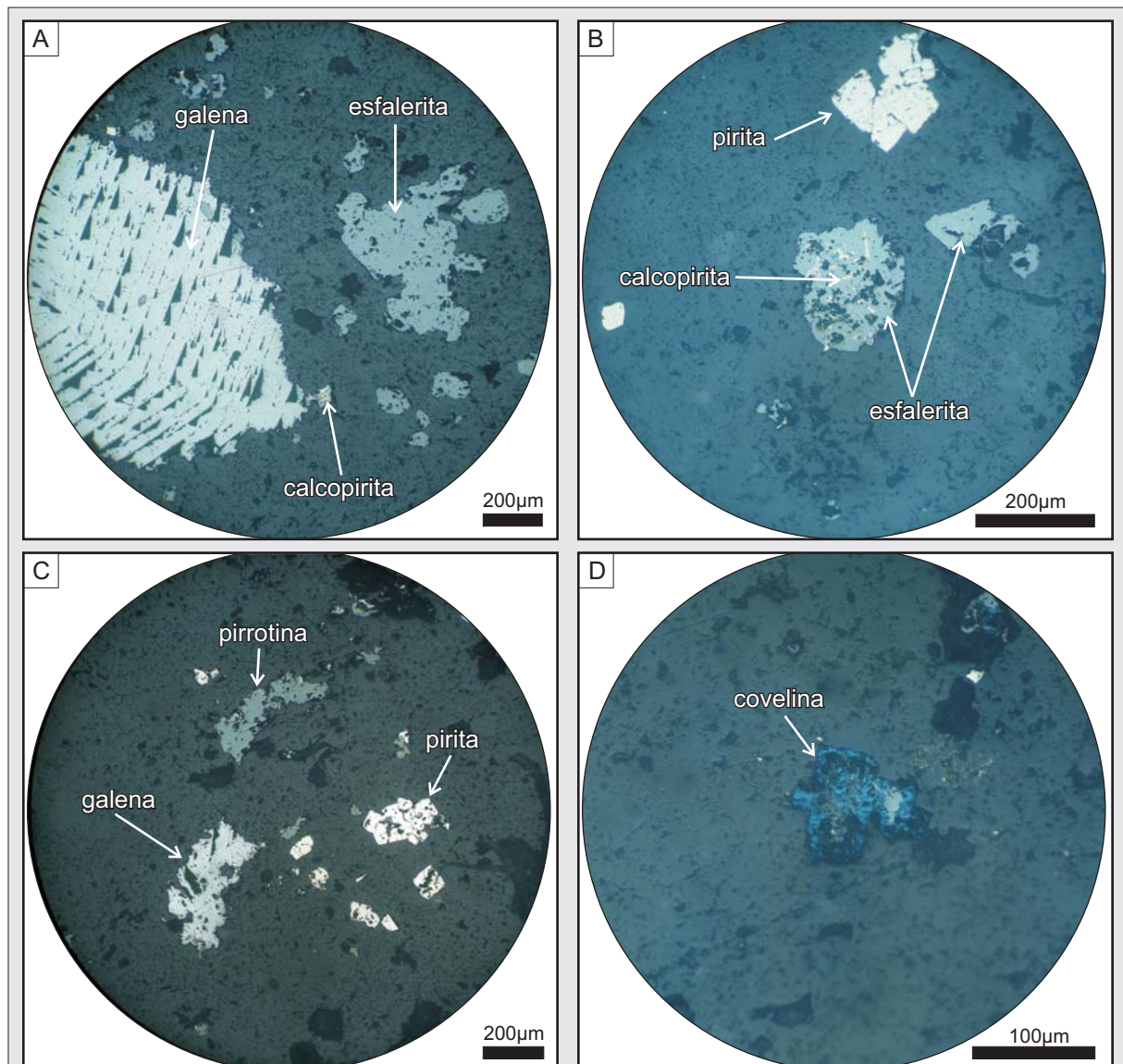


Figura 3.32. Microfotografías de los sulfuros presentes en el pulso P3. **A)** Galena de gran tamaño con bordes irregulares junto a cristales de esfalerita subedrales y escasa calcopirita; **B)** Cristales de esfalerita con desmezcla de calcopirita; **C)** Pirrotina subedral asociada a galena y pirita; **D)** Cristal cúbico de covelina.



Figura 3.33. A) Vetillas de cuarzo del pulso P4 cortando la brecha del pulso previo; B) Vista al microscopio de las vetillas de cuarzo con textura en peine.

Al igual que en el Sistema Wendy, no se reconocieron durante las etapas criogénicas evidencias de presencia de CO_2 en la fase vapor de las inclusiones, lo que también nos está indicando un contenido de CO_2 inferior al 3,7 % en peso dentro de las inclusiones (Hedenquist y Henley, 1985).

La primera temperatura de fusión de sólidos (T_s) obtenida después del congelamiento, fue registrada en torno de los $-23,1$ a $-20,1$ °C (Figura 3.34-C). Esta temperatura corresponde a la del punto eutéctico del medio sal-agua, e indica que corresponde al sistema salino $\text{H}_2\text{O-KCl-NaCl}$ (Shepherd *et al.*, 1985), con una T_e teórica de $-23,5$ °C.

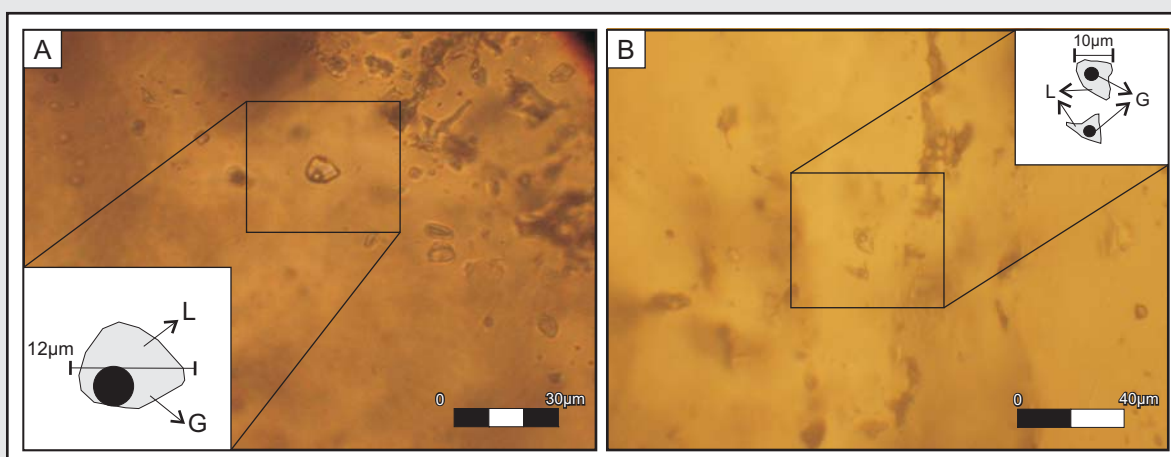
Durante el calentamiento, la homogeneización de las inclusiones bifásicas en fase líquida se produce entre $214,7$ °C y los $320,1$ °C. No obstante, en dos inclusiones del pulso P3 al ser calentadas por encima de los 350 °C no se reconocieron evidencias de homogeneización (Figura 3.34-D).

Finalmente, se calcularon las temperaturas de fusión final de hielo (T_f) y se obtuvieron valores entre los $-5,4$ °C y $-0,6$ °C, que corresponden a salinidades del orden de 1,05 a 8,41% en peso equivalente de NaCl (%wt NaCl)), con dos modas claras una de baja salinidad en los 0,9-3,3 %wt NaCl y otra con mayor salinidad a los 6,3-8,4 %wt NaCl respectivamente (Figura 3.34-E).

Cabe resaltar que dentro de los dos pulsos analizados (P2 y P3) se reconoció que el fluido evoluciona desde un pulso inicial caracterizado por temperaturas y salinidades bajas a un fluido con mayores salinidades y temperaturas (Figuras 3.34-D, 3.34-E, 3.35-A y 3.35-B), pero siendo igualmente valores que de acuerdo a Wilkinson (2001) se encuadran dentro del rango propio de los depósitos epitermales (Figura 3.35-C).

c) Caracterización geoquímica.

Al contrario que en el Sistema Wendy, para la definición de las características geoquímicas de las estructuras mineralizadas del Sistema Argenta solo se contó con información generada por la



C Resultados microtermométricos

Pulso	Veta	Muestra	Inclusión	Mineral	Morfología	F	T _c (°C)	T _e (°C)	T _f (°C)	Salinidad (%wt NaCl)	T _h (°C)
P2	Argenta Stock	10620D	P2-2	cuarzo	ovoidal	0,7	-	-	-0,8	1,4	311,2
			P2-2a	cuarzo	regular	0,9	-44	-21,6	-0,6	1,05	220,3
			P2-2b	cuarzo	regular	0,7	-45,5	-20,1	-0,7	1,22	256,2
			P2-5	cuarzo	regular	-	-	-	-0,7	1,22	273,9
		P2-5a	cuarzo	regular	-	-	-	-0,6	1,05	-	
		P2-1	cuarzo	voidal	0,9	-	-	-1,1	1,91	-	
		P2-6	cuarzo	tubular	0,9	-	-	-1,4	2,41	214,7	
P3	Argenta Oeste	10621	P2-6a	cuarzo	irregular	-	-	-	-1,4	2,41	-
			P2-6b	cuarzo	tubular	0,9	-48	-	-1,3	2,24	-
			P2-7	cuarzo	ovoidal	-	-	-	-	-	223,8
			P3-1	cuarzo	irregular	0,8	-	-23,1	-4,7	7,45	320,1
			P3-2	cuarzo	regular	0,7	-39	-	-1,6	2,74	-
			P3-3	cuarzo	regular	0,5	-38,6	-	-1,4	2,41	-
			P3-4	cuarzo	regular	0,7	-	-	-4	6,45	-
			P3-5	cuarzo	regular	0,5	-	-	-5,4	8,41	-
P3-5a	cuarzo	regular	0,7	-	-	-1,7	2,9	296			
P3-6	cuarzo	regular	0,7	-43,4	-	-1,8	3,06	-			
P3-7	cuarzo	regular	0,7	-	-35	-2,8	4,65	>350			
P3-8	cuarzo	regular	0,7	-46,1	-36,8	-4,6	7,31	>350			

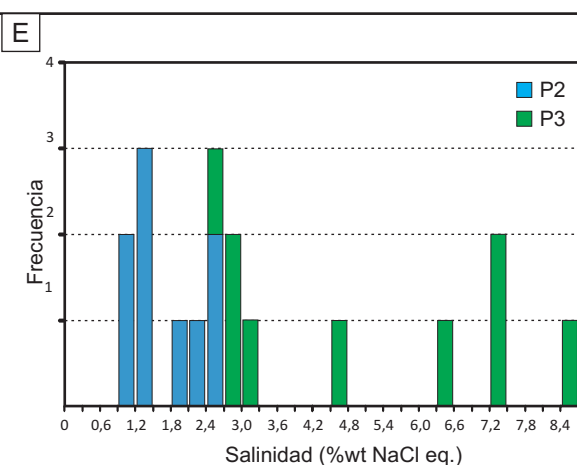
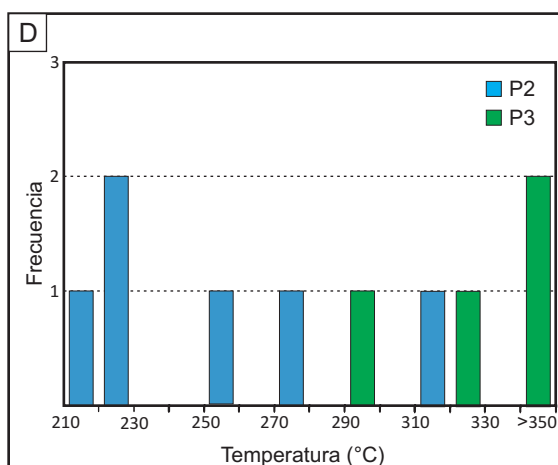
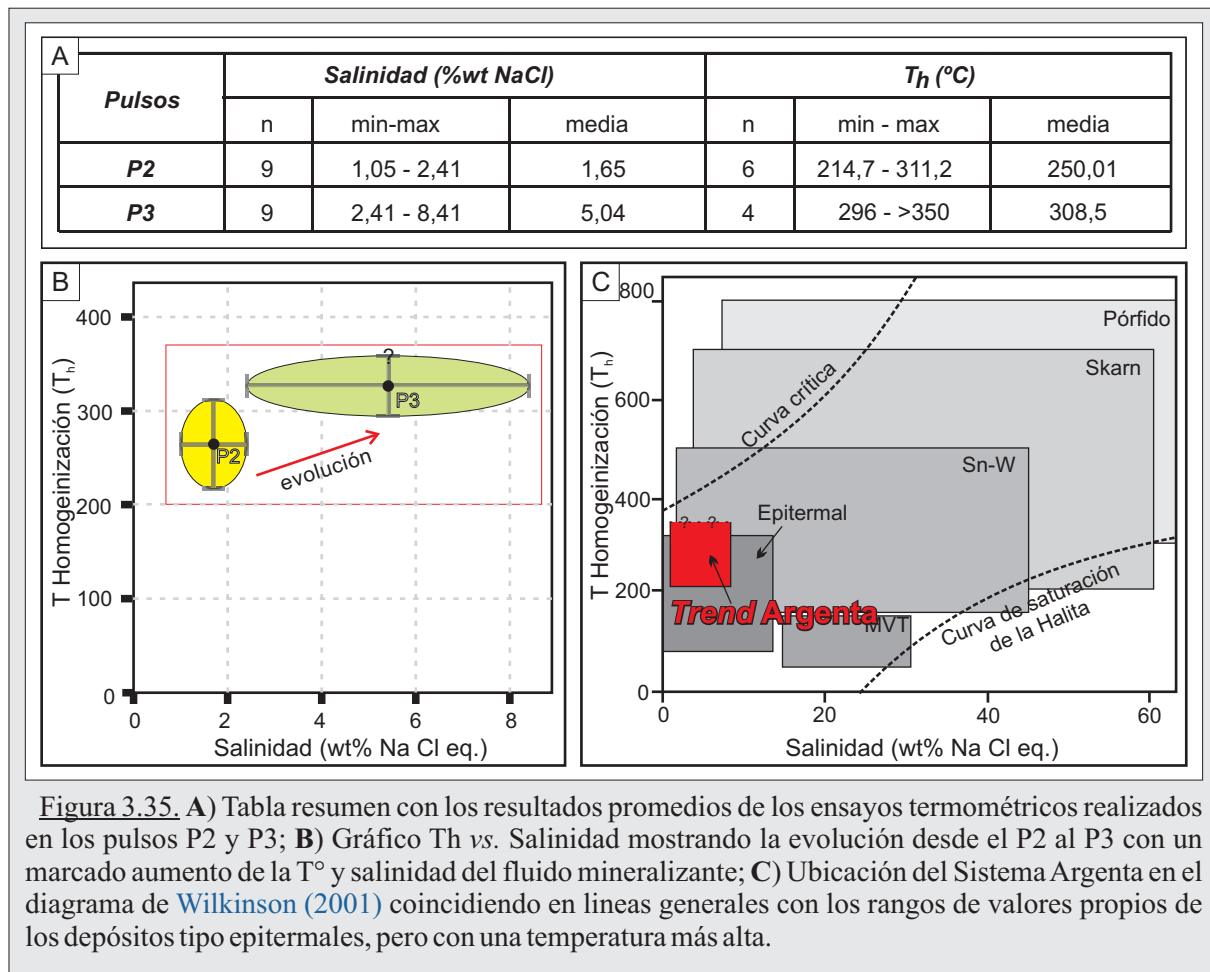


Figura 3.34. A) y B) Microfotografías de las inclusiones fluidas presentes en el pulso P2 (muestra 10620D); C) Tabla resumen de los principales datos microtermométricos obtenidos para el Sistema Argenta. D) Gráfico de Frecuencia vs. Temperatura; E) Gráfico de Frecuencia vs. Salinidad.



empresa Coeur Argentina S.R.L., en campañas de exploración y perforación realizadas entre los años 2003 y 2006.

Las primeras actividades exploratorias consistieron en un muestreo de esquirlas de las estructuras en superficie (*chip samples*), que permitieron delimitar zonas con valores anómalos en metales preciosos y metales bases (con valores máximos de 4,65 g/t Au, 1255 g/t Ag, 21,3 % Cu, 1,11 % Zn y 5,38 % Pb) (Figura 3.36).

Estos resultados favorables motivaron un programa de exploración detallada con sucesivas campañas de perforación, las cuales tuvieron dos puntos negativos: 1) el programa incluyó mayormente pozos superficiales (entre 60 y 150 m, salvo un solo pozo de 300 m de longitud), y 2) no fueron realizadas siguiendo una grilla sistemática en cada set de estructuras, por lo que no se cuenta con buena información sobre la distribución de los metales y la geometría de las estructuras en profundidad.

Estos trabajos se concentraron en las estructuras *Argenta stock*, *A. centro*, *A. madre*, *A. oeste* y *Marisel*, totalizándose 4600 m perforados (Figura 3.37). Se obtuvieron pocas muestras con valores anómalos en Au y Ag en las estructuras *A. oeste* y *Marisel* (con valores máximos de 6,50 g/t Au y 428 g/t Ag), mientras que en las estructuras *A. centro*, *A. oeste* y *Marisel* se identificaron anomalías en metales base, siendo también estos valores anómalos poco abundantes y de baja concentración (con máximos de 11,86% en Pb, 32,40% de Zn y 0,36% en Cu) (Figuras 3.38-A y 3.38-B).

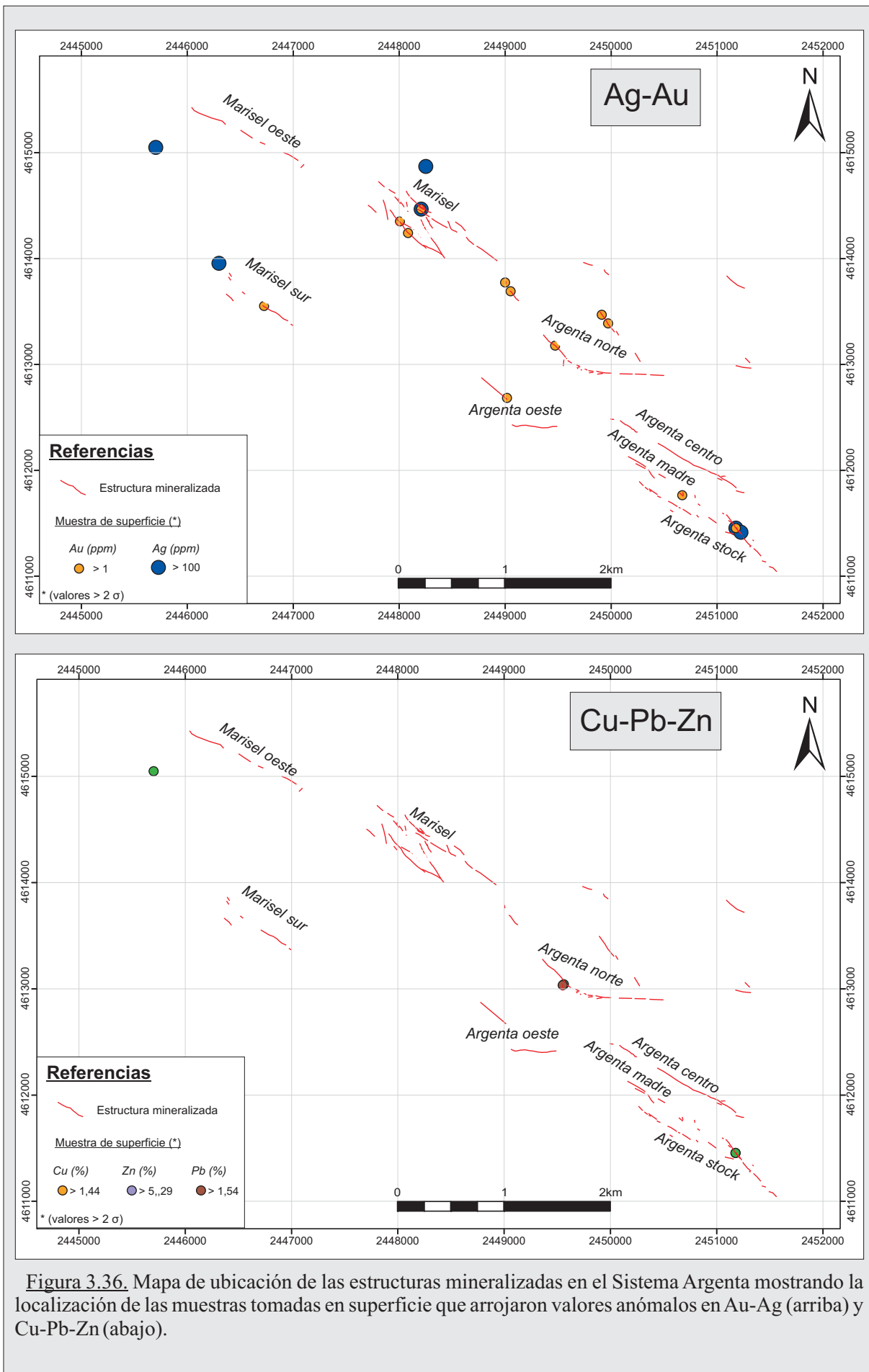


Figura 3.36. Mapa de ubicación de las estructuras mineralizadas en el Sistema Argenta mostrando la localización de las muestras tomadas en superficie que arrojaron valores anómalos en Au-Ag (arriba) y Cu-Pb-Zn (abajo).

A partir de una integración de los datos de superficie y de pozos (1481 muestras en total, correspondientes a 664 muestras de superficie y 817 muestras tomadas de testigos corona) se realizó una caracterización más detallada del perfil geoquímico del Sistema Argenta, seleccionándose en total 941 muestras por ser las que contaban con los datos completos de Au, Ag, Cu, Zn y Pb. Para la discriminación se consideró anómalos a todos aquellos valores mayores a dos desvíos estándar (2σ) respecto del valor promedio.

Se observó que los valores anómalos, tanto en Au-Ag como en Cu-Pb-Zn, representan una población muy pequeña respecto al total de datos considerados, además de que, a pesar de ser valores estadísticamente anómalos, corresponden a concentraciones geoquímicas bajas,

Tabla III. Resumen de las estructuras del Sistema Argenta perforadas entre el 2003 y 2006.

Estructura	Total de pozos	Profundidad alcanzada	Mejores valores (intersección @ Au/Ag en ppm)
Argenta centro	3 (2003)	Superficial (~120 m)	0,5 m @ 0,2/sin anomalía
Argenta meste	3 (2003)	Superficial (~100 m)	1 m @ 5,9/23
	8 (2004)	Superficial (~60 - 150 m)	2,5 m @ 3,5/20
Argenta norte	6 (2004)	Superficial (~40 m)	sin anomalía
Argenta stockwork	2 (2004)	Superficial (~45 m)	sin anomalía
Argenta madre	2 (2004)	Superficial (~40 m)	sin anomalía
Marisel	11 (2004)	Superficial (~100 m)	0,5 m @ 0,88/27
	5 (2006)	Profundo (~200 - 300 m)	0,4 m @ 0,85/18

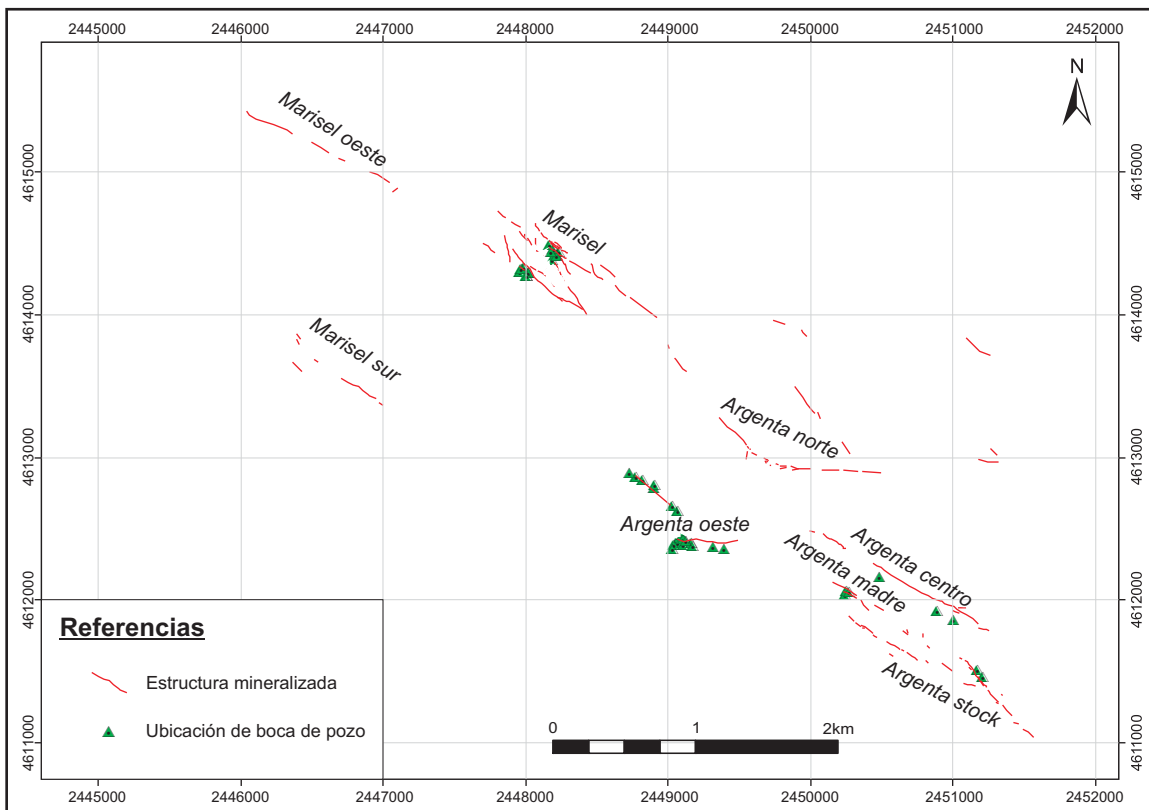


Figura 3.37. Mapa de ubicación de las estructuras mineralizadas del Sistema Argenta con la localización de los pozos perforados en el período 2003-2006.

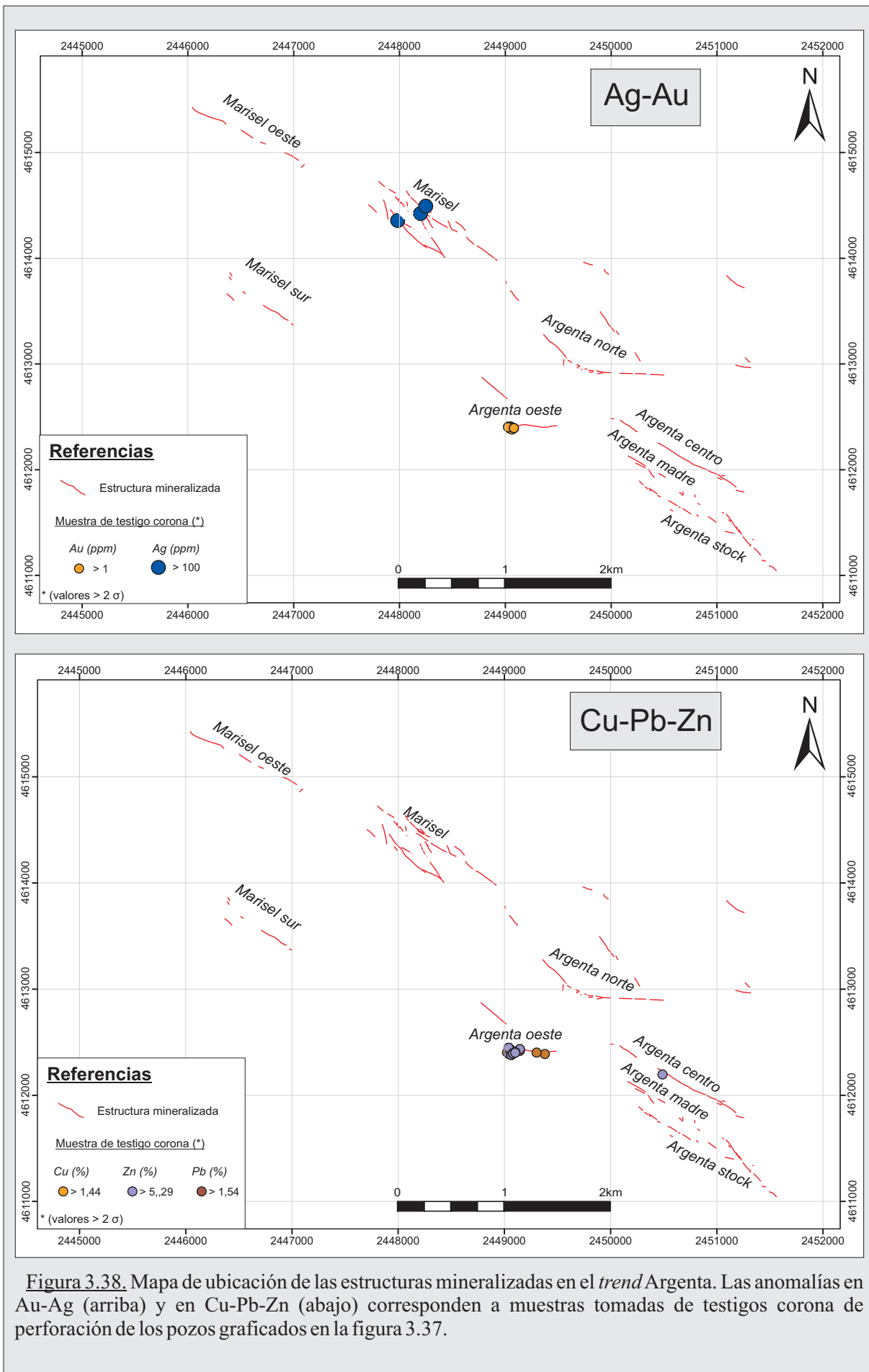
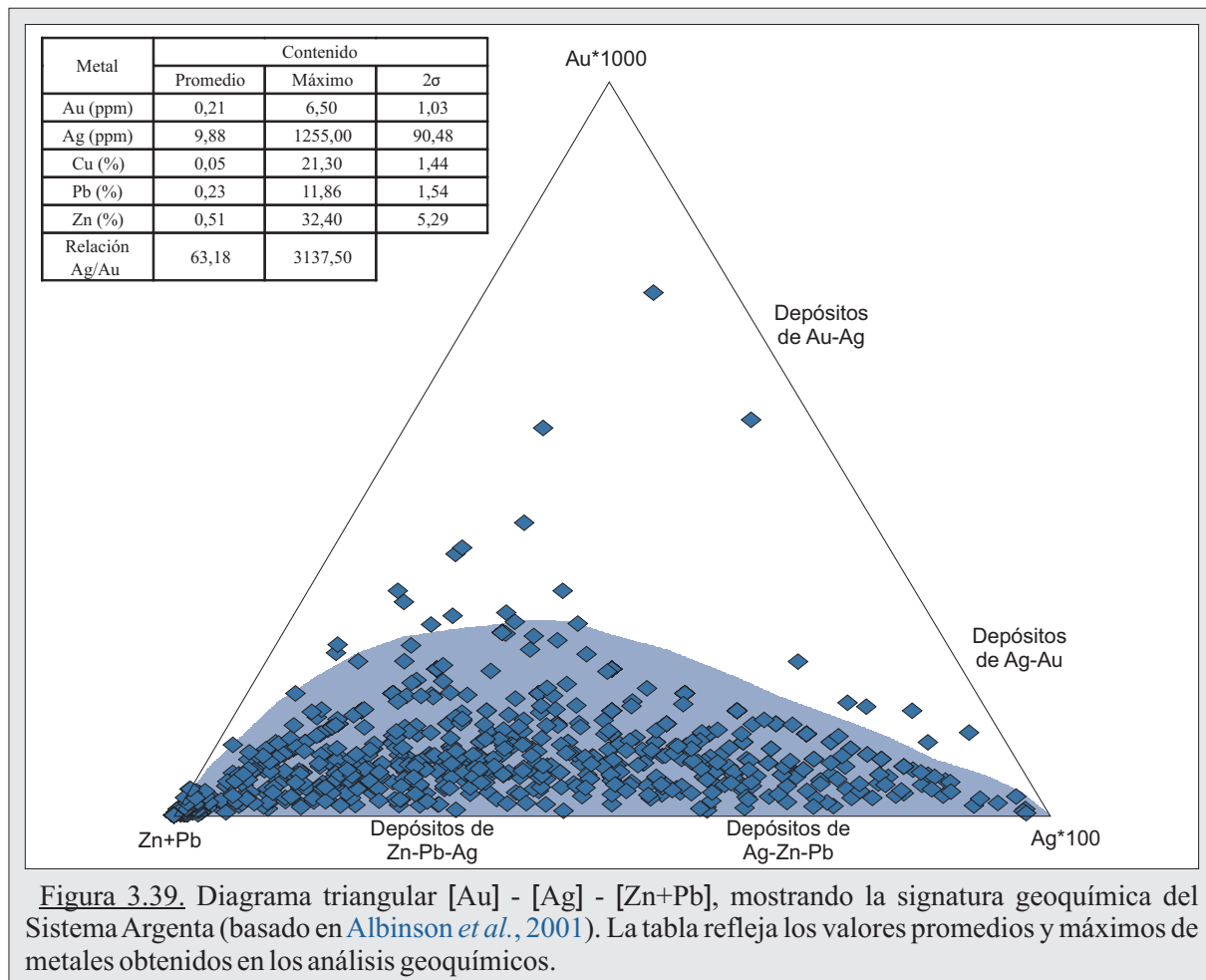


Figura 3.38. Mapa de ubicación de las estructuras mineralizadas en el *trend* Argenta. Las anomalías en Au-Ag (arriba) y en Cu-Pb-Zn (abajo) corresponden a muestras tomadas de testigos corona de perforación de los pozos graficados en la figura 3.37.



reconociéndose solo 60 muestras con anomalías en Au y Ag (6,4% del total de muestras consideradas), presentándose relaciones Ag/Au que promedian los 50-350:1 con máximos que superan levemente los 3000:1, mientras que en los metales bases se identificaron 45 muestras con anomalías significativas (equivalentes a un 4,78% del total de muestras consideradas).

Finalmente, se analizaron las relaciones entre los metales preciosos y los metales base y se observó una clara tendencia a un mayor contenido de Pb-Zn respecto a Au-Ag, lo cual nos permite clasificar al sistema de vetas del sistema Argenta como un depósito rico en metales bases o Zn-Pb-Ag (Figura 3.39).

d) *Marco estructural: Indicadores cinemáticos*

Como se explicó al caracterizar al Sistema Wendy, las zonas o estructuras de transferencias poseen la particularidad de ser elementos fractales, repitiéndose a diferentes escalas de observación. Así es que, en el Sistema Argenta, se reconocieron evidencias de un fuerte control estructural sobre las estructuras mineralizadas a distintas escalas de observación, siendo las direcciones de las vetas las mismas direcciones identificadas en las imágenes satelitales como importantes rasgos lineales, correspondientes a fallas/lineamientos de escala distrital.

Las estructuras mineralizadas del Sistema Argenta pueden ser divididas en dos grandes sistemas estructurales con rumbos claramente distintivos, ONO-ESE (N140°-150°) y E-O

(Figura 3.21).

Dentro del rumbo ONO-ESE se encuentran la mayoría de las estructuras (*A. stock*, *A. madre*, *A. centro*, *Marisel*, *Marisel sur y oeste*, y el extremo norte de *A. norte*) con buzamientos de alto ángulo al noreste a vertical, mientras que el rumbo E-O se encuentran las estructuras *A. oeste* y el extremo sur de *A. norte*, ambas con buzamientos al norte con alto ángulo.

Al igual que en el Sistema Wendy, se consideraron los patrones de afloramientos y las texturas primarias como indicadores sobre el grado de apertura y como elementos estimadores para calcular las direcciones del campo de esfuerzo imperante. En el primero de los rumbos se observó que las estructuras a escala de afloramiento desarrollan crestones no mayores a los 2 m de potencia, de baja altura a sub-aflorantes y con geometrías lenticulares (lentes que se corresponden estructuralmente con los pequeños sigmoides que en ocasiones contienen) siendo ambos evidencias de un régimen con cinemática dextral (Figuras 3.40-A y 3.40-B). Además, analizando la geometría de las vetillas y las texturas que dominan en esta dirección, se reconoce que no solo las vetillas con texturas en peine son las más abundantes sino también que los cristales crecen perpendiculares a las paredes o con una leve rotación (Figura 3.40-C).

Respecto a las estructuras alojadas en el segundo rumbo, se reconoció en los afloramientos una mayor componente de cizalla, con el desarrollo de potentes crestones de hasta 5 metros de ancho, los cuales alojan una mayor cantidad de brechas tectónicas en relación a las vetillas con texturas en peine y a las brechas hidrotermales (Figuras 3.26-A y 3.26-B).

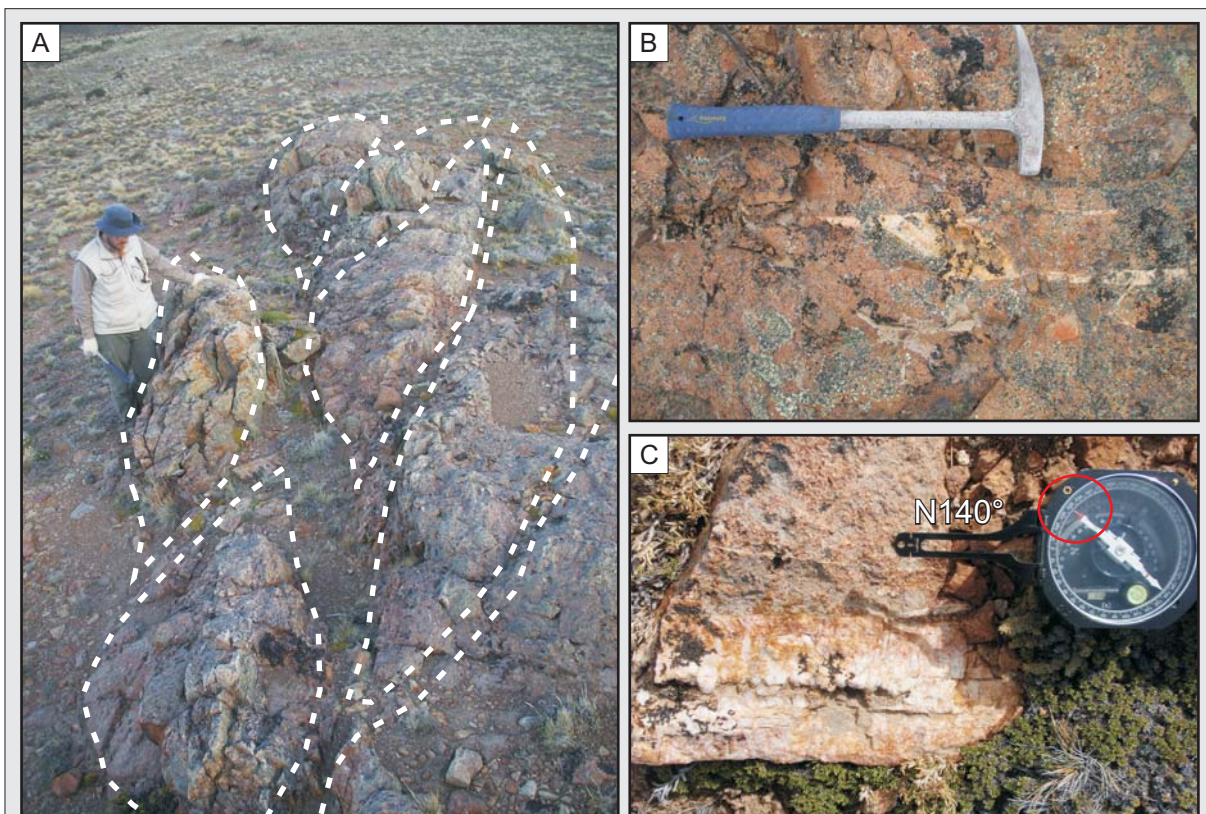


Figura 3.40. Sistema Argenta. **A)** Vista de los afloramientos lenticulares de *Marisel*; **B)** Detalle de una vetilla de cuarzo en *A. madre* desarrollando una estructura sigmoidal dextral; **C)** Detalle de una vetilla de cuarzo con textura en peine y rumbo N140°, en donde los cristales crecen perpendiculares a las paredes.

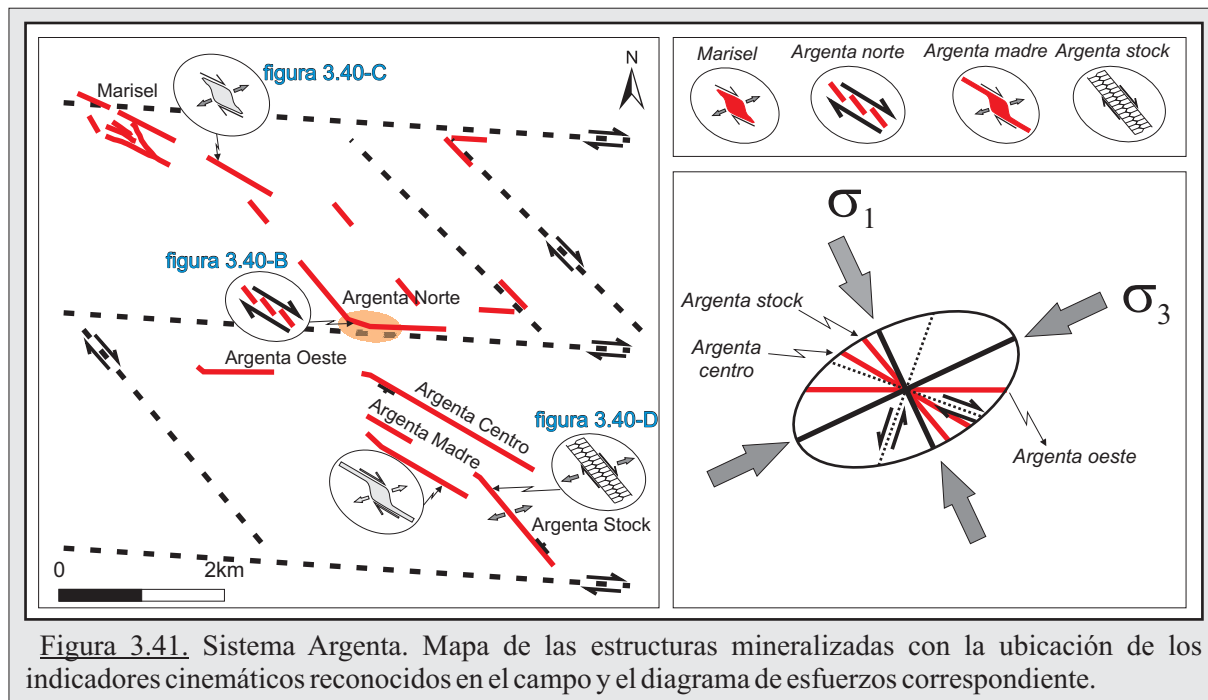


Figura 3.41. Sistema Argenta. Mapa de las estructuras mineralizadas con la ubicación de los indicadores cinemáticos reconocidos en el campo y el diagrama de esfuerzos correspondiente.

Estas disposiciones fractales, en donde se reconocen estructuras de transferencias desde la escala regional hasta la escala de afloramiento, sumado a las evidencias geométricas y texturales observadas, reflejan un régimen estructural de tipo transtensivo en donde el sistema ONO-ESE ($N120^\circ-140^\circ$) aloja las direcciones de mayor extensión o apertura, mientras que en la dirección E-O está ubicada la dirección con mayor componente de rumbo o compresiva, en el marco de un régimen cinemático normal-dextral (Figura 3.41).

3.3.3. Sistema Malbec

3.3.3.1. Ubicación, distribución y características generales de las estructuras.

Localizado en el sector norte del Distrito (Figura 3.2 y Anexo I), el Sistema Malbec posee al menos 12 estructuras vetiformes de rumbo NO-SE y E-O, denominadas de sur a norte: *Teresa este*, *Teresa*, *Teresa sur*, *Teresa central*, *Teresa norte*, *Alejandra*, *Ángela*, *Leonor*, *Tesoro*, *Sinter*, *Beatriz* y *Alicia* (Figura 3.42), y que en su conjunto totalizan 15,6 km lineales, siendo por su extensión las más importantes en el Distrito Cerro Primero de Abril.

Estas estructuras alojan mineralización rica en metales base, con desarrollo de crestones silicificados, stockwork y vetillas de cuarzo con texturas en peine de grano grueso, y brechas de cuarzo y sulfuros intensamente oxidados.

De acuerdo a las similitudes y diferencias observadas en los afloramientos de algunas de las estructuras (patrón de afloramiento, roca de caja, estructura y texturas presentes, mineralogía, entre otras) se analizaron las estructuras agrupándolas en un tren principal integrado por las estructuras *Teresa*, *Alejandra*, *Ángela* y *Leonor*, y cuatro sectores, donde se encuentran *Tesoro*, *Alicia*, *Sinter* y *Beatriz*, en donde se realizará una caracterización detallada debido a que por sus características particulares no pueden ser definidos como trenes y merecen un enfoque especial.

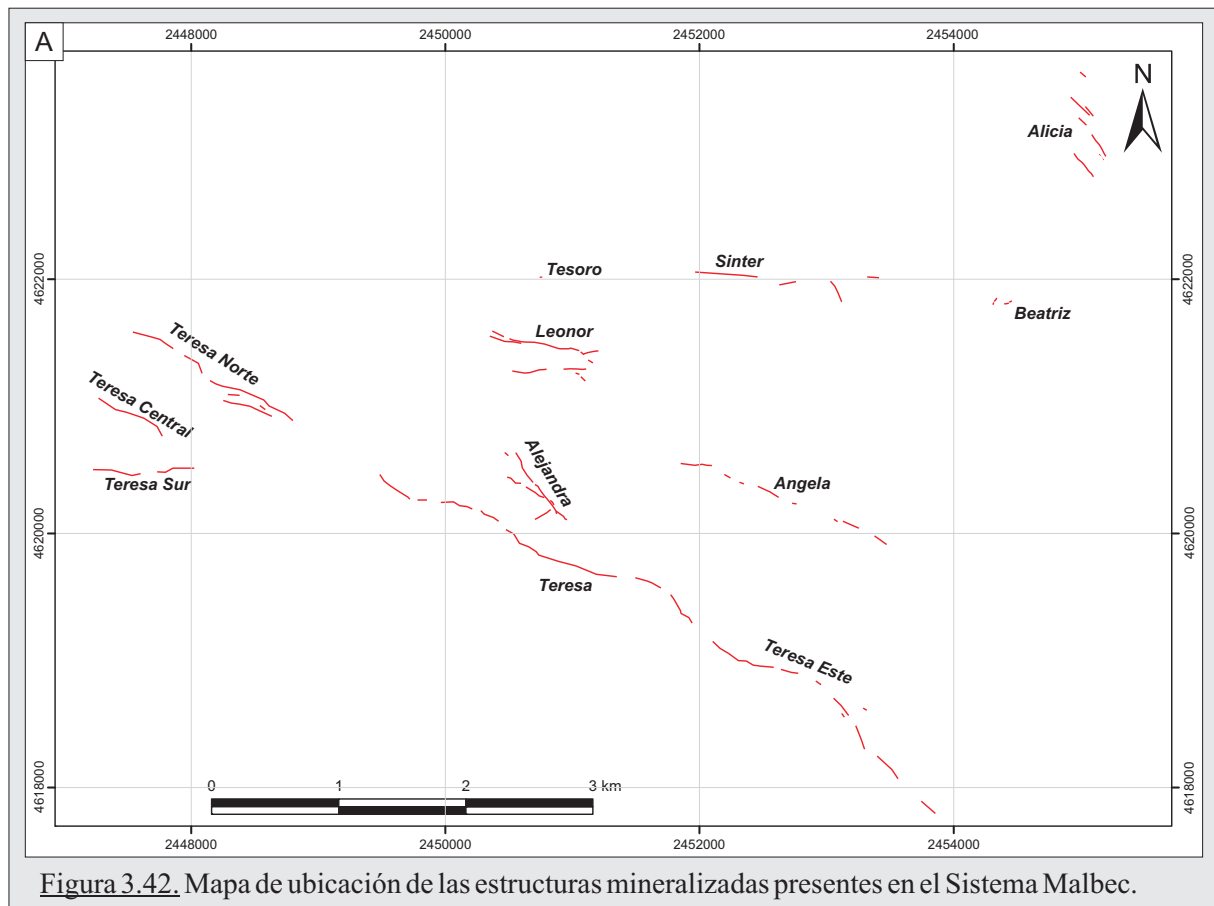


Figura 3.42. Mapa de ubicación de las estructuras mineralizadas presentes en el Sistema Malbec.

Tren Teresa - Alejandra - Ángela - Leonor

Este tren comprende a las cuatro estructuras principales (considerando sus longitudes) del Sistema Malbec, las cuales a su vez están integradas por numerosas ramas o estructuras menores (Figura 3.42).

Teresa comprende varias estructuras menores (*Teresa*, *T. este*, *T. norte*, *T. central* y *T. sur*) con rumbos variables ONO-ESE a NO-SE, con buzamientos que van desde los 55° al sur hasta verticales y con una longitud aproximada de 8 km, dividiéndose hacia el noroeste en tres ramas (Figura 3.42). Se encuentran alojada principalmente en las ignimbritas riolíticas superiores y en menor medida en las ignimbritas litoclásticas (Anexo I), y se caracteriza por desarrollar importantes crestones silicificados de hasta tres metros de ancho y dos metros de alto (Figuras 3.43-A y 3.43-B).

Por otra parte, *Alejandra* está conformada por una estructura principal que corre a lo largo de 700 m, con un rumbo NO-SE, y que se caracteriza por estar intensamente tectonizada y con abundantes óxidos e hidróxidos de Fe (Figura 3.44-A). Además, se observó también una rama cruzada en rumbo respecto a la dirección principal NO-SE, presentando un rumbo $N50^\circ$ y buzando 55° al SE, siendo la única que presenta esta dirección en todo el Sistema Malbec (Figura 3.44-B).

Ángela está caracterizada por crestones de rumbo NO-SE (Figura 3.45-A) alojados en el complejo dacítico y con longitudes cercanas a los 1,5 km, los cuales van perdiendo

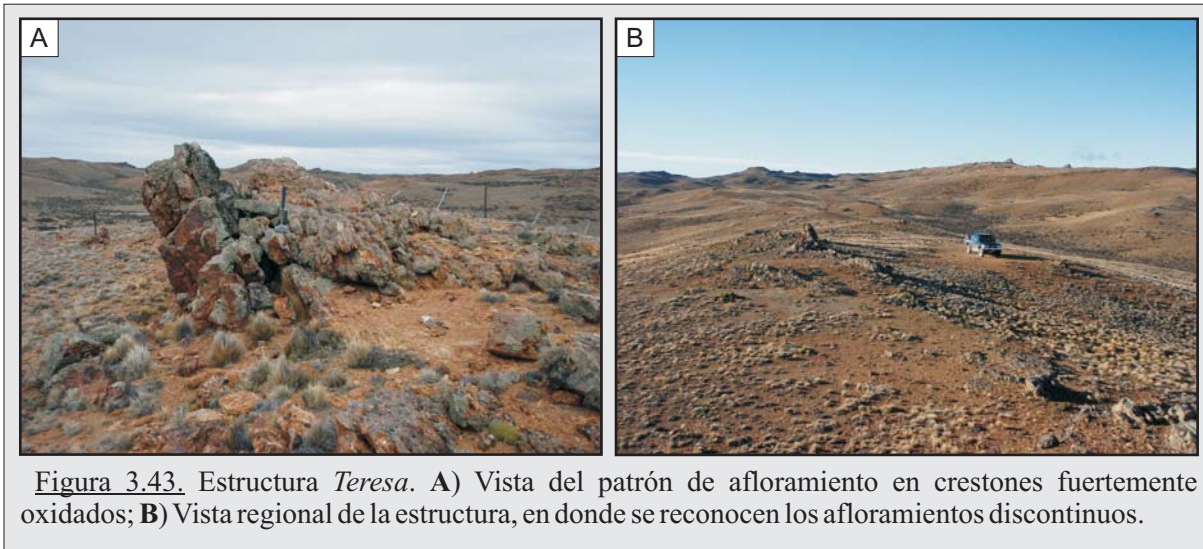


Figura 3.43. Estructura *Teresa*. **A)** Vista del patrón de afloramiento en crestones fuertemente oxidados; **B)** Vista regional de la estructura, en donde se reconocen los afloramientos discontinuos.

representatividad hacia el este en finas vetillas no mayores a 1 cm.

Finalmente, *Leonor* se encuentra alojada en las ignimbritas litoclásticas y se desarrolla a lo largo de 850 m en dos ramas de rumbo ONO-ESE (Figura 3.45-B), con su extremo occidental caracterizado por la abundancia de bloques de cuarzo blanquecinos que van disminuyendo hacia el este, dando paso a vetillas de cuarzo con minerales secundarios de Cu.

En estas cuatro estructuras principales el patrón de afloramientos es discontinuo, con crestones de geometrías lenticulares a sigmoidales que resaltan en el campo por su fuerte oxidación que le otorga tonos ocre y rojizos (Figuras 3.43 y 3.44). Estas estructuras están formadas principalmente por una potente brecha silíceo con intenso diseminado fino de sulfuros (se reconocieron mayormente pirita y galena) que le da un aspecto gris oscuro a negro y abundantes óxidos de Cu, Fe y Pb (Figuras 3.46-A y 3.46-B), y en menor proporción por vetillas de cuarzo sacaroides con espesores variables, llegando hasta los 10 cm, con texturas primarias bandeadas fina y en peine que se densifican hasta generar una textura tipo “*vein breccia*”, junto con texturas de reemplazo de calcita laminar (*bladed calcite*), y finas vetillas milimétricas de sílice ferruginosa oscura (Figuras 3.46-C y 3.46-D).

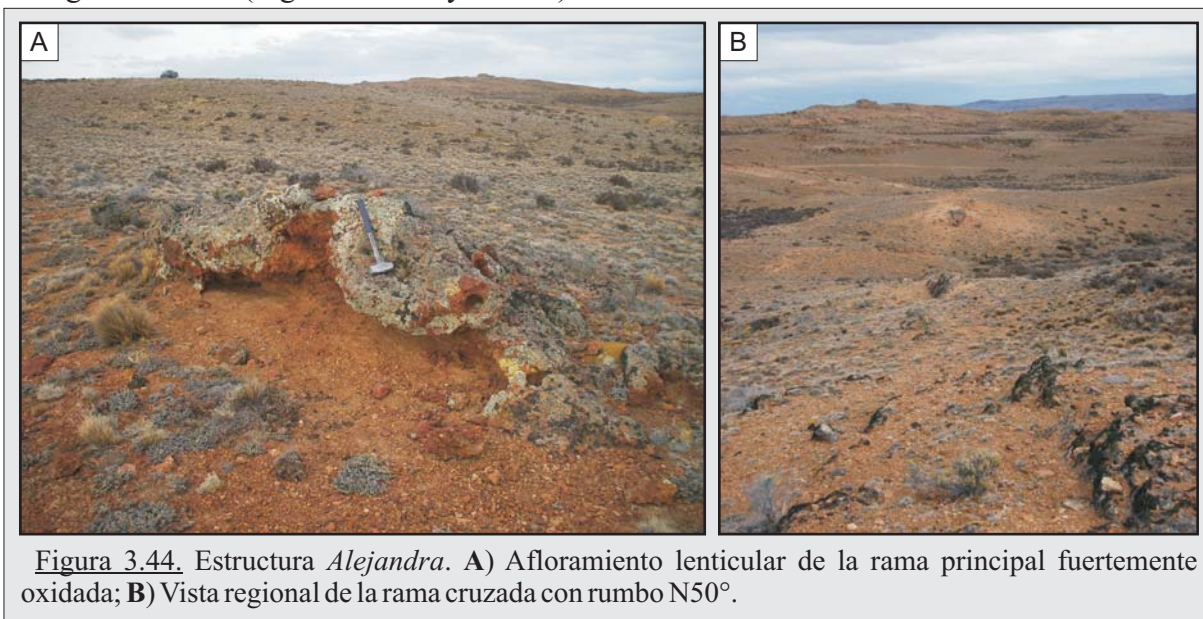


Figura 3.44. Estructura *Alejandra*. **A)** Afloramiento lenticular de la rama principal fuertemente oxidada; **B)** Vista regional de la rama cruzada con rumbo N50°.

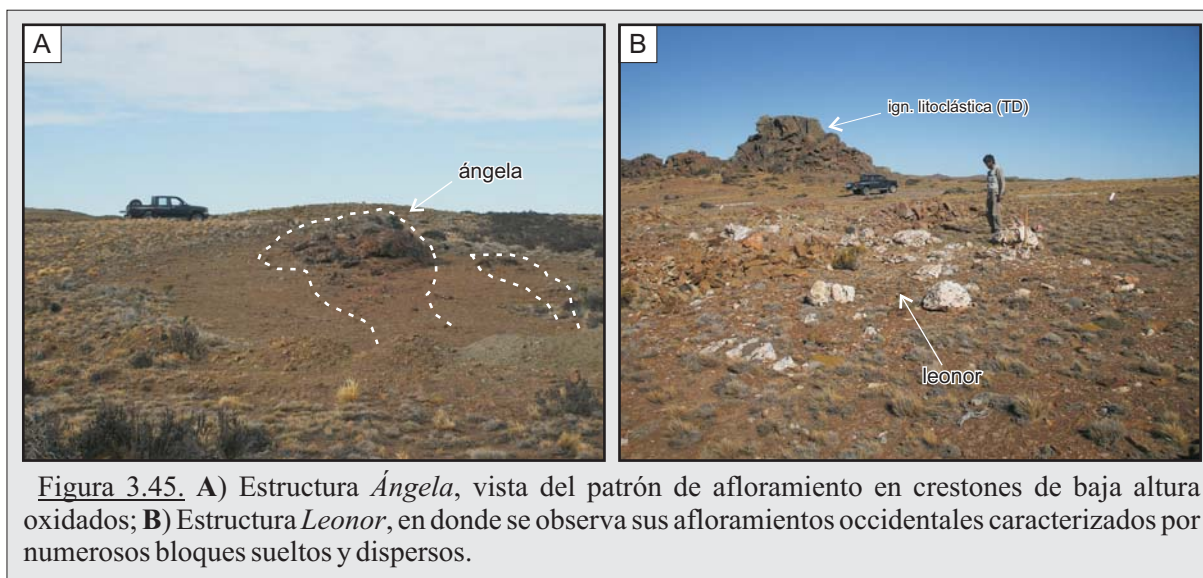


Figura 3.45. A) Estructura *Ángela*, vista del patrón de afloramiento en crestones de baja altura oxidados; B) Estructura *Leonor*, en donde se observa sus afloramientos occidentales caracterizados por numerosos bloques sueltos y dispersos.

Finalmente, se identificó un evento tectónico posterior a la generación de las estructuras, dando como resultado una brecha tectónica con una intensa oxidación de la matriz (Figuras 3.46-E y 3.46-F).

Área Tesoro

Este sector no presenta buenos afloramientos y tiene una escasa representación en superficie, con asomos no mayores a los 10 m. Además, presenta una importante disturbación de sus afloramientos por los laboreos realizados por la empresa Coeur Argentina (trincheras y planchadas de perforación).

Estas condiciones no permitieron definir su rumbo o patrón de afloramientos (Figura 3.42), pero se observó en las dos trincheras existentes la presencia de brechas hidrotermales con abundantes minerales secundarios de Cu, y vetillas de cuarzo con texturas en peine, bandeadas y en cucardas (Figuras 3.47-A y 3.47-B).

Algo que caracteriza a la roca de caja es que posee una fuerte alteración (corresponde a ignimbritas litoclásticas con una intensa oxidación y argilización), la cual está restringida a las inmediaciones de la estructura.

Áreas Sinter y Beatriz

Estas dos áreas (Figura 3.42) presentan depósitos de características particulares y muy bien preservados, pertenecientes a un ambiente geotermal fósil de tipo *hot spring*. Dado el volumen y la importancia que estos depósitos tienen en el marco geológico-metalogénico regional para el Distrito, en el punto 3.7 se describirán en detalles las diferentes facies y estructuras asociadas.

El área *Sinter* fue denominada así por la empresa Coeur Argentina en sus campañas exploratorias regionales, y a pesar de no corresponder a un depósito de este tipo, se consideró apropiado preservar el nombre original para facilitar su localización.

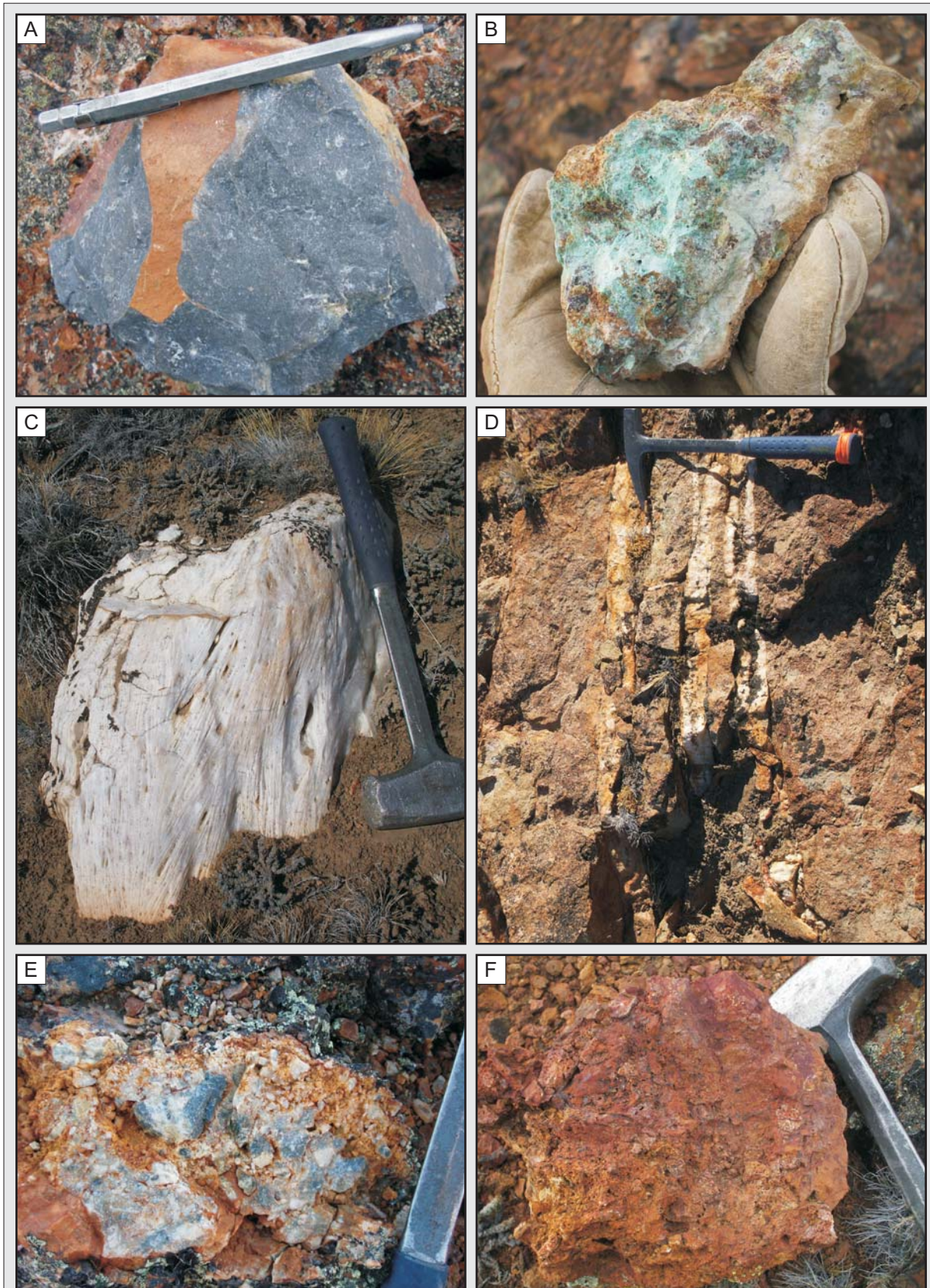


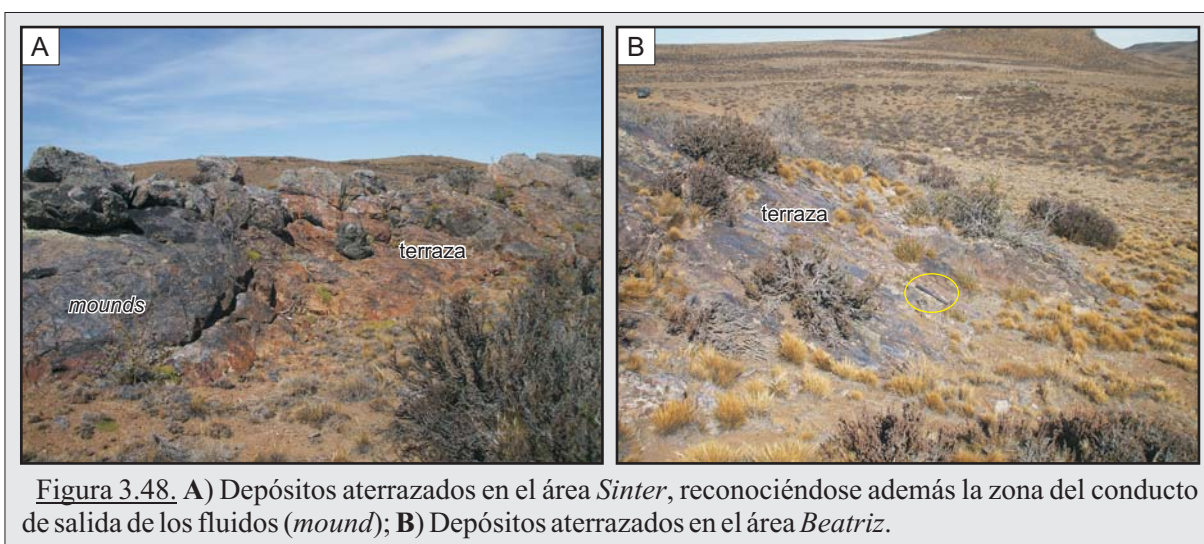
Figura 3.46. Tren Teresa-Alejandra-Angela-Leonor. A) Vista en muestra de mano de la estructura Teresa con un intenso diseminado de sulfuros; B) Detalle de la misma estructura alterada y con abundante óxidos de Cu; C) Bloques con texturas de reemplazo de calcita laminar presentes en la estructura Leonor; D) Vetillas de cuarzo con texturas bandeadas y en peine (estructura Leonor); E) Detalle en la estructura Teresa de las brechas tectónicas con clastos de la veta con un diseminado rico en sulfuros; F) Vista de la brecha tectónica de la foto anterior con una intensa alteración.



Los afloramientos de este sector corresponden a depósitos aterrazados formados por la actividad de un sistema hidrotermal que desarrolló un ambiente de *hot spring*, donde se observaron niveles con buena preservación de sus texturas y estructuras primarias de composición carbonática, reconociéndose numerosas facies de brechas, travertinos laminados verticales y horizontales, desarrollando estructuras monticulares, crestas, terrazas, entre otras (Figura 3.48-A).

Por otro lado, en el área *Beatriz* se identificó una estructura lineal curva de aproximadamente 60 m de longitud y no más de 2 m de ancho, con texturas brechadas perteneciente a los canales de salida de fluidos, y depósitos contiguos de terrazas con estructuras mantiformes (Figura 3.48-B). Además, se encontró evidencias de troncos fosilizados en dichas terrazas.

Ambas áreas, que originalmente estaban conformadas por depósitos carbonáticos, fueron en su mayoría afectadas por una silicificación pervasiva que obliteró la mayor parte de sus texturas originales, solo preservándose algunos troncos fósiles y sus moldes externos. No obstante, en el área *Beatriz* se pudo reconocer con dificultad vetillas de cuarzo en peine con secundarios de Cu asociados, probablemente vinculadas al pulso silíceo que reemplazó los depósitos carbonáticos.



Área Alicia

El área *Alicia* es la zona más al norte del Distrito en donde se identificaron estructuras mineralizadas (Figura 3.42), desarrollándose como crestones de baja altura alojados en el complejo dacítico y en los depósitos de tobas y tufitas (Figura 3.49-A).

Esta caracterizada por vetillas de cuarzo cristalino, con textura primarias en peine, cucardas, drusas y en los sectores donde se densifica desarrolla estructuras tipo “*vein breccia*”. Además, se observó la presencia de un cuarzo opalino relleno las cavidades de las texturas en peine.

Este vetilleo es el responsable de una silicificación leve de la roca de caja. Acompañando a estas vetillas se identificaron escasos sulfuros diseminados, principalmente calcopirita, piritita, bornita y minerales secundarios de Cu (Figura 3.49-B).

3.3.3.2. Caracterización de la mineralización

a) Mineralogía y secuencia paragenética.

El Sistema Malbec, a pesar de ser el que mayor cantidad de kilómetros lineales de estructuras posee, presenta una mineralogía sencilla. Se reconoció calcita, adularia y cuarzo como minerales que integran la ganga, mientras que los minerales de mena corresponden casi en su totalidad a sulfuros de metales base, reconociéndose galena, esfalerita, calcopirita, piritita y arsenopiritita.

Además, se identificaron abundantes minerales de alteración supergénica de fases ricas en Fe (hematita-limonitas), Cu (azurita-malaquita) y Pb (siderita-anglesita).

Se identificaron siete pulsos mineralizantes diferentes, y del análisis sobre sus relaciones de corte se confeccionó un modelo paragenético integrado por un pulso inicial carbonático y seis pulsos silíceos (Figura 3.50).

Estos siete pulsos que integran el evento hidrotermal son finalmente afectados por un evento tectónico, dando como resultado una brecha tectónica con una intensa oxidación de la matriz (Figura 3.46).

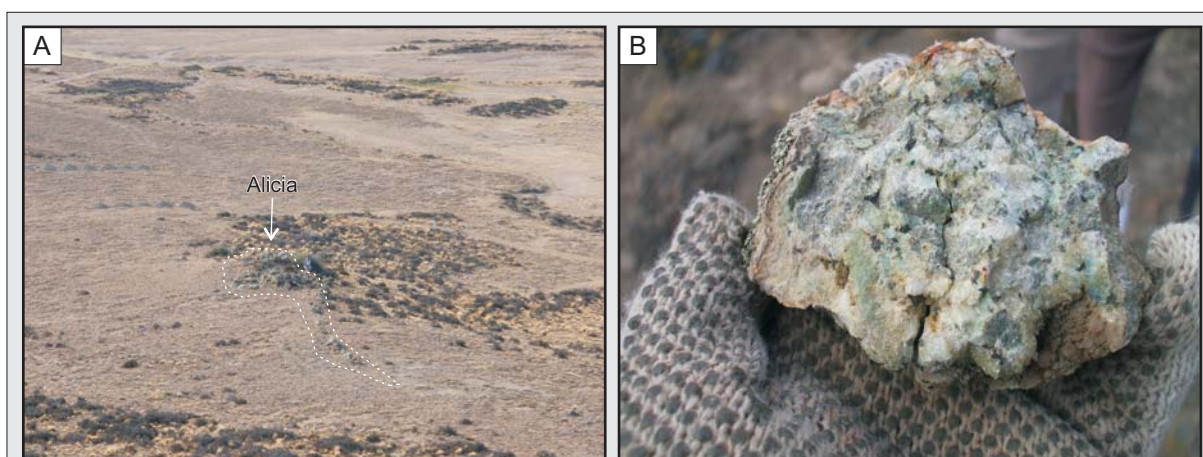


Figura 3.49. Área *Alicia*. **A)** Detalle de los afloramientos de baja altura; **B)** Detalle en muestra de mano de las vetillas de cuarzo con los minerales secundarios de Cu.

A continuación se describirán los siete pulsos en detalle:

Pulso 1 (P1): la secuencia se inicia con un pulso de naturaleza carbonática, el cual depositó calcita con un hábito elongado, desarrollando una textura primaria al microscopio de tipo *carbonate lattice bladed* (Dong et al., 1995). Este pulso se presenta reemplazado por una fuerte silicificación de un pulso posterior, no hallándose individuos con su composición carbonática original (Figuras 3.51-A y 3.51-B).

Pulso 2 (P2): luego de la precipitación del pulso P1 carbonático se suceden 6 pulsos de naturaleza silícea, iniciándose con un pulso rico en cuarzo-adularia que desarrolla vetillas con texturas primarias en peine, bandeados finos y drusiforme, siendo además el responsable del reemplazo silíceo sobre la calcita del pulso previo (Figuras 3.51-A y 3.51-B).

Al microscopio se observó que este mosaico de cuarzo-adularia presenta texturas primarias principalmente, pero también se desarrollan texturas secundarias tanto de recristalización como de reemplazo.

Los cristales de cuarzo se presentan con un hábito subedral de grano grueso, con una textura primaria maciza y texturas de recristalización tipo micro-plumosa o feathery (Dong et al., 1995) (Figura 3.52-A).

Por otro lado, los cristales de adularia se presentan en sus variedades rómbica y sub-rómbica, con un desarrollo eudral y generalmente con un maclado simple (Figura 3.52-A). Asociados a estos cristales de adularia se reconoció un agregado fino de illita-sericita (Figura 3.52-B), que se disponen tanto diseminado por todo el corte como así también como cúmulos o nidos.

Pulso 3 (P3): estos pulsos previos son afectados por un pulso silíceo con un intenso diseminado fino de sulfuros que le dan un aspecto gris oscuro (Figura 3.53). Cuando se observó este pulso al microscopio, se identificó solo a la marcasita como el sulfuro presente, la cual se

Sistema Malbec Diagrama paragenético		PULSOS PRIMARIOS						
		carbonático	silíceo					
		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
Mena	Marcasita			■				
	Pirita				■	■		
	Calcopirita				■			
	Esfalerita				■			
	Galena				■			
	Covelina				■			
Ganga	Calcita	■						
	Cuarzo		■	■	■	■	■	■
	Adularia		■					

Figura 3.50. Diagrama paragenético del Sistema Malbec, en donde se reconoce claramente al pulso P4 como el responsable de los minerales de mena y al cuarzo como la fase dominante dentro de los minerales de ganga.

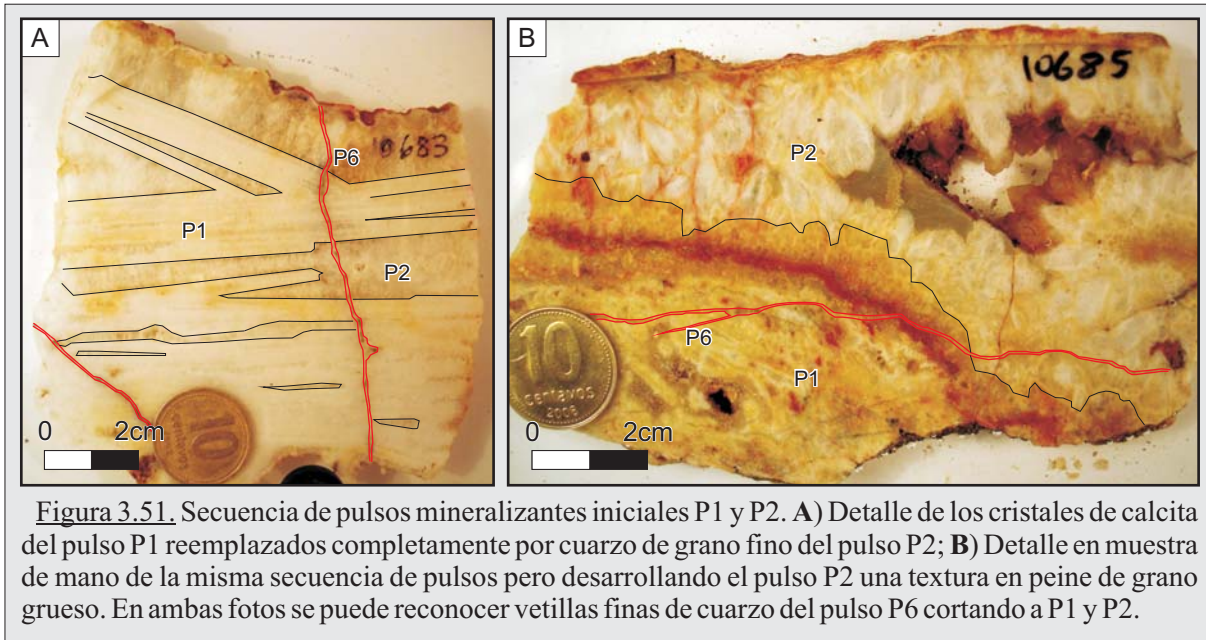


Figura 3.51. Secuencia de pulsos mineralizantes iniciales P1 y P2. **A)** Detalle de los cristales de calcita del pulso P1 reemplazados completamente por cuarzo de grano fino del pulso P2; **B)** Detalle en muestra de mano de la misma secuencia de pulsos pero desarrollando el pulso P2 una textura en peine de grano grueso. En ambas fotos se puede reconocer vetillas finas de cuarzo del pulso P6 cortando a P1 y P2.

presenta como cristales de hábito prismático largo que se agregan formando texturas cumulares (Figura 3.54-A).

Pulso 4 (P4): este pulso es sin dudas el más relevante de la secuencia paragenética, ya que es el responsable de la depositación de los minerales de mena en el Sistema Malbec.

Está conformado por un pulso silíceo rico en sulfuros de metales base (Figura 3.50), que se caracteriza en superficie por presentar vetillas con texturas bandeadas y brechadas en donde dominan los cristales de galena y esfalerita acompañadas por escasa calcopirita (Figuras 3.54-B, 3.55-A, 3.55-B y 3.55-C).

Estas tres fases minerales principales reconocidas en las muestras de superficie fueron identificadas también en las muestras de testigos corona de las perforaciones, y además se reconocieron otros tres minerales: pirita, arsenopirita y covelina, los cuales se presentaban en

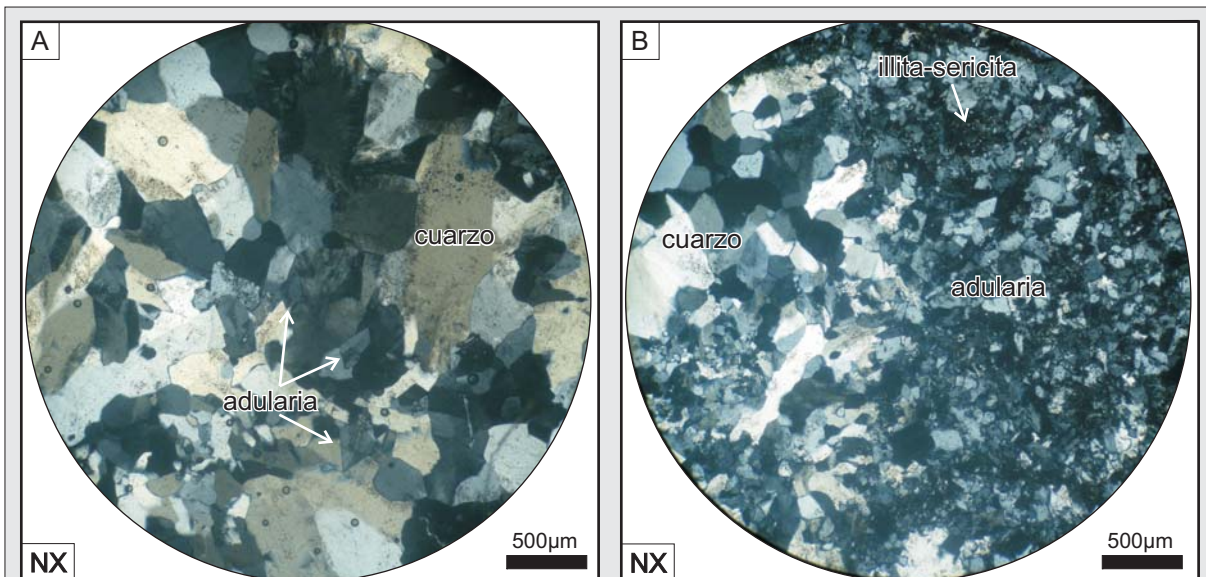


Figura 3.52. Microfotografías de los minerales y texturas presentes en el pulso P2. **A)** Mosaico de cristales de cuarzo de grano grueso y adularia rómbica a sub-rómbica; **B)** Detalle de otro sector del corte en donde se encuentra una mayor abundancia de adularia junto a un agregado fino de illita-sericita. Referencia: NX - nicoles cruzados.

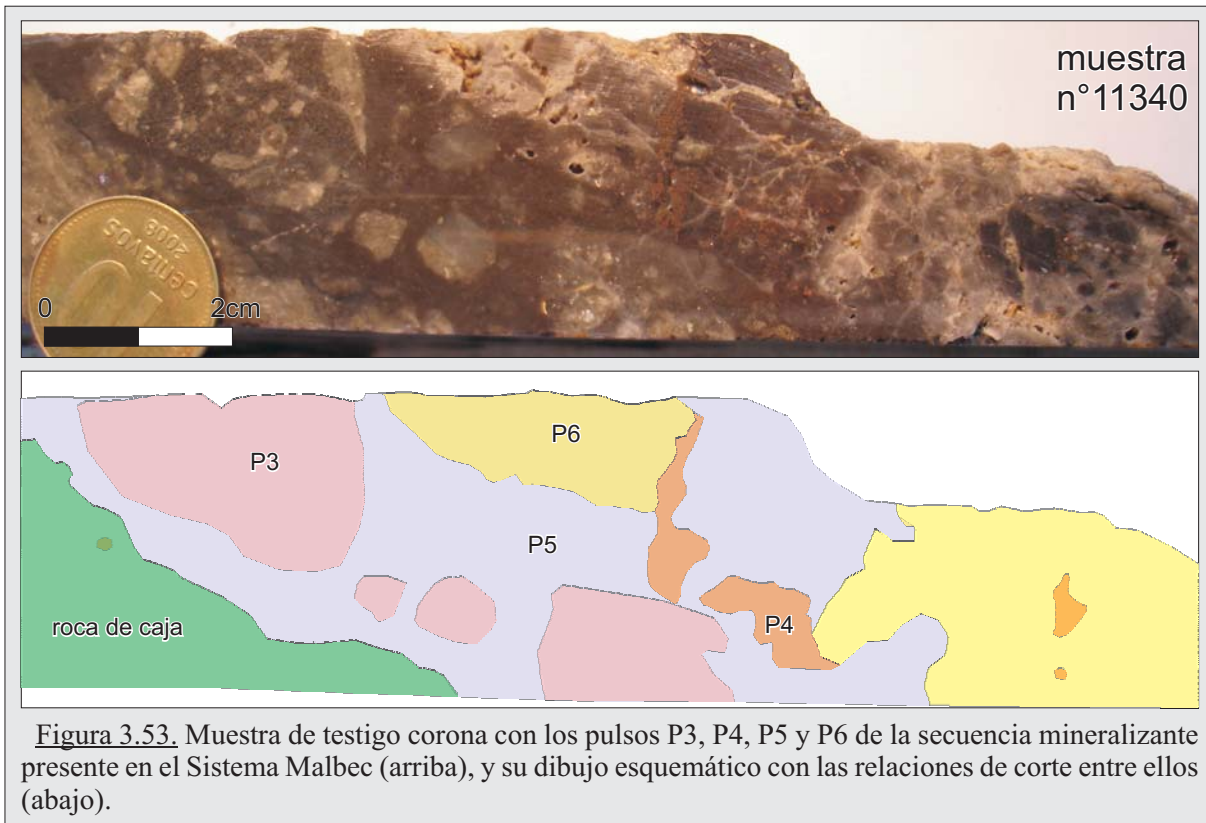


Figura 3.53. Muestra de testigo corona con los pulsos P3, P4, P5 y P6 de la secuencia mineralizante presente en el Sistema Malbec (arriba), y su dibujo esquemático con las relaciones de corte entre ellos (abajo).

muy bajas cantidades.

La galena y la esfalerita se presentan como grandes cristales con un desarrollo eudral y bordes irregulares, no observándose desmezclas de otras fases minerales en ellos, mientras que la calcopirita fue reconocida como agregados con tamaños no mayores a los 100 μm (Figura 3.54-B y 3.56-A).

Por otro lado, a la arsenopirita se la identificó desarrollando cristales tabulares alargados con longitudes cercanas a los 100 μm y la pirita con un hábito subedral a anedral y longitudes

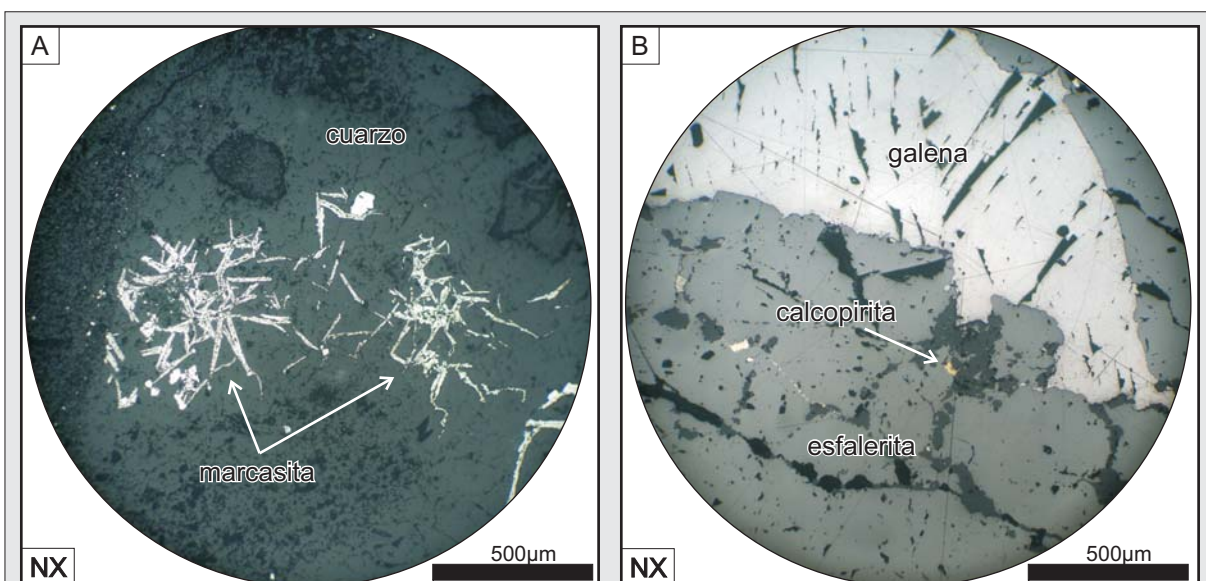


Figura 3.54. Microfotografías de los minerales y texturas presentes en el pulso P3 y P4. A) Pulso P3, cristales marcasita de hábito prismático largo; B) Pulso P4, cristales de galena, esfalerita y calcopirita. Referencia: NX - nicoles cruzados.

promedio cercanas a los 200 μm (Figura 3.56-B). Por último, se observaron escasos y pequeños agregados de covelina de color azul intenso.

Pulso 5 (P5): siguiendo en la secuencia, se depositó un pulso de cuarzo con un intenso diseminado fino de sulfuros con una textura brechosa característica, que a muestra de mano no permite diferenciar a que tipo de sulfuro corresponde pero que le otorga un aspecto gris oscuro a negro (Figura 3.53).

Este pulso desarrolla en las muestras de superficie una textura brechosa intensamente oxidada, con abundantes minerales secundarios de Cu, Fe y Pb producto de la alteración del pulso previo (Figura 3.55-C).

Al microscopio se pudo determinar que el sulfuro presente corresponde exclusivamente a un diseminado fino de pirita, la cual se presenta en cristales cúbicos bien desarrollados pero con tamaños pequeños que no superan los 100-120 μm (Figura 3.57).

Pulso 6 (P6): ya en los estadios finales se deposita un pulso silíceo no reconocido en las muestras de superficie y que posee una pobre expresión en las muestras profundas, que desarrolla

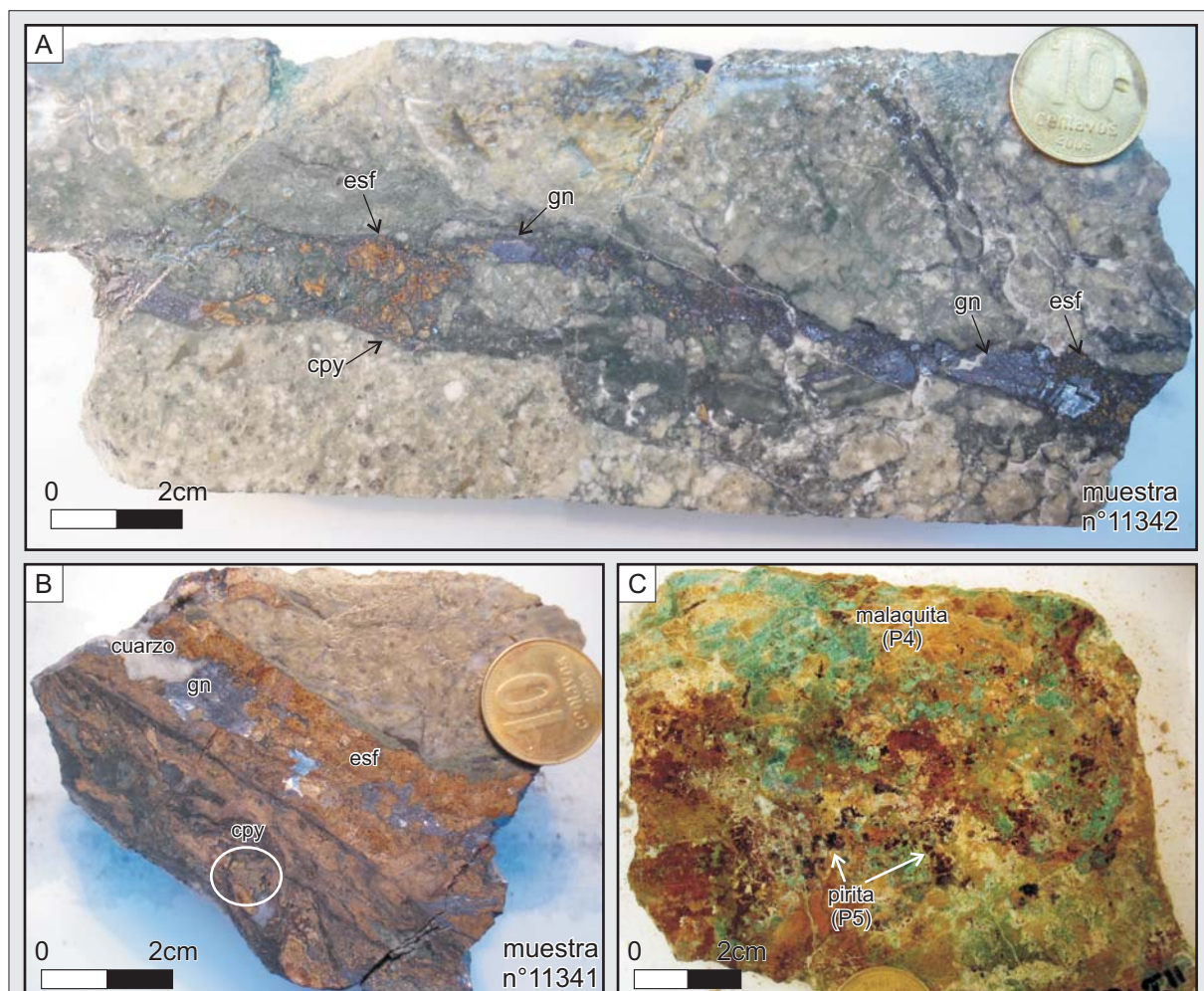


Figura 3.55. Muestras de mano del pulso P4 en la estructura *Teresa*. **A)** Muestra de testigo corona, observándose una vetilla con abundantes sulfuros desarrollando texturas brechosas; **B)** Detalle de una vetilla rica en esfalerita clara, acompañada por galena y calcopirita; **C)** Muestra de superficie, en donde los sulfuros primarios observados en las figuras A y B) se alteraron a minerales secundarios de Fe y Cu. Se reconoce en esta muestra la presencia de un diseminado fino de pirita que corresponde al pulso P5.

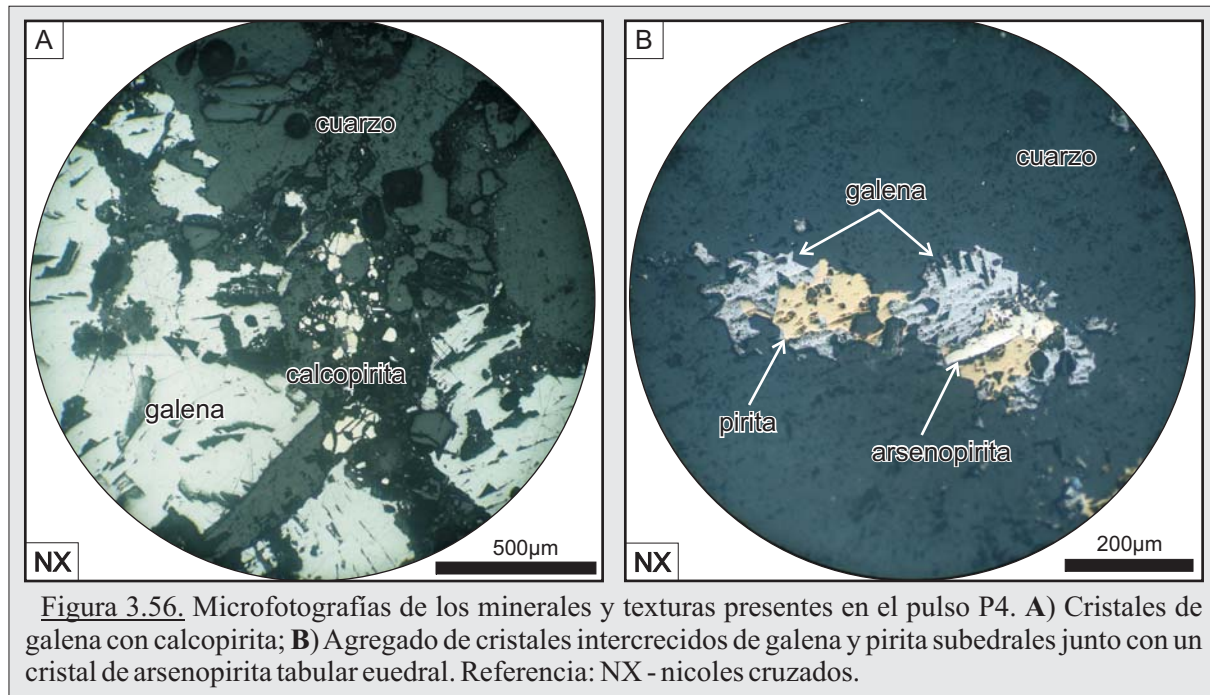


Figura 3.56. Microfotografías de los minerales y texturas presentes en el pulso P4. **A)** Cristales de galena con calcopirita; **B)** Agregado de cristales intercrecidos de galena y pirita subedrales junto con un cristal de arsenopirita tabular euedral. Referencia: NX - nicoles cruzados.

brechas y vetillas de cuarzo y que se presenta con un aspecto poroso característico (Figuras 3.53 y 3.58).

Pulso 7 (P7): finalmente, se identificó un último pulso conformado por vetillas compuestas por una sílice ferruginosa castaña oscura que corta a los pulsos antes descritos, y que se presenta con texturas macizas, bandeadas finas y brechosas (Figura 3.58-A y 3.58-B).

De su análisis al microscopio se identificó un intenso diseminado de pequeños cristales cúbicos de hematitas con un tamaño promedio de 10 µm, los cuales se encuentran ordenados en una textura fluidal, reconociéndose con claridad los filetes de flujos generado por este pulso (Figura 3.58-C y 3.58-D).

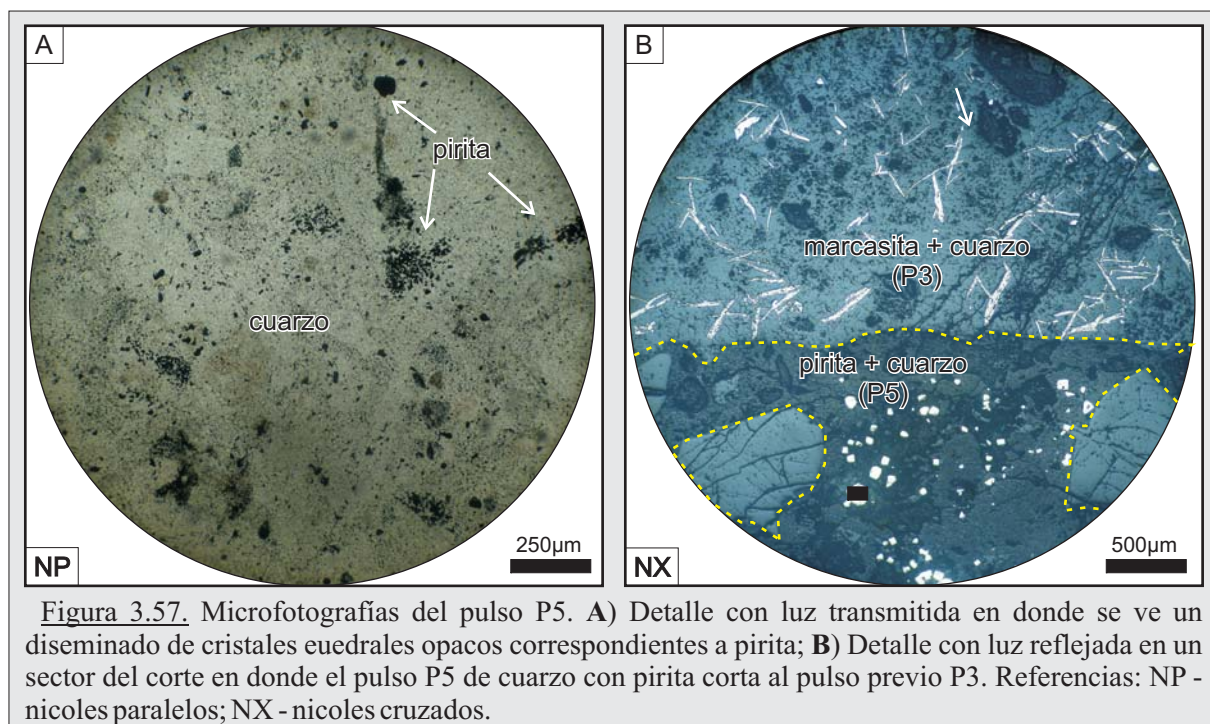


Figura 3.57. Microfotografías del pulso P5. **A)** Detalle con luz transmitida en donde se ve un diseminado de cristales euedrales opacos correspondientes a pirita; **B)** Detalle con luz reflejada en un sector del corte en donde el pulso P5 de cuarzo con pirita corta al pulso previo P3. Referencias: NP - nicoles paralelos; NX - nicoles cruzados.

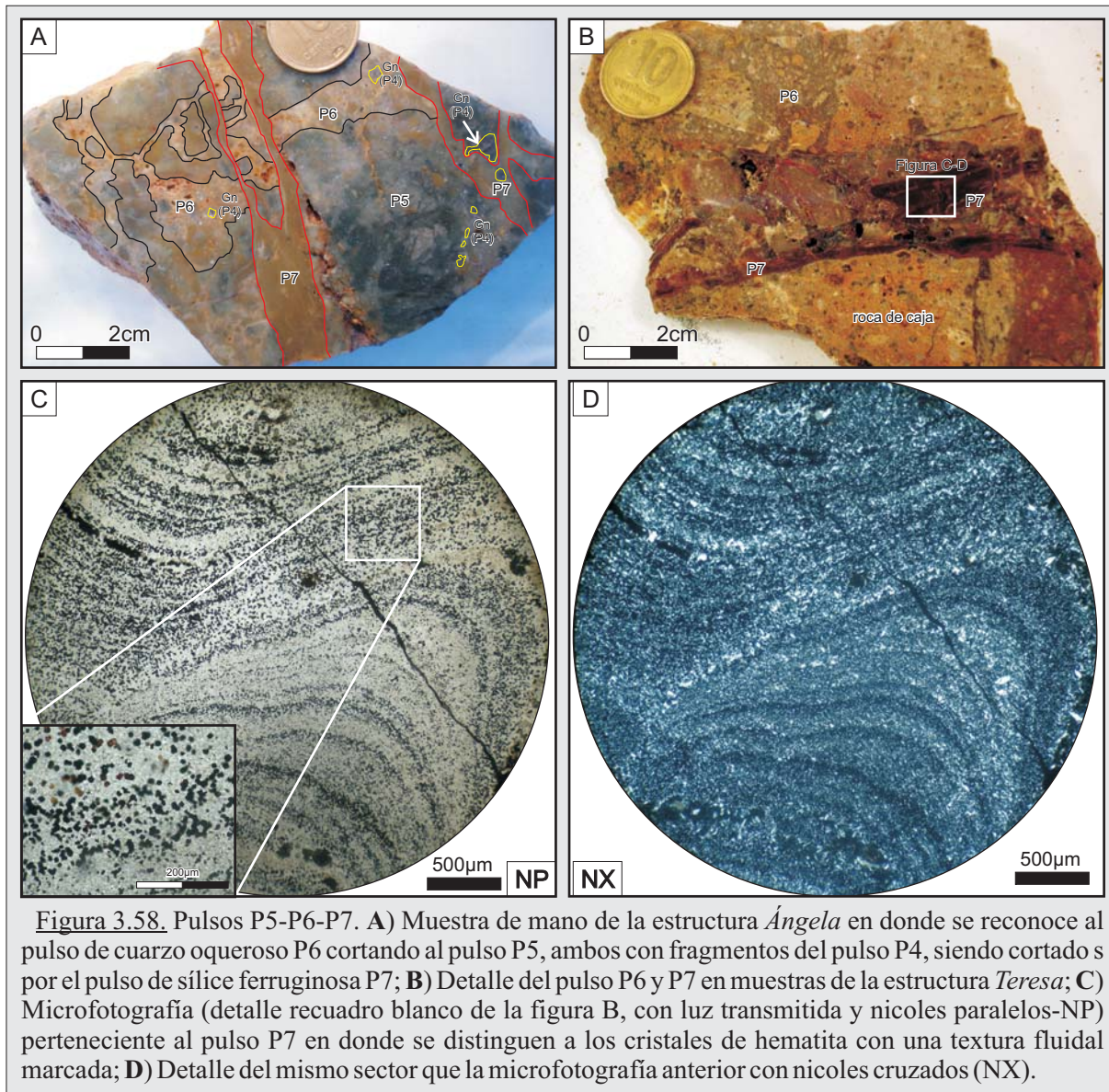


Figura 3.58. Pulsos P5-P6-P7. **A)** Muestra de mano de la estructura *Ángela* en donde se reconoce al pulso de cuarzo oqueroso P6 cortando al pulso P5, ambos con fragmentos del pulso P4, siendo cortado s por el pulso de sílice ferruginosa P7; **B)** Detalle del pulso P6 y P7 en muestras de la estructura *Teresa*; **C)** Microfotografía (detalle recuadro blanco de la figura B, con luz transmitida y nicoles paralelos-NP) perteneciente al pulso P7 en donde se distinguen a los cristales de hematita con una textura fluidal marcada; **D)** Detalle del mismo sector que la microfotografía anterior con nicoles cruzados (NX).

c) Microtermometría de minerales transparentes y semitransparentes.

En el Sistema Malbec, y siguiendo los criterios termométrico citados al comienzo del capítulo, se estudiaron las inclusiones fluidas primarias (IF) presentes en cristales de cuarzo de tres de los siete pulsos mineralizantes (P2, P4 y P7) y en cristales de esfalerita del pulso P4 (Figuras 3.59-A y 3.59-B).

Se analizaron las IF tomadas de seis muestras, presentando en su mayoría morfologías regulares a irregulares y pocas tubulares (Tabla III), con diámetros promedio entre los 8-10 μm hasta los 20 μm , siendo de naturaleza bifásica (Nash, 1979), en donde la fase vapor ocupa entre el 5% al 40% del volumen total de la inclusión.

Al igual que en sistemas anteriores, no se reconocieron durante las etapas criogénicas evidencias de presencia de CO_2 en la fase vapor de la inclusiones, lo que también indica un contenido de CO_2 inferior al 3,7 % en peso dentro de las inclusiones (Hedenquist y Henley, 1985).

Respecto a las temperaturas de fusión de sólidos (T_c) obtenidas después del congelamiento, se

identificaron dos modas: en los cristales de cuarzo se registraron en torno de los $-24,7$ a $-21,7$ °C (con dos valores extremos del orden de los -42 °C) mientras que en las esfaleritas se registraron valores entre los $-30,2$ a $-38,5$ °C (Tabla III). El primer rango de temperatura corresponde a la del punto eutéctico del medio sal-agua, e indica que corresponde al sistema salino $H_2O-KCl-NaCl$ con una T_e teórica de $-23,5$ °C, mientras que el segundo rango nos estaría indicando un sistema salino $H_2O-MgCl_2-NaCl-FeCl_2$ en donde la T_e teórica está entre los $-33,6$ y los -37 °C (Shepherd *et al.*, 1985; Velazco, 2004).

Cuando se analizó la temperatura de homogeneización (T_h) de las inclusiones bifásicas en fase líquida se reconoció un rango de temperaturas entre los $178,8$ °C y los $277,9$ °C, observándose nuevamente dos modas, una principal entre los $190-240$ °C y una secundaria entre los $260-280$ °C (Figuras 3.59-C y 3.59-D).

Finalmente, se calcularon las temperaturas de fusión final de hielo (T_f) obteniéndose valores entre los $-9,6$ °C y $-0,2$ °C, que corresponden a salinidades del orden de $0,35$ y $13,51\%$ en peso equivalente de NaCl (%wt NaCl), con una moda presente entre los $0,3$ a 4 %wt NaCl y otra moda entre los 7 a 10 %wt NaCl (Figuras 3.59-C y 3.59-E).

Cuando se analizan la evolución del fluido tomando los datos y discriminándolos por pulso, se reconoce que el aumento o descenso de la temperatura del fluido no presenta una correlación directa con los pulsos presentando una distribución homogénea de los datos, mientras que al considerar la salinidad se destaca un importante aumento de la salinidad desde los pulsos iniciales (P2) hacia los pulsos finales (P4 y P6), hecho que se refuerza al poder identificar claramente dos modas en los valores (Figuras 3.59-F y 3.59-G), y que de acuerdo a Wilkinson (2001) se encuadran dentro de procesos propios de los depósitos epitermales en donde pueden ocurrir mezclas isotérmica de dos fluidos hidrotermales (Figuras 3.59-F y 3.59-G).

c) Caracterización geoquímica.

Las estructuras mineralizadas del Sistema Malbec no solo se destacan en el campo por la extensa superficie que abarcan, sino también por una alteración que las hace muy llamativas. Estos factores motivaron una intensa campaña exploratoria llevada a cabo por Coeur Argentina S.R.L. entre los años 2002 y 2008, generando una abundante información sobre el área.

Las primeras actividades exploratorias se realizaron en las estructuras *Teresa*, *Alejandra*, *Leonor*, *Ángela* y en las áreas *Sinter*, *Tesoro* y *Alicia*, consistiendo en un muestreo de esquirlas de las estructuras en superficie (*chip samples*), canaletas, trincheras o zanjas de destape y muestreos de suelos, en donde solo se analizaron las concentraciones de Au y Ag.

En *Teresa* se tomaron 140 muestras de esquirlas de las cuales pocas arrojaron tenues valores anómalos en Au y Ag (con máximos de $0,65$ g/t Au y 96 g/t Ag), mientras que en *Alejandra* se tomaron 102 muestras de esquirlas pero no se reconocieron anomalías de ningún tipo. Por otro lado, no se pudo recuperar de la base de datos información confiable del muestreo de esquirlas en las estructura *Leonor* y *Ángela* por lo que no fue posible realizar un perfil geoquímico de estas

Tabla III - Resultados microtermométricos del sistema Malbec

Pulso	Veta	Muestra	Inclusión	Mineral	Morfología	F	T _e (°C)	T _e (°C)	T _f (°C)	Salinidad (%wt NaCl)	T _h (°C)
P2	Leonnor	10680	P2-1	Cuarzo	irregular	0,9	-53,2	-24,6	-4,9	7,73	-
			P2-5		regular	0,6	-44,2	-	-1,1	1,91	277,9
			P2-3		irregular	-	-	-	-1,9	3,23	263,9
			P2-4		regular	0,7	-48,1	-21,7	-5,8	8,95	244,7
			P2-2		regular	0,7	-47,2	-23,8	-2	3,39	276,8
			P2-6		regular	0,8	-51,6	-	-1,6	2,74	-
		10683	P2-7	Cuarzo	tubular	0,8	-	-	-0,9	1,57	-
			P2-7a		irregular	0,7	-42,1	-22,6	-4,4	7,02	218,4
			P2-8		irregular	0,7	-41,2	-	-1,2	2,07	-
			P2-9		irregular	0,7	-	-	-1,8	3,06	208,3
			P2-10		irregular	0,7	-44,3	-41,9	-5,1	8,00	262,6
			P2-11		irregular	0,7	-45,2	-	-0,2	0,35	255,7
			P2-12		regular	0,6	-35,8	-43,6	-1,8	3,06	198,6
			P2-13		irregular	0,9	-42,6	-33,4	-3,1	5,11	219,7
			P2-14		regular	0,9	-50,9	-	-6,5	9,86	230,6
			P2-15		regular	0,7	-45,2	-	-5	7,86	206
		P2-16	regular	0,7	-43,4	-	-5,1	8,00	249,5		
	P2-17	regular	0,7	-51,9	-	-1,9	3,23	222,2			
	Tesoro	10633	Cuarzo	P2-20	regular	0,9	-	-	-	-	194,6
				P2-21	irregular	0,9	-35,8	-22,1	-0,6	1,05	203,6
				P2-21a	irregular	0,9	-34,7	-	-0,8	1,4	202,5
				P2-21b	regular	0,8	-37,9	-	-0,4	0,7	219,3
				P2-22	regular	0,7	-35,8	-28,2	-0,5	0,88	215,3
				P2-22a	regular	0,8	-34,1	-	-0,2	0,35	213,0
				P2-23	irregular	0,8	-38,6	-	-0,2	0,35	234,9
				P2-23a	regular	0,7	-36,5	-29,7	-0,2	0,35	250,6
				P2-24	regular	0,9	-	-28,9	-6	9,21	191,2
				P2-25	regular	0,8	-45,7	-	-1,8	3,06	192,5
P2-25a				regular	0,8	-	-	-	-	188,3	
P2-25b	regular	0,8	-	-	-	-	229,5				
P2-26	irregular	0,8	-45,1	-27,7	-2,1	3,39	222,8				
P2-27	irregular	0,7	-42,3	-	-2,6	4,34	268,5				
P2-28	irregular	0,9	-47,5	-	-3,2	5,26	198,8				
P4	Tesoro	10634	Cuarzo	P2-29	tubular	0,7	-46,2	-38,4	-1,1	1,91	188,8
				P2-30	regular	0,7	-	-	-2,2	3,71	178,8
				P2-31	regular	0,9	-45,9	-	-3,9	6,3	212,9
				P2-32	irregular	0,95	-38,1	-	-1,4	2,41	256,7
				P2-33	regular a tubular	0,7	-43,1	-	-3,7	6,01	255,6
	Teresa	11295	Cuarzo	P4-1	regular	0,9	-49	-	-2,6	4,34	272,9
				P4-2	regular	0,8	-23,4	-	-1,4	2,41	-
		11341	Esfalerita	P4-1	tubular	0,9	-66,9	-30,2	-9,6	13,51	-
				P4-2	tubular	0,8	-54	-	-6,7	10,11	256
				P4-2a	regular	0,9	-51,4	-33,5	-3,9	6,3	217
				P4-3	regular	0,9	-54,5	-38,5	-5,8	8,95	197
				P4-4	regular	0,7	-53,3	-36,7	-4	6,45	202
				P4-5	regular	0,95	-59,8	-35,1	-8,4	12,16	-
P6	Teresa	11293	Cuarzo	P6-1	regular	0,6	-45,9	-	-5,8	8,95	241,8
				P6-2	irregular	0,9	-	-	-	-	230,1
				P6-3	regular	0,8	-50,9	-24,7	-6	9,21	227,8

Tabla resumen de los principales datos microtermométricos obtenidos para los pulsos P2, P4 y P6 en el sistema Malbec. A diferencia de los dos sistemas anteriormente descritos, en este sistema se pudo ensayar la mena, obteniéndose en los cristales de esfalerita valores de salinidad elevados.

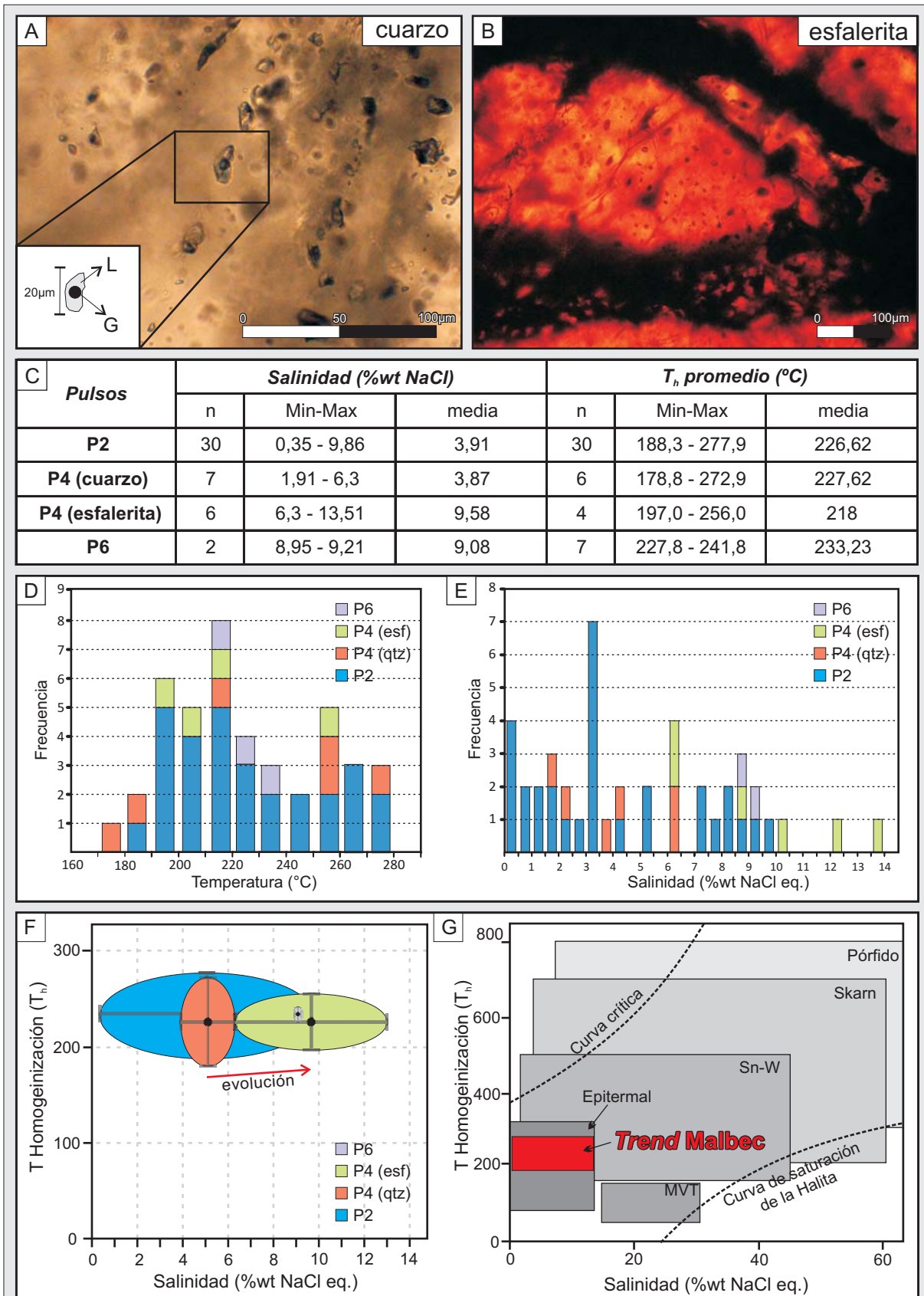


Figura 3.59. Sistema Malbec. **A)** y **B)** Microfotografía de las inclusiones fluidas presentes en el pulso P4 (en cuarzo y esfalerita respectivamente); **C)** Gráfico de Frecuencia vs. Temperatura; **D)** Gráfico de Frecuencia vs. Salinidad; **E)** Gráfico T_h vs. Salinidad mostrando la evolución desde el P2 al P6 con un leve aumento de la T° y un fuerte aumento en la salinidad del fluido mineralizante; **F)** Ubicación del Sistema Malbec en el diagrama de [Wilkinson \(2001\)](#) coincidiendo con los rangos de valores propios de los depósitos tipo epitermales.

estructuras en superficie.

Ubicada inmediatamente al norte de estas estructuras se encuentra *Tesoro*, en donde se tomaron 12 muestras de esquirlas, obteniéndose interesantes valores anómalos tanto en metales preciosos como en metales base (Au: 34,2 ppm; Ag: 2688 ppm; Cu: 6,8%; Pb: 15,4%; y Zn: 14,76%).

Para la caracterización del área Sinter se contó con datos de un muestreo de suelo de 257 muestras que no arrojaron anomalías en Au y Ag, y 16 muestras de esquirlas en donde una de ellas dio tenores de 0,25 ppm de Au y 93 ppm de Ag.

Finalmente, en el área Alicia se realizaron múltiples tipos muestreos que arrojaron buenos valores anómalos, incluyendo 14 muestras de esquirlas con 14,5 ppm de Ag y 0,95% de Cu, 33 muestras de canaletas con un tramo con 1 m con 5,82 ppm de Au y 19 ppm de Ag, y otro tramo con 2,37 m con 1,57 ppm de Au y 17 ppm de Ag. Además, se realizaron 8 trincheras de destape en donde se obtuvieron tramos de 0,3 m con 11,45 ppm de Au y 31 ppm de Ag.

Sobre la base de estos resultados se llevo a cabo un programa de perforación en donde, al igual que en los sistemas Wendy y Argenta, no se realizaron siguiendo una grilla sistemática por estructura y mayormente los pozos fueron de características superficiales (50 a 150 m), lo cual nuevamente no permitió contar con una fuente de información confiable sobre la distribución de los metales y la geometría de las estructuras en profundidad (Figura 3.60 - Tabla V).

En las sucesivas campañas de perforación entre el 2003 al 2008 se realizaron 60 pozos sobre las principales estructuras con un total de 4350 m perforados, obteniéndose en *Teresa*, *Teresa norte*, *Leonor*, *Tesoro*, *Beatriz* y *Alicia* tenores anómalos en Au y Ag con máximos de 6,75 ppm y 1989 ppm respectivamente, mientras que en los metales base se reconocieron anomalías en *Teresa*, *Ángela*, *Leonor* y *Tesoro* con valores máximos de 7,6% en Cu, 47,95% en Zn y 21,04% en Pb (Figuras 3.60 y 3.61 - Tabla V).

Sobre los análisis de las 409 muestras de superficie y las 1225 muestras de testigos corona, y siguiendo con el mismo criterio utilizado en el sistema Argenta, se seleccionaron aquellas que contaban con los datos completos de Au, Ag, Cu, Zn y Pb, siendo finalmente utilizadas 201 muestras para la caracterización del perfil geoquímico del Sistema Malbec.

Se observó que respecto a los valores anómalos de Au y Ag el porcentaje de muestras con valores anómalos está en el rango de 18% a 39% respecto al total de datos considerados, con relaciones Ag/Au que promedian los 376,5:1 con máximos que alcanzan los 8770:1 (Figura 3.62), mientras que el porcentaje de muestras con anomalías en metales base aumenta hasta el 60%, marcando una clara tendencia del dominio de las menas ricas en metales base vs. las ricas en metales nobles.

Finalmente, con los datos de Au-Ag y Cu-Zn-Pb de estas muestras se analizaron las relaciones entre los metales preciosos y los metales base, y se observó una clara tendencia a un mayor contenido de Pb-Zn respecto a Au-Ag, lo cual nos permite clasificar al sistema de vetas del Sistema Malbec como un depósito rico en metales base o Zn-Pb-Ag (Figura 3.62).

Tabla V. Resumen de las estructuras del Sistema *Malbec* perforadas entre el 2002 y 2008.

<i>Estructura</i>	<i>Total de pozos</i>	<i>Profundidad alcanzada</i>	<i>Mejores valores (intersección@Au/Ag en ppm)</i>
<i>Alejandra</i>	2 (2008)	Intermedia (~90 - 150 m)	sin anomalías
<i>Teresa</i>	8 (2003)	Intermedia (~50 - 120 m)	0,5 m @ 3/23
	1 (2008)	Profundo (~200 m)	0,5 m @ 2,4/17
<i>Teresa este</i>	3 (2008)	Intermedia (~50 - 140 m)	sin anomalías
<i>Teresa norte</i>	2 (2003)	Superficial (~60 - 90 m)	sin anomalías
<i>Ángela</i>	2 (2003)	Superficial (~50 m)	sin anomalías
<i>Leonor</i>	8 (2003)	Superficial (~50 m)	2 m @ 1,4/42,5
	1 (2008)	Profundo (~250 m)	0,5 m @ 3,25/107
<i>Tesoro</i>	26 (2003)	Superficial (~50 - 90 m)	23 m @ 1,2/441,8 2,5 m @ 0,3/1487
<i>Beatriz</i>	3 (2003)	Superficial (~30 m)	0,5 m @ 2,9/23
<i>Alicia</i>	4 (2005)	Intermedia (~150 m)	0,3 m @ 0,65/587

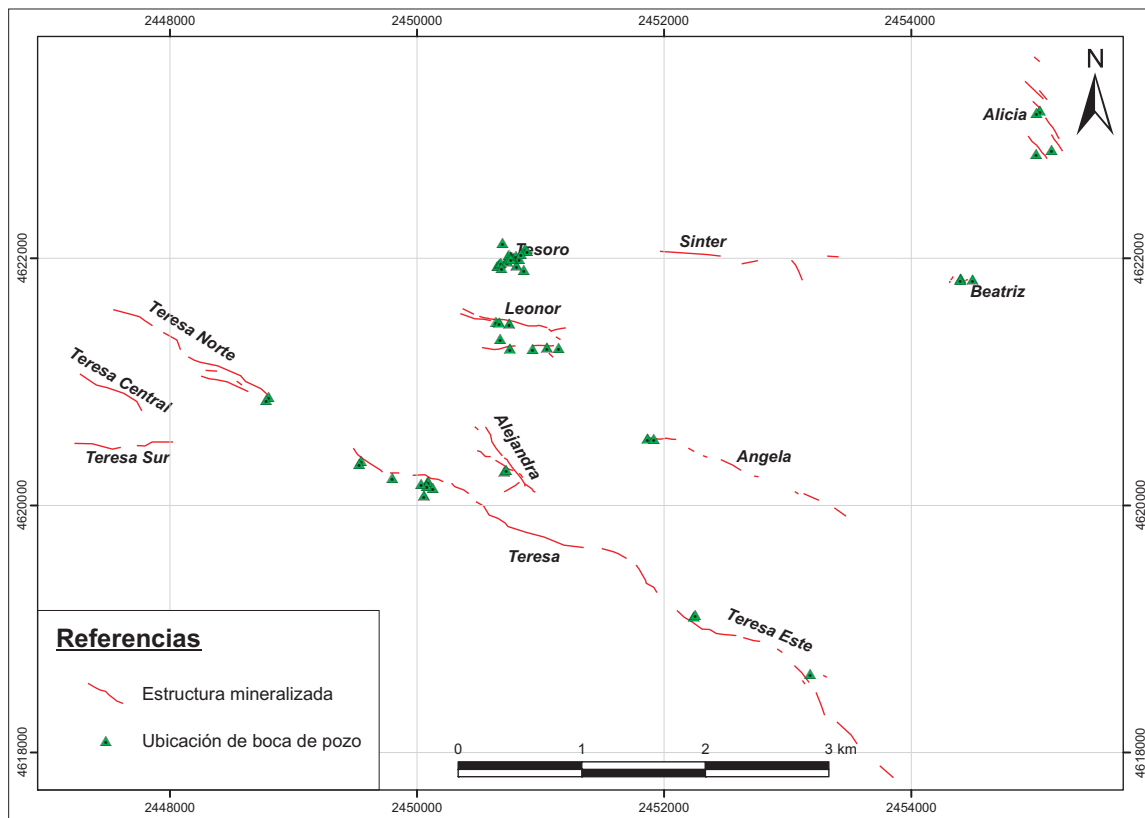


Figura 3.60. Mapa de ubicación de las estructuras mineralizadas del Sistema Malbec con la localización de los pozos perforados en el período 2002-2008. En la tabla V se detallan el total de pozos realizados, su profundidad y los valores anómalos hallados.

d) Marco estructural: indicadores cinemáticos.

Al igual que en los Sistemas Wendy y Argenta, se han encontrado muy pocos indicadores cinemáticos bien preservados en las estructuras del Sistema Malbec.

El Sistema Malbec posee sus estructuras mineralizadas orientadas principalmente en dos

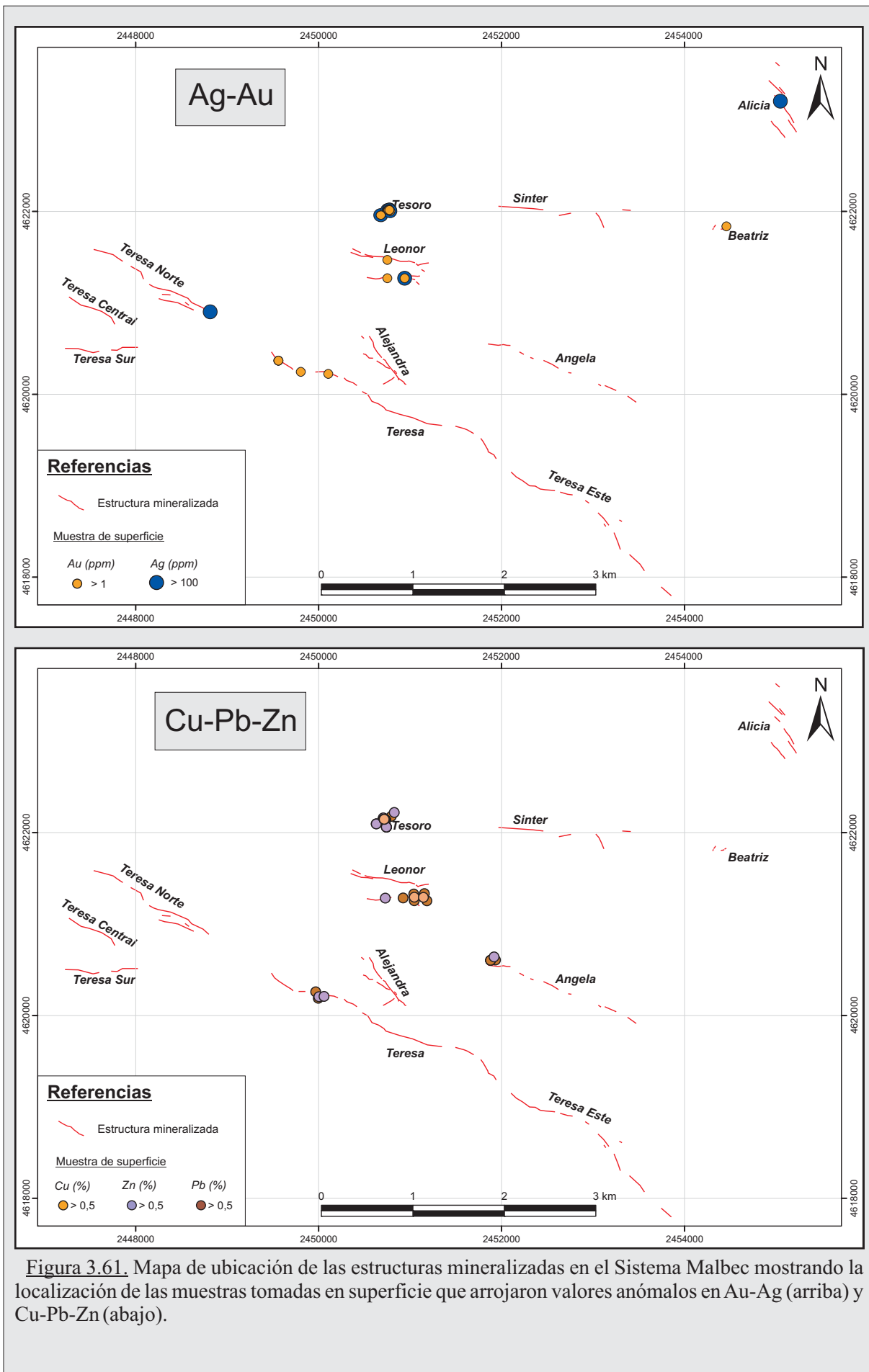
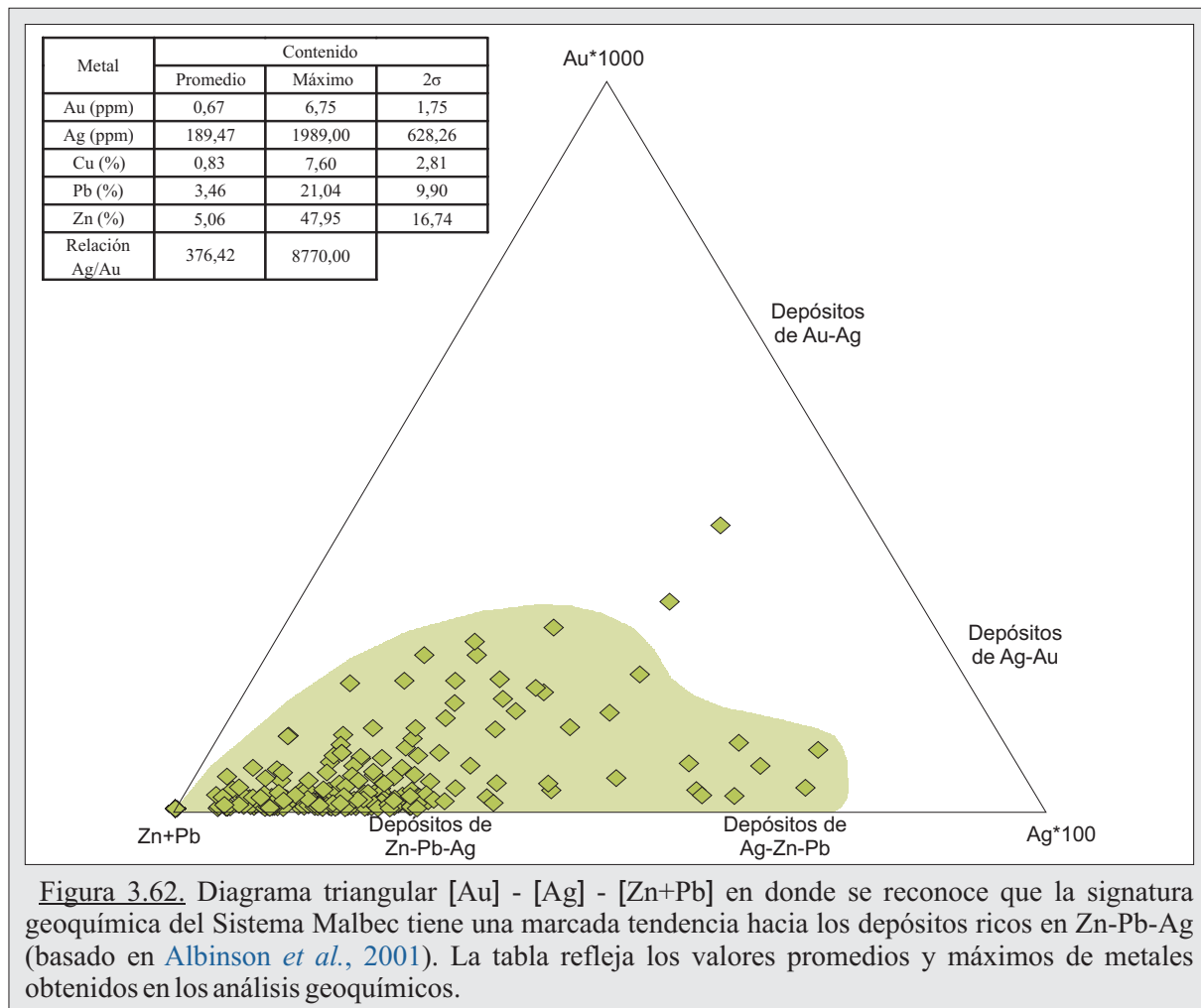


Figura 3.61. Mapa de ubicación de las estructuras mineralizadas en el Sistema Malbec mostrando la localización de las muestras tomadas en superficie que arrojaron valores anómalos en Au-Ag (arriba) y Cu-Pb-Zn (abajo).



direcciones: NO-SE y ONO-ESE a E-O (Figura 3.63-A) desarrollando en ambas direcciones afloramientos discontinuos de geometría lenticulares que son, a escala de afloramientos, el reflejo de estructuras fractales reconocidas a escala regional como importantes rasgos lineales (zonas de fallas, lineamientos, etc.).

Lo que no fue posible realizar en las estructuras de este sistema es una agrupación a partir de las geometrías o los estilos de afloramientos, como patrón para estimar la relación con las direcciones del campo de esfuerzo, ya que en todas ellas se reconocieron lentes sigmoidales tanto a escala de afloramiento como en las vetillas (Figura 3.63-B). Tampoco se pudo considerar a sus texturas primarias como indicadores sobre el grado de apertura, debido a que fueron reconocidas tanto las texturas brechadas como los bandeados indistintamente en todas las estructuras.

No obstante, se observó que las estructuras a escala de afloramiento desarrollan crestos de 2 a 3 m de potencia y de baja altura a sub-aflorantes, con geometrías lenticulares que se corresponden con sigmoides de cinemática dextral.

En líneas generales, se reconoció a las estructuras emplazadas en zonas de fallas normales, con el desarrollo en ambos flancos de potentes zonas de cizallas en donde se identificaron planos de cizallas con estrías sub-horizontales (Figura 3.63-C), mientras que en la caja alta (“*hanging wall*”) concentra un intenso vetilleo de cuarzo (Figura 3.63-D).

Finalmente, se interpretó a las estructuras de transferencias reconocidas desde la escala

distrital hasta la escala de afloramiento, como el reflejo de un régimen estructural de tipo transtensivo en donde el sistema principal NO-SE aloja las direcciones de mayor extensión o apertura, mientras que en la dirección E-O está ubicada la dirección con mayor componente de rumbo, todo esto en el marco de un régimen cinemático normal-dextral (Figura 3.63-A).

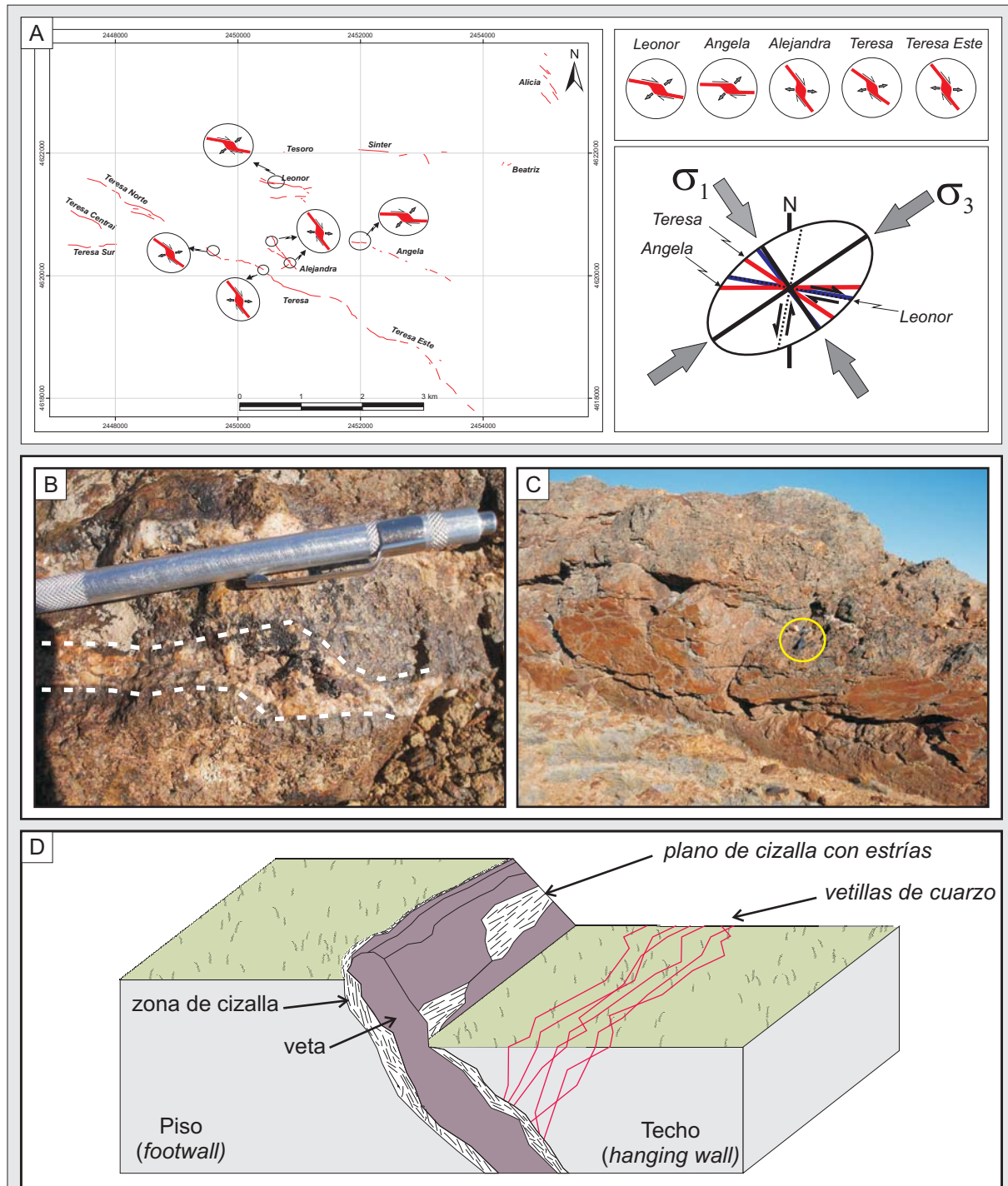


Figura 3.63. Sistema Malbec. **A)** Mapa de las estructuras mineralizadas con la ubicación de los indicadores cinemáticos reconocidos en el campo y el diagrama de esfuerzos correspondiente; **B)** Detalle de una vetilla de cuarzo en Leonor, desarrollando una estructura sigmoideal dextral; **C)** Vista de un crestón lenticular en donde en una de sus paredes se reconoce una zona de fricción o espejo de falla con estrías sub-horizontales; **D)** Figura esquemática mostrando el estilo de emplazamiento de las estructuras en zonas de fallas, con el desarrollo de zonas de cizallas en sus flancos y vetillas de cuarzo sub-paralelas a la estructura principal alojadas en el techo.

3.4. Depósitos de hot spring

3.4.1. Generalidades de los depósitos de hot spring. Antecedentes en el Macizo del Deseado.

Los depósitos geotermales o *hot spring* son ambientes sumamente interesantes por varios motivos, como el de poseer un gran potencial energético cuando están activos, además de ser reflejo en superficie de un sistema epitermal en profundidad y por representar condiciones similares a las que habrían originado la vida en la Tierra (Sillitoe, 1993; Farmer, 2000; Guido y Campbell, 2011). Comprenden un conjunto de rocas de composición silíceas (sinter) o carbonáticas (travertino) que se forman por precipitación química a partir de fluidos hidrotermales que llegan a superficie, y cuyos ejemplos actuales y activos más importantes se encuentran en los campos geotermales de Yellowstone en Estados Unidos y Taupo en Nueva Zelanda (Houghton *et al.*, 1995).

La provincia geológica Macizo del Deseado posee un buen registro de depósitos de ambientes de *hot spring* jurásicos, con un excepcional estado de preservación en alguno de ellos, los cuales se localizan en mayor cantidad en el oeste de la provincia, con pocos depósitos en el sector central y oriental, estando además ubicados sobre lineamientos regionales de rumbos ONO-ESE (~N110°) y NNO-SSE (~N160°) (Guido y Campbell, 2011). Estos depósitos representan hasta el momento los únicos ejemplos fósiles del Mesozoico, completando un hueco en el registro geológico entre depósitos paleozoicos de Escocia y Australia y los numerosos ejemplos del Cenozoico (Guido *et al.*, 2010).

En los últimos años, numerosos investigadores han descripto en el ámbito del Macizo diversas manifestaciones de estos depósitos, tanto carbonáticos como silíceos, los cuales fueron compilados y analizados por Guido y Campbell (2011) definiendo 23 sitios con paleoambientes de *hot spring* con un buen grado de preservación.

3.4.2. Distrito Cerro Primero de Abril. Ubicación y distribución espacial de los depósitos de hot spring y caracterización de las facies presentes.

El Distrito se caracteriza por la presencia de numerosos depósitos de *hot spring*, cubriendo una extensa área de más de 130 km² de superficie (Figura 3.64), muchos de los cuales muestran buen grado de preservación de sus texturas y estructuras primarias de composición carbonática (travertinos), silíceas (sinter), estromatolitos, y también reemplazos silíceos de travertinos (jasperoides).

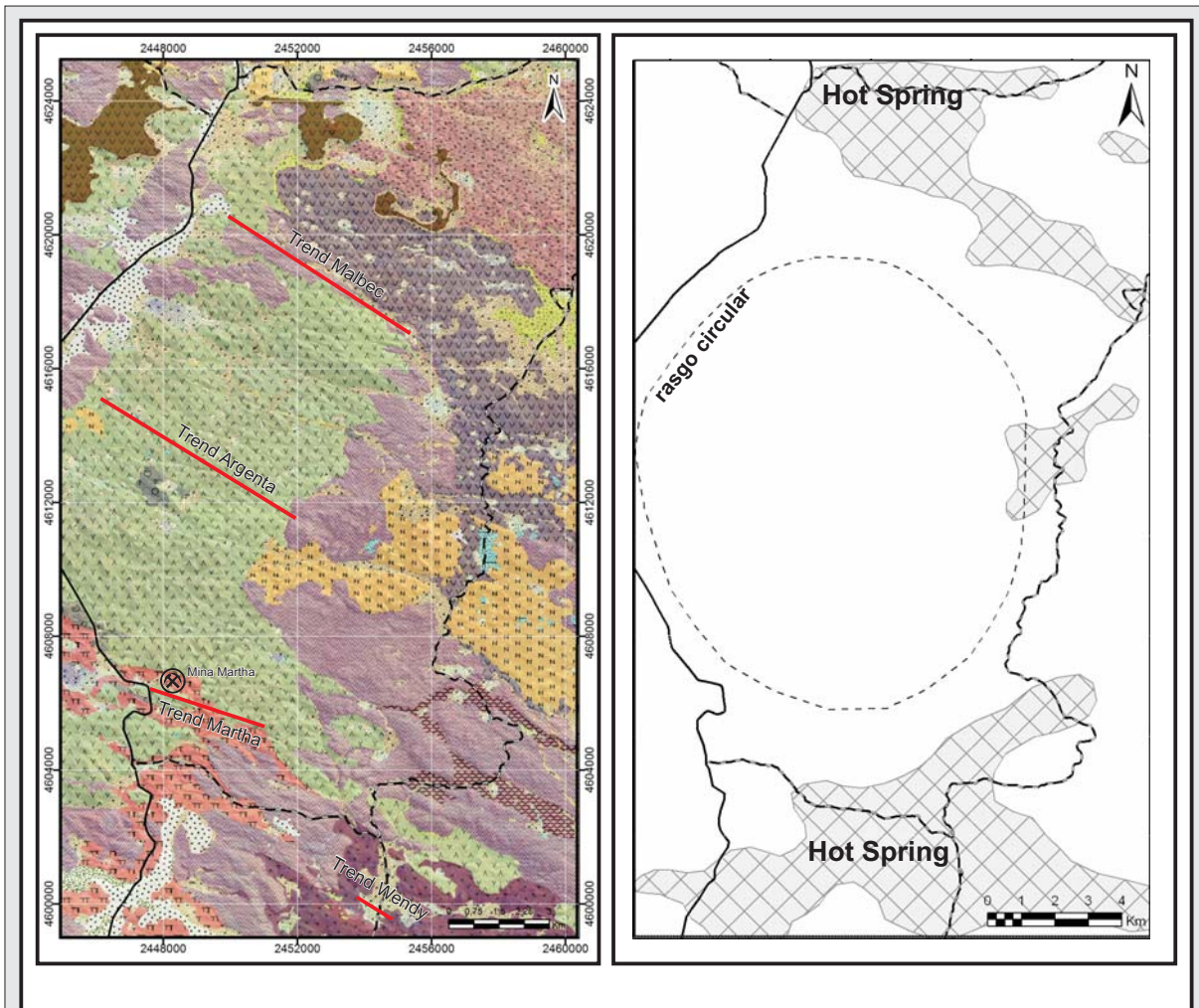
Además, debido a la buena preservación de los afloramientos fue posible realizar una clasificación preliminar en asociaciones de facies controladas por la temperatura, favoreciendo la reconstrucción paleogeográfica del ambiente y de los fluidos hidrotermales intervinientes.

De esta manera, y siguiendo los criterios de Echeveste (2005a y b) y Guido y Campbell (2009 y

2011), se reconocieron cinco facies diferentes (localizadas mayormente en los sectores sur y noreste del Distrito) y generalmente asociadas a los depósitos de tobas y tufitas arenosas de origen fluvio-lacustre portadoras de variados restos fósiles vegetales (Figura 3.64).

Estas cinco facies fueron definidas identificándose las siguientes características:

1) Facies de brechas (FB) y facies de travertinos laminados verticales (FTV): Constituyen afloramientos en general alargados con rumbo NO-SE, aunque también se han podido observar estructuras con aspecto subcircular. Son cuerpos verticales de travertinos finamente laminados (escala milimétrica) y con sectores brechados, o bien cuerpos subverticales de brechas



REFERENCIAS

Planimetría

- Ruta Provincial N° 12
- - - Cammino vecinal

Mineralizaciones

- Trends

Litología

- | | | | |
|---|--|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Complejo andesítico Ign. de cristales dacíticas inf. Ign. de cristales riolíticas inf. Ignimbritas líticas | <ul style="list-style-type: none"> Complejo dacítico Ign. de cristales dacíticas sup. Ign. de cristales riolíticas sup. Complejo riolítico | <ul style="list-style-type: none"> Tobas y tufitas Depósitos de megabrecha Fm. Baqueró Fm. Monte León | <ul style="list-style-type: none"> Basaltos Tc Fm. La Avenida Cobertura sedimentaria Qt |
|---|--|---|--|

Figura 3.64. Mapa de ubicación en donde se puede identificar la relación existente entre los depósitos volcanoclásticos jurásicos, los sistemas mineralizados, los rasgos morfoestructurales y los depósitos de hot spring presentes en el Distrito Cerro Primero de Abril.

carbonáticas parcialmente silicificadas (Figura 3.65-A). Estas facies corresponden a las zonas de conductos o vents, asociaciones de alta temperatura ($>59\text{ }^{\circ}\text{C}$) caracterizadas por estar localizadas en los sectores de salida de los fluidos hidrotermales y poseer baja actividad orgánica asociada (Figura 3.66).

2) Facies de travertinos laminados horizontales (FTH): Estos afloramientos se presentan finamente laminados, con estructuras paralela o en terrazas subhorizontales (Figura 3.65-B). Cuando se presentan asociados espacialmente a las FB/FTV, esta facies genera estructuras de tipo montículo (*mounds*) o cresta (*ridge*) (Figura 3.65-C). Los afloramientos más alejados de las FB/FTV presentan restos fósiles vegetales, troncos y ramas. Estas asociaciones pertenecen a facies de intermedia a baja temperatura (35° a $59\text{ }^{\circ}\text{C}$) caracterizadas por la interacción con el ambiente sedimentario donde se está desarrollando el depósito de *hot spring*. Es común encontrar restos fósiles como troncos o semillas de plantas (Figura 3.66).

3) Facies de estromatolitos carbonáticos (FEC): Se han observados afloramientos de estromatolitos carbonáticos monticulares (*mounds*) con dos morfotipos: Los morfotipos laminares (FEC-L) se encuentran muchas veces asociados espacialmente a las facies de travertinos laminares, poseen tonalidades blanquecinas rosadas con superficies botroidales, observándose en perfil una laminación con capas milimétricas (Figura 3.65-D); por otro lado, los morfotipos columnares (FEC-C) poseen de 3 a 4 cm de diámetro, con un laminación concéntrica fina. De acuerdo a [Guido y Campbell \(2011\)](#) esta facies puede estar localizada tanto en zonas proximales como distales (Figura 3.66).

4) Facies de sinter (FS): depósitos laminados silíceos de colores rojizos, que se presentan en posición subhorizontal. Se identificaron dos fábricas laminares ondulosas: **A)** estructuras laminares porosas denominadas “*palisades*” formadas por la actividad de cianobacterias filamentosas localizadas en canales y piletones en zonas distales de baja temperatura ($<35\text{ }^{\circ}\text{C}$); y **B)** estructuras laminares con oquedades ovoidales, reflejando una porosidad primaria creada por la actividad fotosintética microbial, denominada “*almond-shaped vugs*”, las cuales en su mayoría se encuentran rellenas por cuarzo microcristalino de un pulso silíceo posterior, reflejando asociaciones de media temperatura, entre los $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ hasta $59\text{ }^{\circ}\text{C}$) ([Guido y Campbell, 2009](#)) (Figuras 3.65-E y 3.66).

5) Facies de jasperioides (FJ): depósitos constituidos por sílice calcedónica de colores blanco, rojo, gris y negro, que ha sido formada por reemplazo de carbonatos). Sus afloramientos conforman estructuras vetiformes y niveles horizontales con texturas masivas, brechadas, laminares y estromatolíticas relícticas (Figuras 3.65-E y 3.66).

Estos depósitos representan evidencias superficiales de ambientes geotermales claramente asociados a las mineralizaciones epitermales, siendo de gran importancia geológica-metalogénica y exploratoria.

Finalmente, cabe resaltar el hecho de que estos depósitos son los más extensos determinados hasta el momento en el Macizo del Deseado, y considerando su tamaño y relación espacio-temporal con el centro volcánico del Distrito Cerro Primero de Abril ([Ruiz et al., 2008b](#)), los

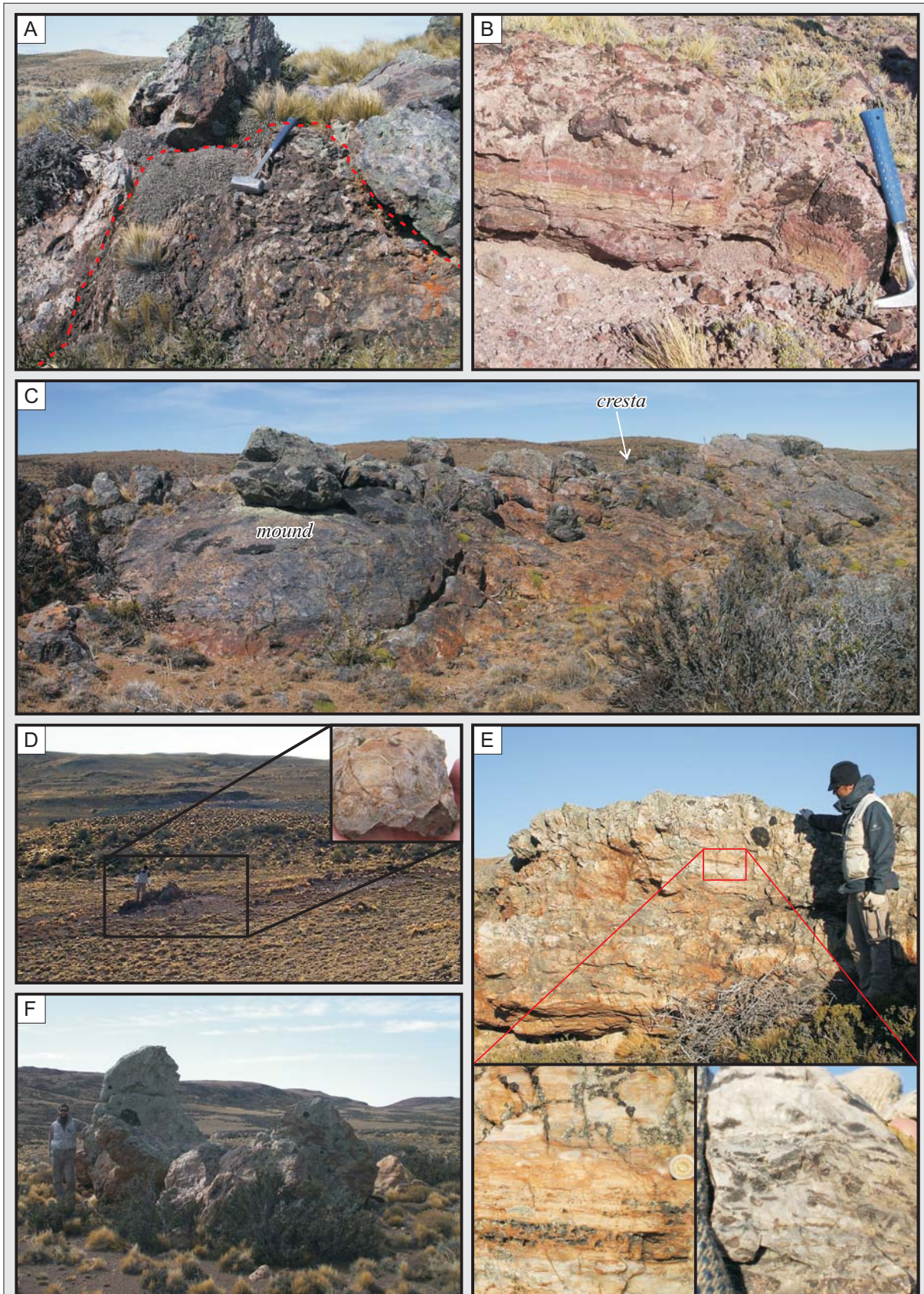


Figura 3.65. Depósitos de *hot spring*. **A)** Afloramiento de la facies de brechas (FB); **B)** Detalle de una facies de travertino laminado (FTH); **C)** Vista regional de un depósito FTH en donde se reconocen las estructuras en montículo y la cresta; **D)** Afloramiento de facies estromatolíticas con una vista en detalle en donde se observa la laminación fina en un morfotipo laminar; **E)** Depósito de *sinter* con vistas en detalle de una estructura laminar de tipo *palisades* con su porosidad característica (izq.) y fabricas laminares de tipo *almond-shaped vugs* (der.); **F)** Afloramiento de un bloque de jasperiode.

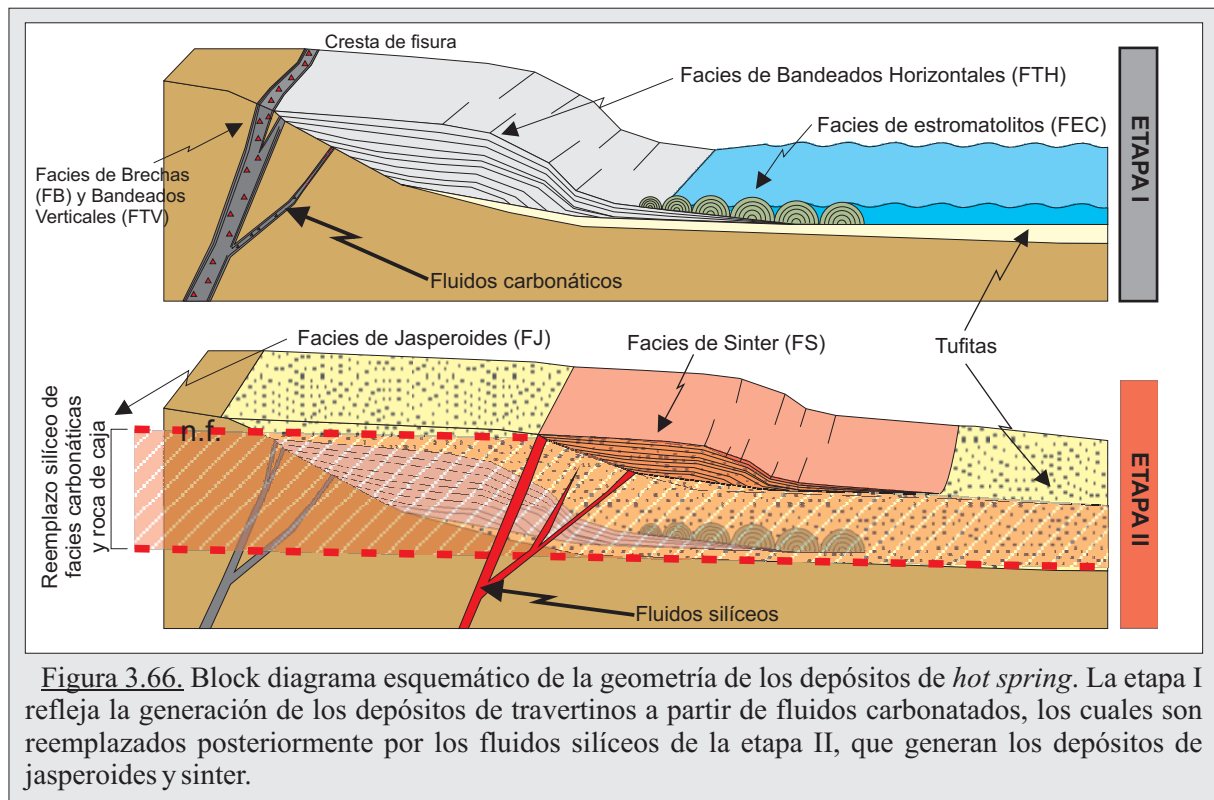


Figura 3.66. Block diagrama esquemático de la geometría de los depósitos de *hot spring*. La etapa I refleja la generación de los depósitos de travertinos a partir de fluidos carbonatados, los cuales son reemplazados posteriormente por los fluidos silíceos de la etapa II, que generan los depósitos de jasperoides y sinter.

convierte en uno de los mejores ejemplos fósiles de campos geotermales jurásicos.

3.5. Caracterización isotópica de los fluidos hidrotermales en el Distrito Cerro Primero de Abril.

Para completar la caracterización de los fluidos hidrotermales que actuaron en el Distrito, y con el objetivo de evaluar sus posibles orígenes, se realizaron análisis sobre los isótopos estables livianos de carbono ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$), oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y azufre ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$). Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España.

Estos estudios constituyen una herramienta valiosa, que complementada con los estudios microtermométricos, permite no solo estimar la procedencia de los fluidos hidrotermales y su interacción con fluidos meteóricos, sino también las condiciones físico-químicas al momento de la depositación, llegando en algunas ocasiones a determinar la evolución de los fluidos hidrotermales del depósito.

Se analizó la composición isotópica del carbono en calcitas (4 muestras), de azufre en galena, esfalerita y piritita (4 muestras), y de oxígeno en cuarzo y adularia (22 muestras). La metodología aplicada para la determinación isotópica de las muestras, junto con las tablas con los resultados, se encuentran desarrolladas en su totalidad en el Anexo XX.

Además, se consideraron los datos isotópicos obtenidos por Páez (2011) para las vetas del Sistema Martha sobre los mismos isótopos estables, incluyéndose también en este análisis, la información geocronológica que obtuvo a través de isótopos inestables de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, lográndose de esta manera un encuadre temporal al menos de uno de los sistemas mineralizados.

3.5.1. Isótopos estables de Oxígeno, Azufre y Carbono.

Isótopos de carbono

En depósitos hidrotermales, la presencia o ausencia de calcita refleja directamente la concentración de dióxido de carbono acuoso del fluido (en sus diversas formas oxidadas CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- o CO_2^{-2}), el cual puede derivar ya sea de un magma o de la oxidación de formas reducidas del carbono como por ejemplo de la materia orgánica. Cada una de las posibles fuentes está caracterizada por unos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ que le son propios y que, además se encuentran afectadas por otros parámetros físico-químicos como los cambios de temperatura, $f\text{O}_2$, presión y pH del fluido que controlan la especie en solución y su estado de oxidación. (Recio y Subias, 2007).

Considerando que el sistema Wendy es el único que posee un pulso hidrotermal generador de potentes estructuras carbonáticas, se procedió a analizar la composición isotópica de cuatro muestras de calcita de la estructura *Josefa norte*, obteniéndose en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ una variación entre -3,62 y -8,5‰, mientras que en los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ fue entre 4,6 y 7,9‰ (Figura 3.67-A).

De acuerdo al diagrama $\delta^{13}\text{C}\text{‰ vs. } \delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (Figura 3.67-B), se observa que estos datos se alinean siguiendo la curva de H_2CO_3 , siendo esta fase la principal especie oxidada de carbono presente en el fluido mineralizador, implicando un pH cercano a 6 o menor (Faure, 1986).

Por otro lado, comparando los valores isotópicos de las muestras de calcita laminar (*bladed-calcite*) presentes en el sistema epidermal de Waihi en Nueva Zelanda (Brathwaite y Faure, 2002) las cuales fueron interpretadas como precipitadas por asimilación de CO_2 de ebullición, con los resultados obtenidos en Wendy, se puede observar no solo una similitud en el rango de valores sino además en la especie oxidada de carbono presente (Figura 3.67-B).

Finalmente, teniendo en cuenta la cercanía de este depósito con el yacimiento Manantial Espejo, se integraron los resultados obtenidos por Echeveste (2005a), observándose que los resultados obtenidos en Wendy se ubican en un rango muy próximo a los determinados por este autor para las vetas de Manantial Espejo (Figura 3.67-B).

Isótopos de azufre

Generalmente, el objetivo al analizar los isótopos de azufre presente en depósitos epitermales es estimar la posible fuente de azufre (magmática, metamórfica, sedimentaria, aguas meteóricas, etc.), y su transporte e interacción con la roca de caja y otros fluidos.

Siguiendo este objetivo, se obtuvieron los valores isotópicos de azufre para el fluido mineralizador ($\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$) a partir de tres sulfuros de metales base (pirita, esfalerita y galena) de los Sistemas Argenta y Malbec, considerando los coeficientes de la fórmula de Ohmoto y Rye (1979) y las temperaturas medias obtenidas en los estudios de inclusiones fluidas.

Por otro lado, no se pudieron determinar los valores isotópicos del azufre en las sulfosales de Ag identificadas en el sistema Wendy (pirargirita, miargirita, freieslebenita, Argentotennantita, etc.) ya que no existen determinaciones del coeficiente de fraccionamiento isotópico para esta serie de minerales. Además, se consideraron los datos obtenidos por Páez (2012) para la caracterización del Sistema Martha (Figura 3.68-A).

Respecto a los valores obtenidos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ (‰), estos se encuentran próximos al 0‰, lo que indicaría una fuente de los fluidos generadores de origen magmático (Hoefs, 1987), con escasa participación de actividad supergénica (Figura 3.68-A y 3.68-B). Además, y coincidiendo con lo observado por Páez (2012) para el depósito Martha, el origen de la filiación magmática estaría

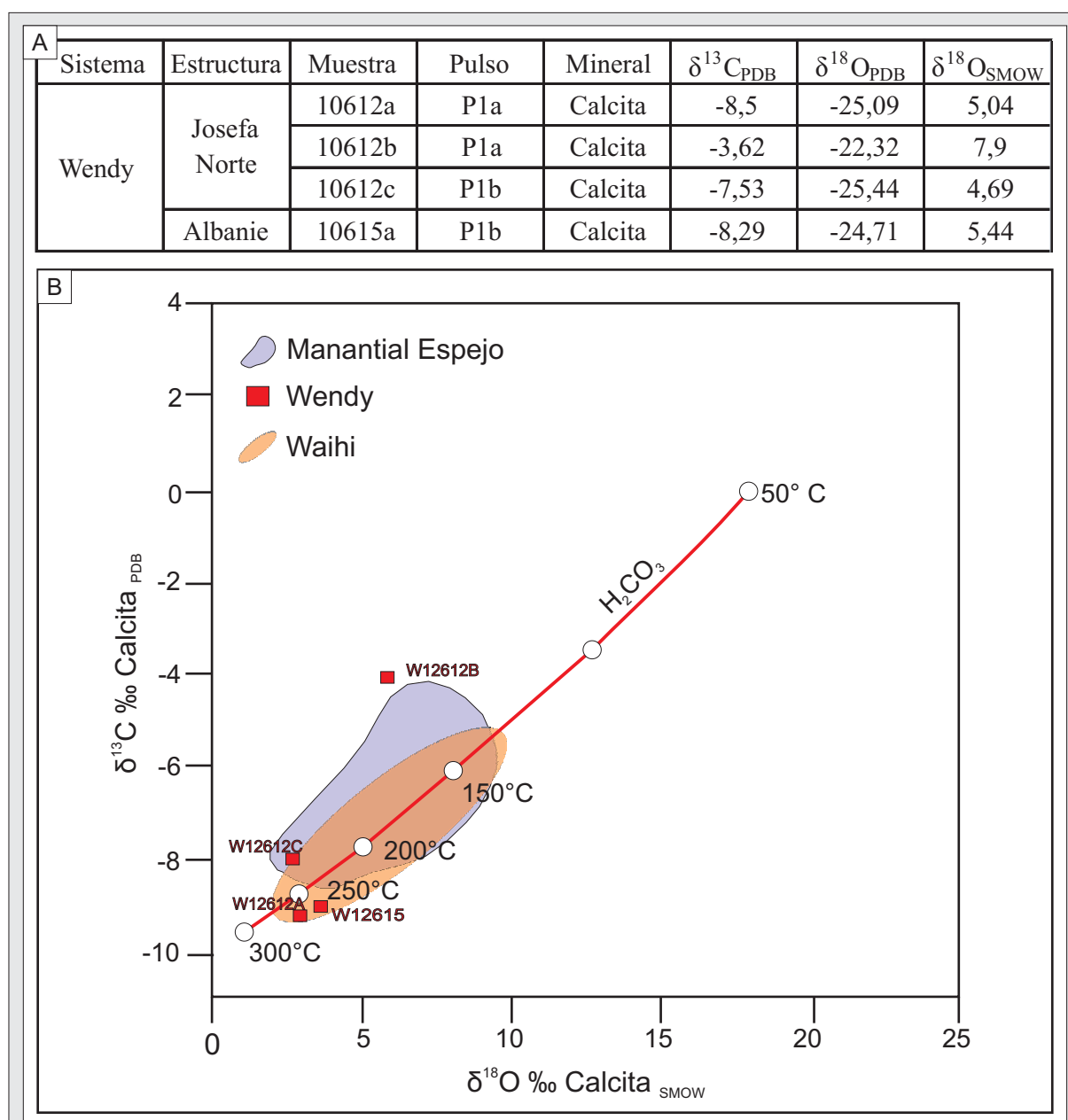


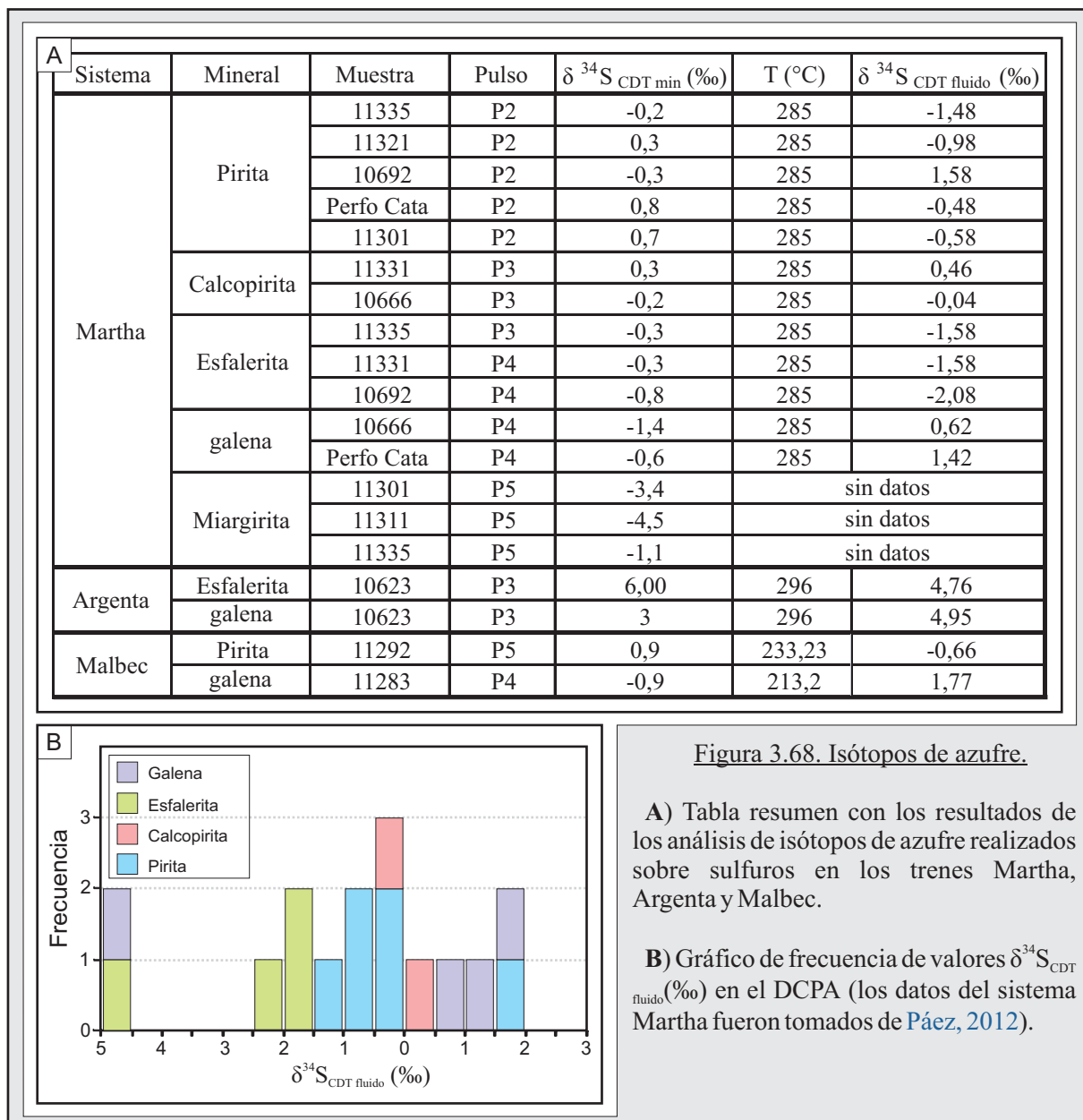
Figura 3.67. Wendy. A) Tabla resumen con los resultados de los ensayos isotópicos realizados sobre calcitas de los pulsos P1a y P1b; B) Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ calcita (‰) vs. $\delta^{18}\text{O}$ calcita (‰). La curva representa el tren de equilibrio de fraccionamiento en función de la temperatura para la calcita, asumiendo que H_2CO_3 es la especie dominante de carbono acuoso (modificado de Simmons y Christenson, 1994).

vinculado a dos procesos, siendo el resultado de un aporte directo de fluidos de origen magmático, y un re-equilibramiento de las soluciones hidrotermales al atravesar la potente secuencia volcánica donde se alojan las estructuras (Ohmoto y Goldhaber, 1997).

Estos resultados están acorde con lo expresado en la numerosa bibliografía sobre análisis isotópicos en sulfuros de depósitos vetiformes epitermales en el ámbito del Macizo del Deseado (Echavarría, 1997; Schalamuk *et al.*, 1998; Guido, 2004; Echeveste, 2005a; Moreira, 2006; López, 2006; Mykietiuć, 2006; Jovic, 2009; Páez, 2012), los cuales evidencian que los sulfuros primarios alojados en estos depósitos comúnmente presentan variaciones de $\delta^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ en el rango de $\pm 5\text{‰}$ (Figura 3.69).

Isótopos de oxígeno

Al igual que en los isótopos de azufre, mediante el estudio de las relaciones isotópicas de



oxígeno, y su comparación con diversos tipos de aguas naturales, podemos llegar a estimar la procedencia de los fluidos hidrotermales y su interacción con los fluidos meteóricos.

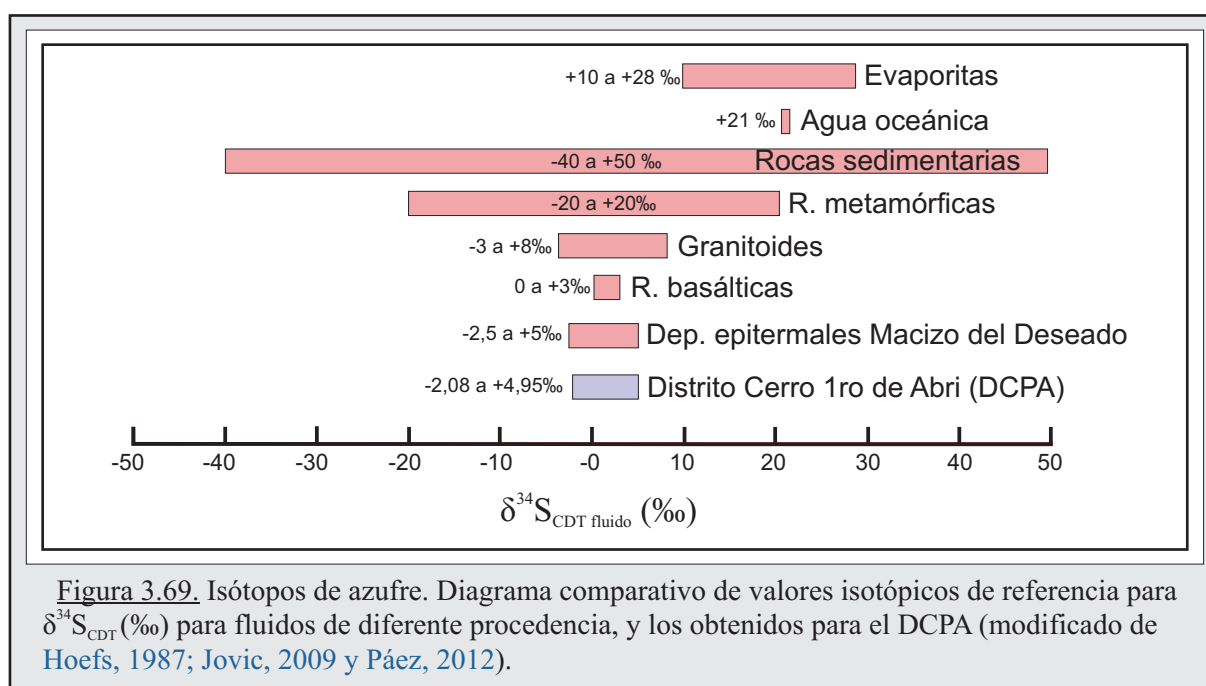
Se analizaron 24 muestras de cuarzo y 2 muestras de adularia de las principales estructuras en los Sistemas Wendy, Argenta y Malbec, obteniéndose los valores isotópicos de estos minerales ($\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$), incluyéndose además en este análisis, los datos obtenidos en el área de Mina Martha por Páez (2012), totalizando así 43 caracterizaciones isotópicas de oxígeno para las estructuras del Distrito Cerro Primero de Abril (Figura 3.70-A).

A partir de estos datos, se calcularon los valores isotópicos de los fluidos hidrotermales en equilibrio con las fases minerales analizadas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$) considerando las temperaturas promedio obtenidas en los ensayos termométricos para cada pulso mineralizante en cada área, de acuerdo a los parámetros de la fórmula de Zheng (1993).

Los resultados obtenidos se caracterizan por un amplio rango composicional, con valores máximos cercanos a los 3,2‰ y mínimos del orden de los -11,52‰, con una media de -4,90‰ (Figura 3.70-A y 3.70-B).

Con el fin de determinar el posible origen de los fluidos hidrotermales mineralizadores, se compararon los resultados obtenidos con los valores isotópicos correspondientes a aguas magmáticas félsicas (Taylor, 1992), mezcla de aguas cloruradas y calentadas por vapor de Waihi (Brathwaite y Faure, 2002), vapor volcánico relacionado a zonas de subducción (Giggenbach, 1992), aguas calentadas por vapor de Virginia Range (Rye *et al.*, 1992), aguas pluviales modernas de Patagonia (Puerto Madryn y Ushuaia, IAEA/WMO, 2008), una recopilación de valores isotópicos correspondientes a los depósitos epitermales del Macizo del Deseado (Guido, 2004; Echeveste 2005a; Moreira, 2006; López, 2006; Mykietiuik, 2006; Jovic, 2009; Páez, 2012), y los valores isotópicos determinados para las aguas meteóricas jurásicas obtenidas por Cravero *et al.* (1991) sobre caolinitas supergénicas provenientes del Macizo del Deseado (Figura 3.71).

De esta comparativa, se reconoció una distribución de los valores isotópicos muy amplia,



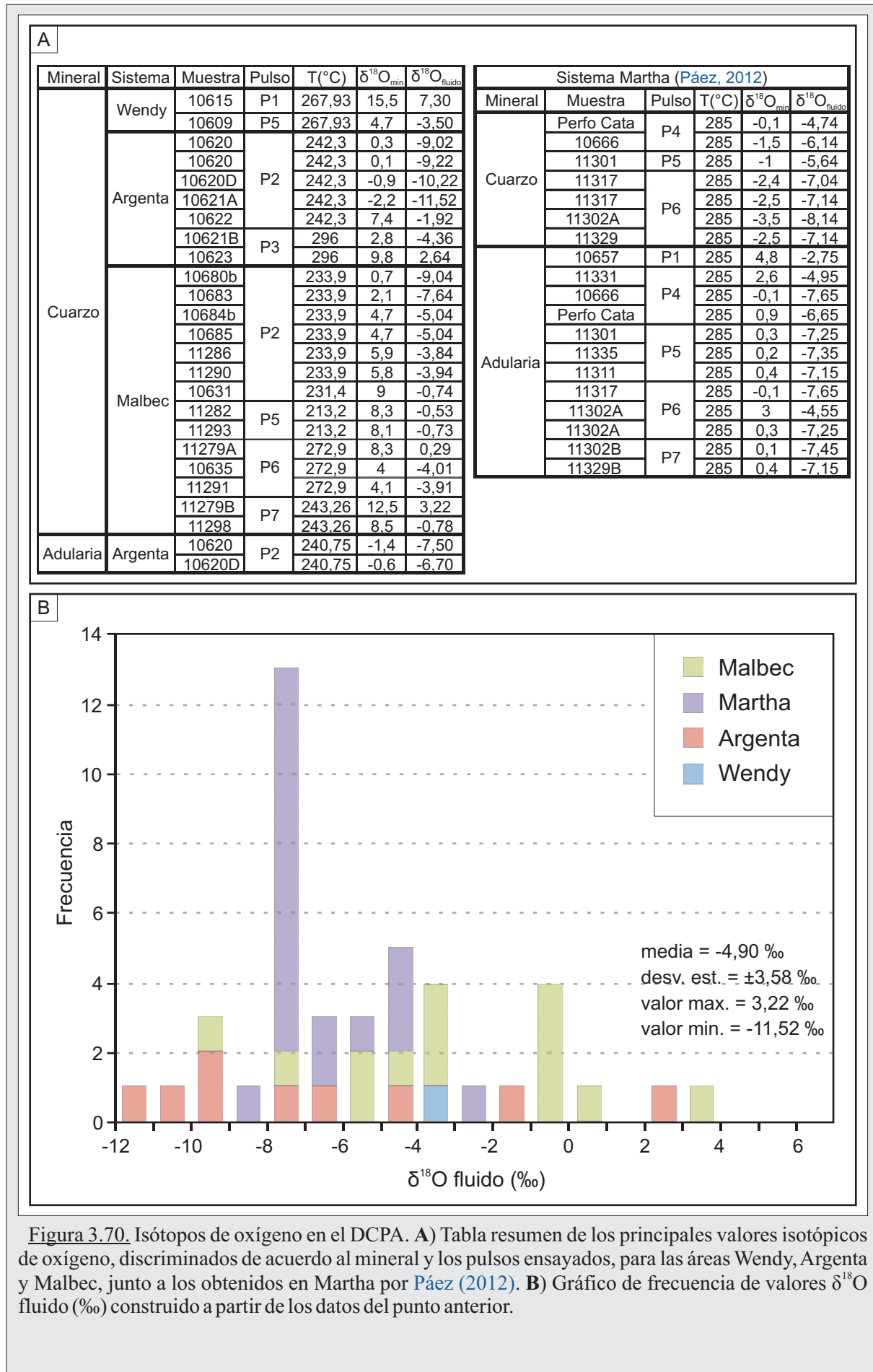
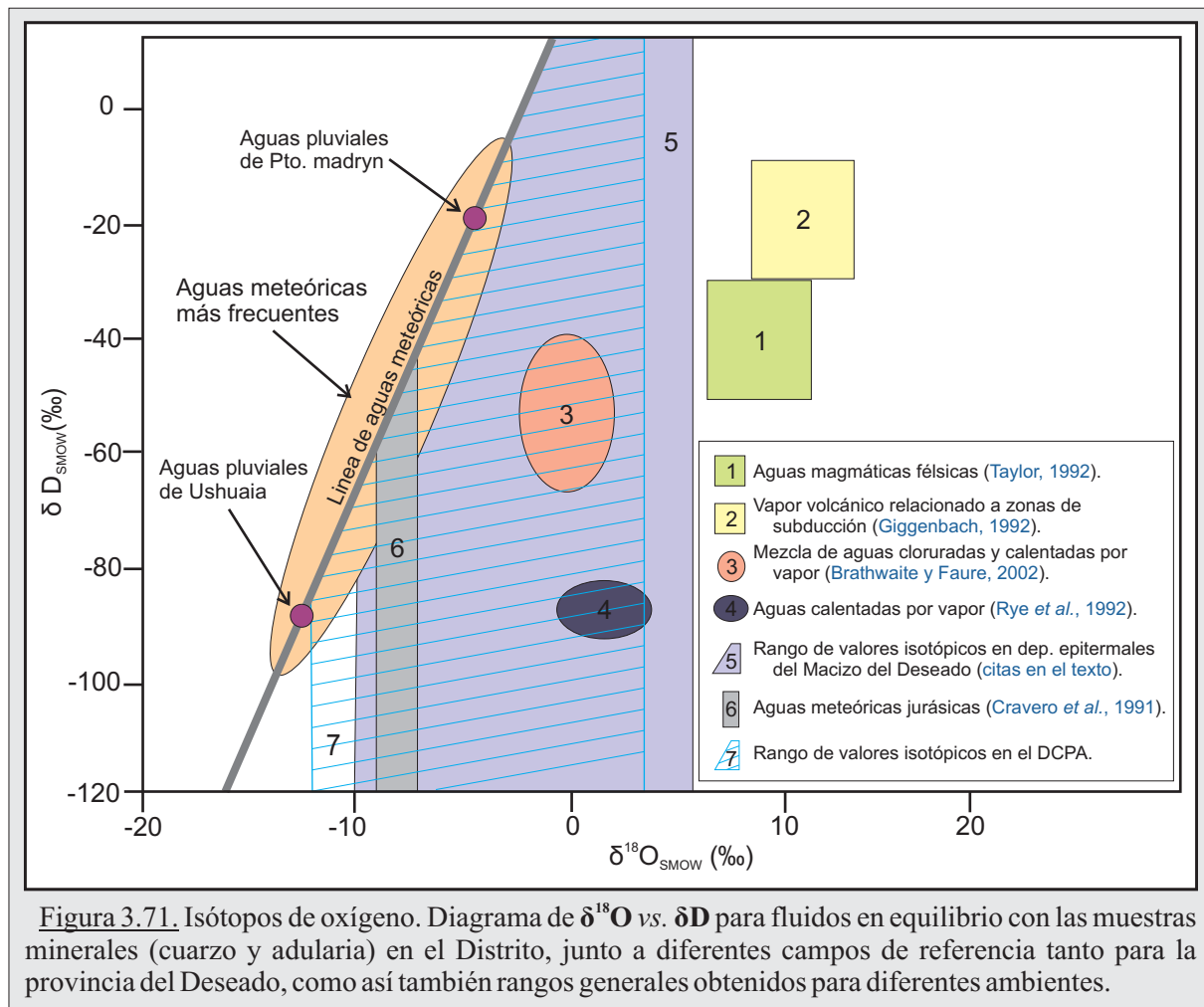


Figura 3.70. Isótopos de oxígeno en el DCPA. **A)** Tabla resumen de los principales valores isotópicos de oxígeno, discriminados de acuerdo al mineral y los pulsos ensayados, para las áreas Wendy, Argenta y Malbec, junto a los obtenidos en Martha por Páez (2012). **B)** Gráfico de frecuencia de valores $\delta^{18}\text{O}$ fluido (‰) construido a partir de los datos del punto anterior.



abarcando desde valores bajos cercanos a las aguas meteóricas tanto actuales como jurásicas, y extremos con valores altos muy próximos a las aguas magmáticas félsicas (Figura 3.71), con lo que se interpreta que esta distribución de valores isotópicos está reflejando 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.

3.5.2. Isótopos inestables: geocronología $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Para lograr una completa caracterización isotópica del distrito Cerro Primero de Abril se tomó en consideración la determinación geocronológica realizada por Páez (2012), obtenida a través de la técnica $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sobre cristales de adularia provenientes de la veta Catalina (sistema Martha).

Los resultados obtenidos arrojaron una edad *plateau* de $156,5 \pm 0,9$ ma y una edad por isócrona de $156,4 \pm 0,8$ ma (Páez, 2012), lo que permitió acotar el evento mineralizante en el Jurásico Superior, más específicamente dentro del piso Oxfordiano.

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.

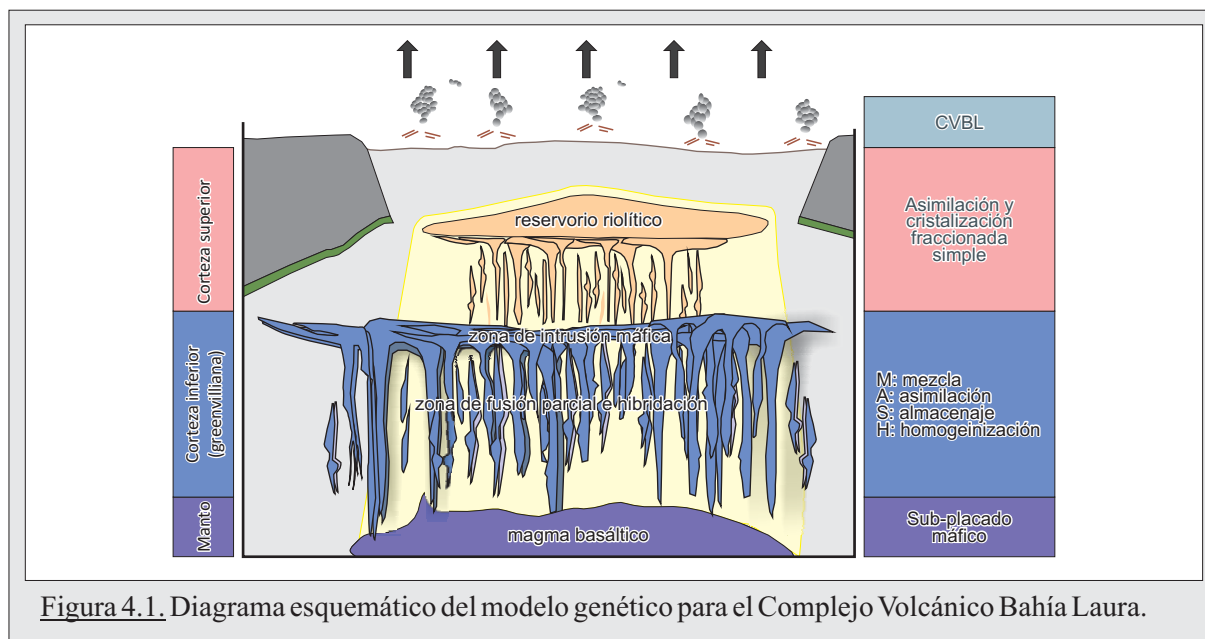
En este capítulo se discutirán las evidencias geológicas obtenidas en el campo, junto a los resultados de los análisis petrográficos y de laboratorio, con el fin de dilucidar el origen y las características de estos episodios volcanoclásticos jurásicos, definiendo cual fue el o los factores que generaron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

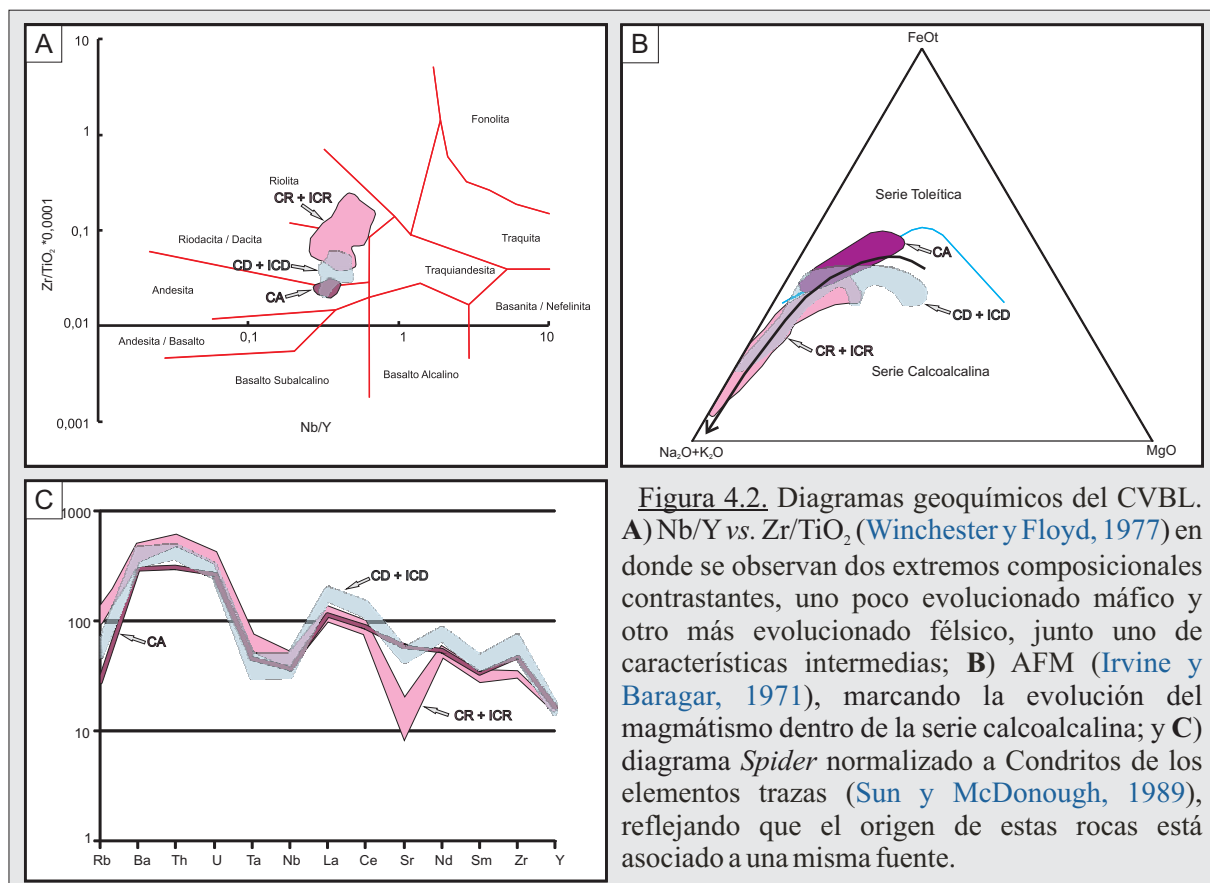


Figura 4.2. Diagramas geoquímicos del CVBL. **A)** Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977) en donde se observan dos extremos composicionales contrastantes, uno poco evolucionado máfico y otro más evolucionado félsico, junto uno de características intermedias; **B)** AFM (Irvine y Baragar, 1971), 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.*, 2010).

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

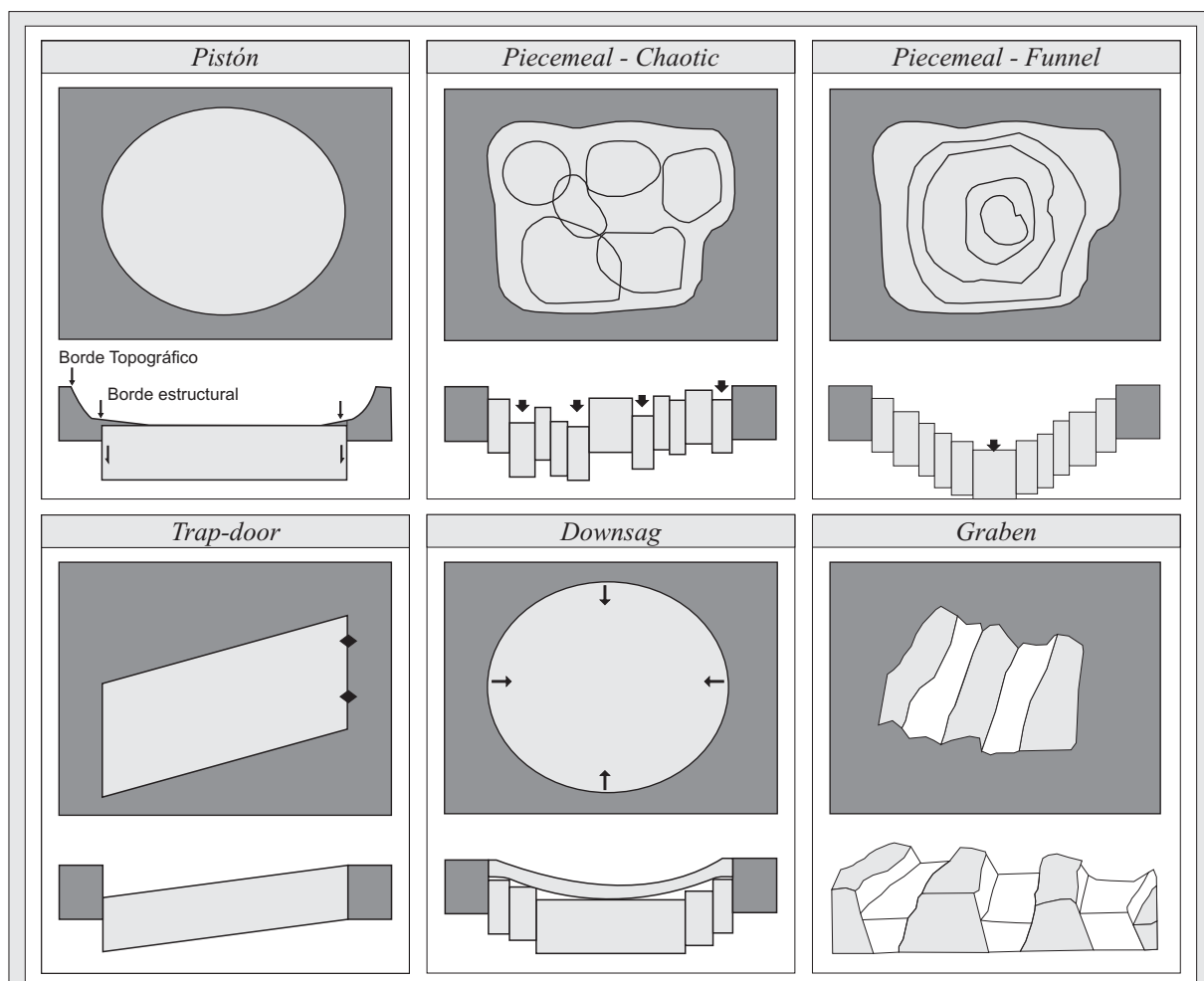


Figura 4.3. Diagramas esquemáticos de los 5 estilos de estructuras de colapso tipo caldera y las morfologías de los bloques subsididos (modif. de Lipman, 1997; Cole, 2005; y Aguirre-Díaz et al. (2008).

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, 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

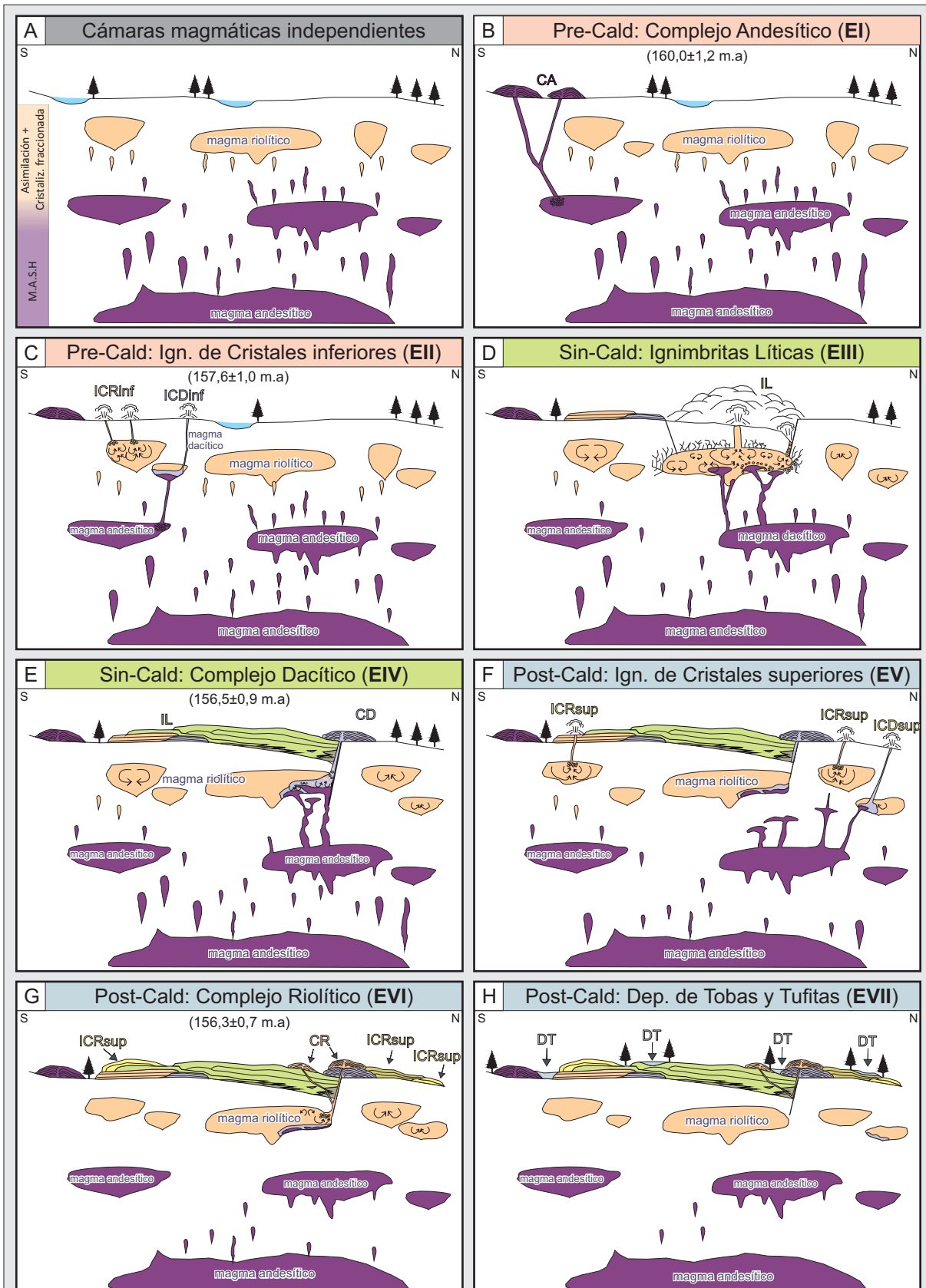


Figura 4.4. Secuencia evolutiva de las tres cámaras magmáticas involucradas en la generación de la caldera Cerro Primero de Abril, mostrando la relación existente entre la evolución de cada cámara y su correlato con los siete episodios principales jurásicos (EI a EVII).

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*) y porciones de lavas máficas englobadas en las lavas félsicas (mezcla física o *mingling*), reflejando que todavía no se había alcanzado una completa homogenización de los magmas intervinientes.

Todas estas evidencias nos permiten confirmar la interacción entre magmas máficos 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

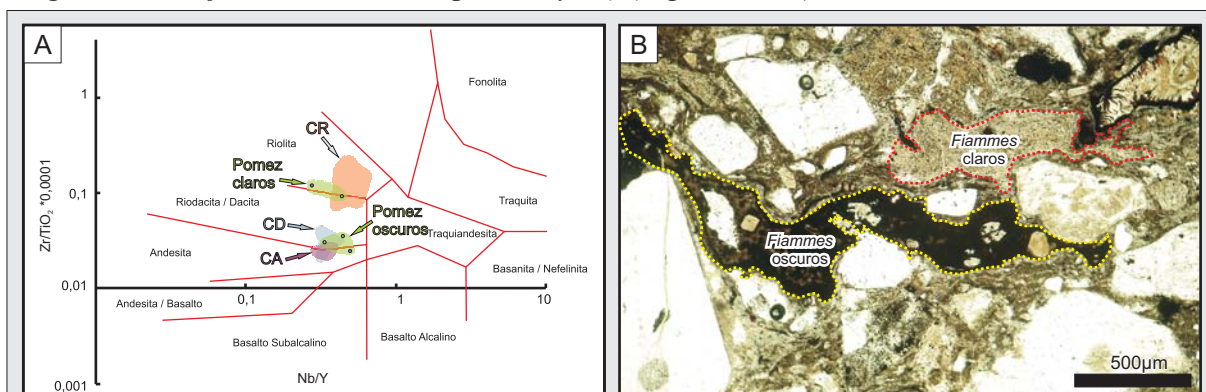


Figura 4.5. Ignimbritas Líticas (IL). Relación entre la composición de los fragmentos pumíceos de las IL y los complejos lávicos CA, CD y CR. **A)** Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977); **B)** Microfotografía de los dos *fiammes* de composiciones diferentes coexistiendo en la misma ignimbrita 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) zonación 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* seguidos 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

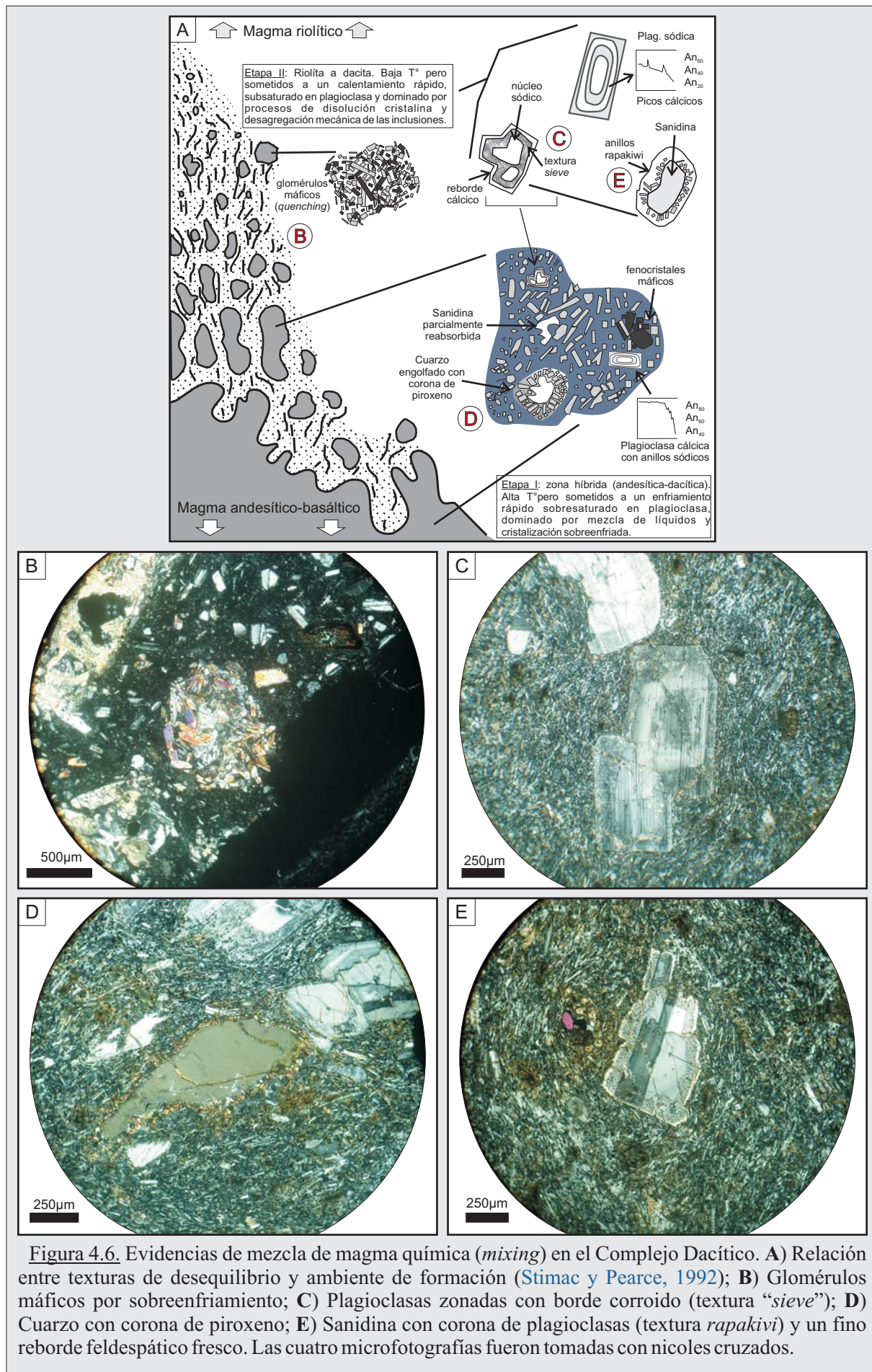
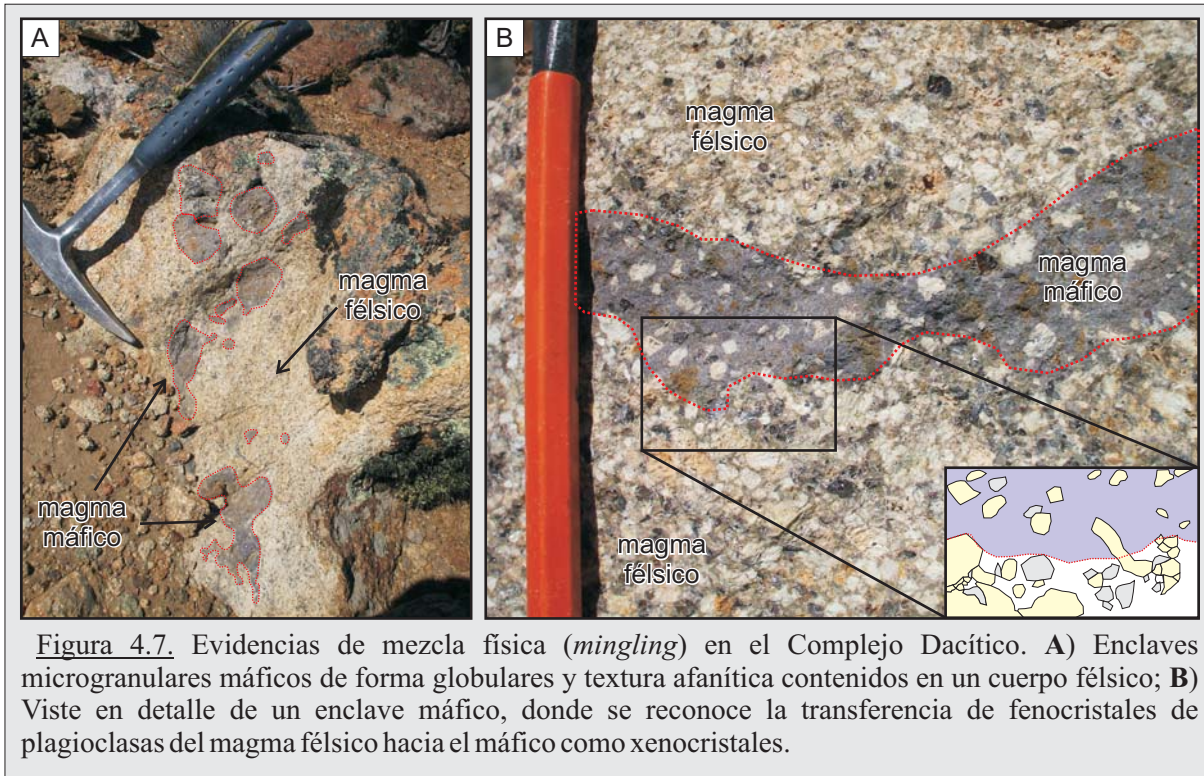


Figura 4.6. Evidencias de mezcla de magma química (*mixing*) en el Complejo Dacítico. **A)** Relación entre texturas de disequilibrio y ambiente de formación (Stimac y Pearce, 1992); **B)** Glómérulos máficos por sobreenfriamiento; **C)** Plagioclasas zonadas con borde corroído (textura “*sieve*”); **D)**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

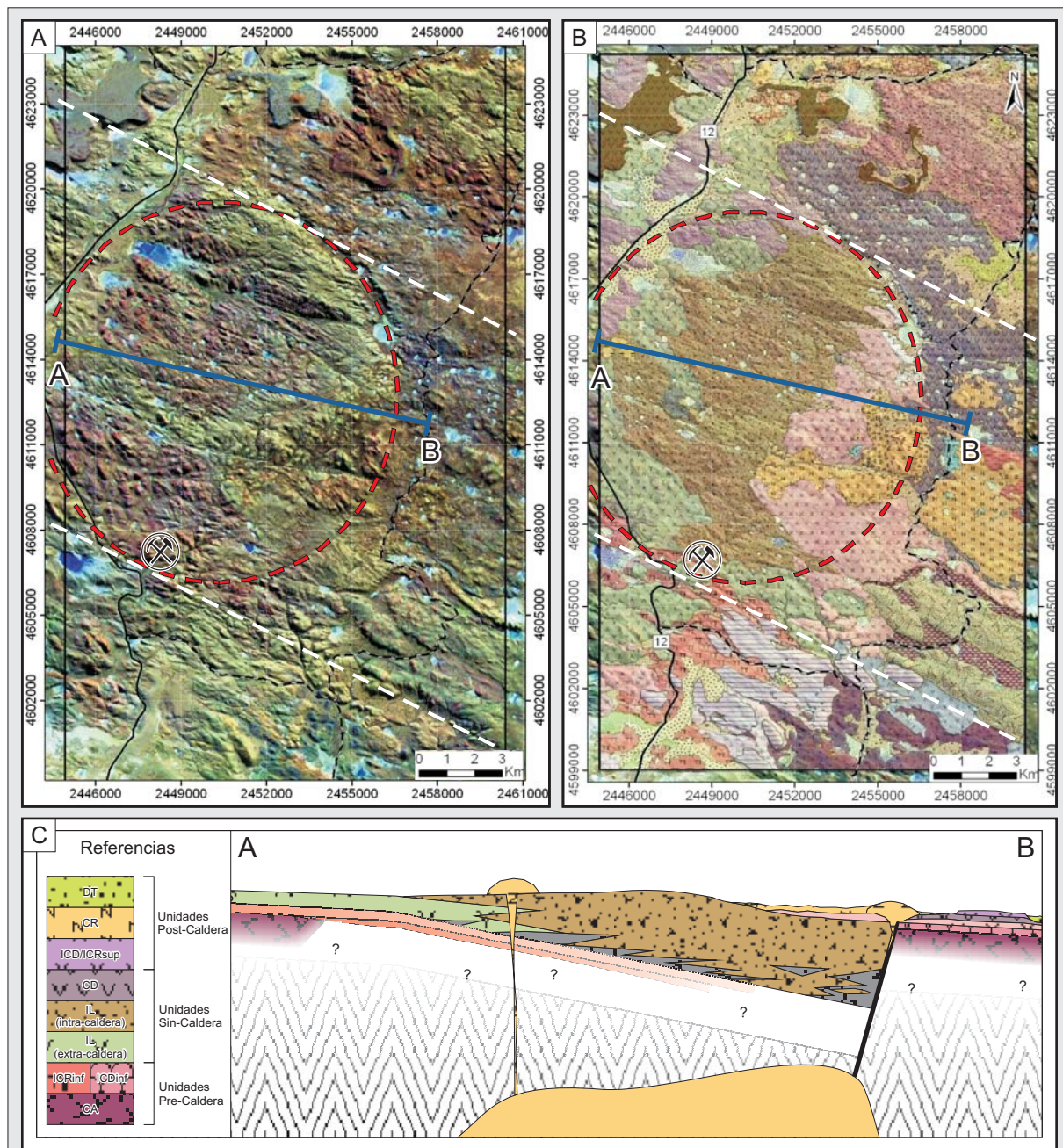


Figura 4.8. Caldera Cerro Primero de Abril. Ubicación del rasgo morfo-estructural subcircular de 12km de diámetro limitado por dos lineamientos mayores de rumbo ONO-ESE. A) Imagen Landsat TM-Spot; B) Mapa geológico; C) Perfil esquemático A-B de la caldera tipo trap-door.

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 transurrencias 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 del capítulo 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

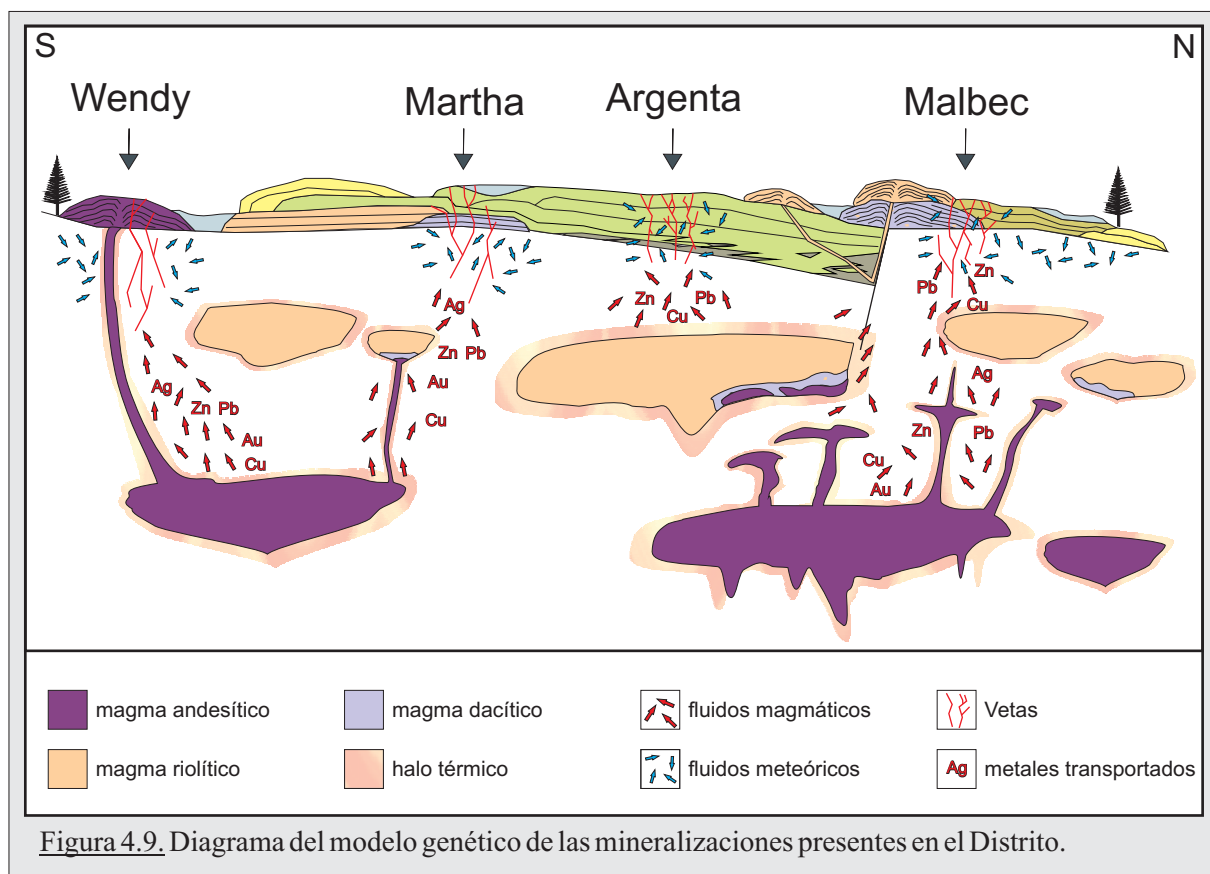
Los primeros estudios de los sistemas epitermales reconocieron una íntima afiliación magmática en los depósitos hidrotermales, encontrando evidencias que soportaban un origen o derivación netamente magmática de las menas (Lindgren, 1933; White, 1957). Este punto de vista plutonista generalizado fue cuestionado 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 máficos 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 máficos 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 máficos 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 fisico-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 coliformes, 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 pseudomorfo 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 síliceos 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
	síliceas	macizas	si	si	si	si
		bandeadas	si	si	si	si
		brechosas	si	si	si	si
Texturas de reemplazo	síliceas	pseudomorfos de calcita	si	no	si	si
		en enrejado	si	no	si	si
Texturas de recristalización	síliceas	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 sílicea 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 SO_2), 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

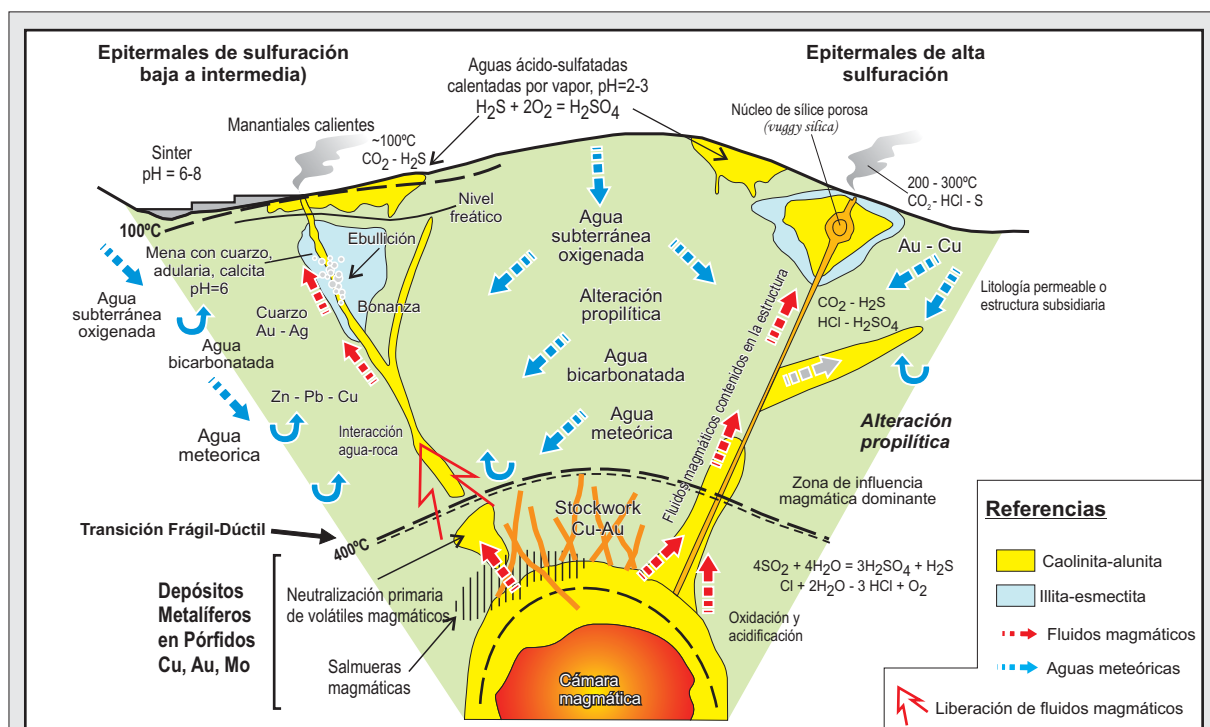


Figura 4.11. Diagrama esquemático mostrando los tipos de estructuras, alteraciones, volátiles liberados, temperaturas, pH, tipos de fluidos y reacciones involucradas en la formación de los depósitos epitermales, y su relación con las rocas magmáticas como fuente de calor, fluidos y componentes químicos 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 costriiformes 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).

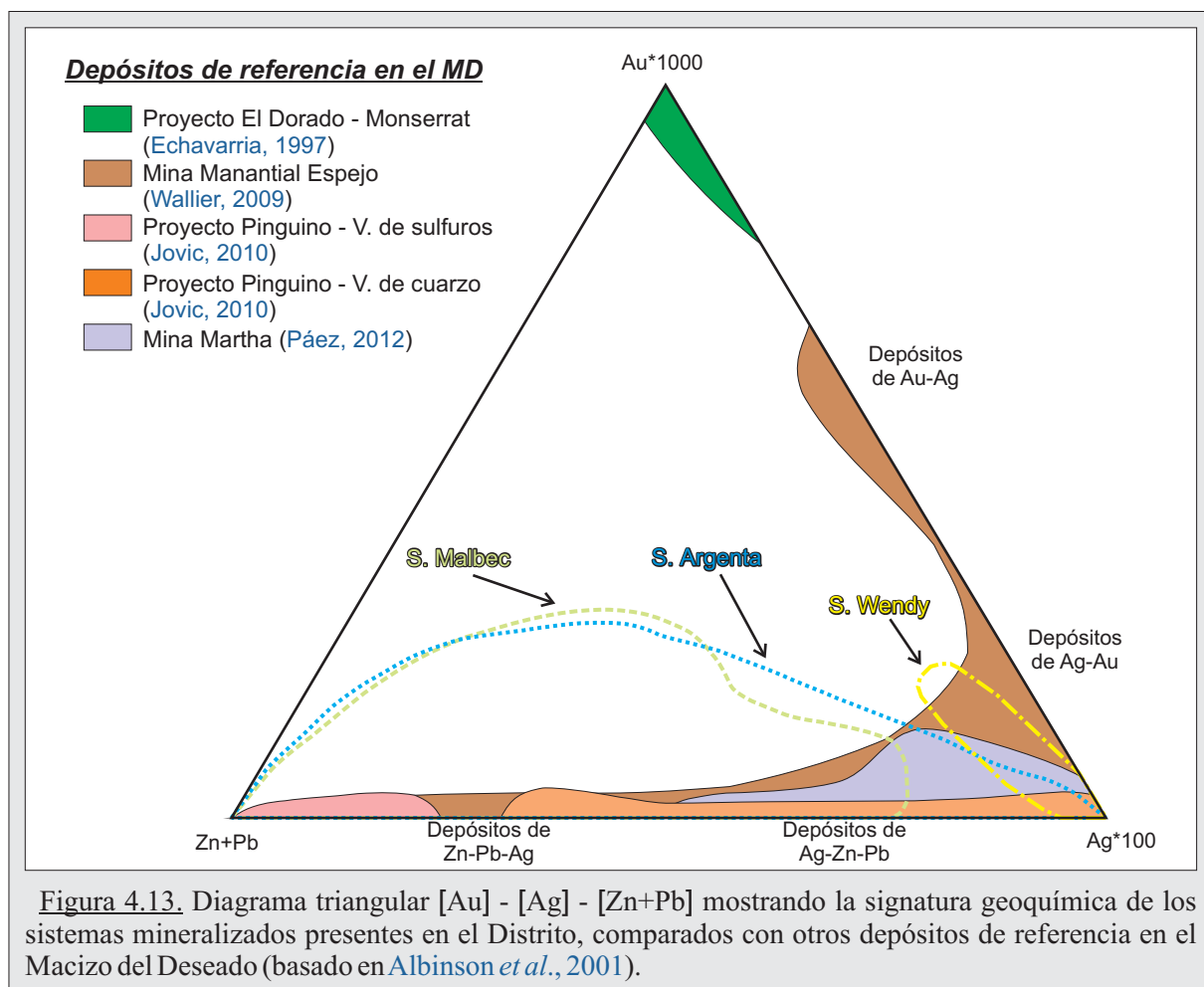
Figura 4.12. Tabla resumen de las principales características de los sistemas Wendy, Martha (Páez, 2012), Argenta y Malbec, y su comparación con las características típicas de los depósitos epidermales de baja sulfuración y sulfuración intermedia (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003;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



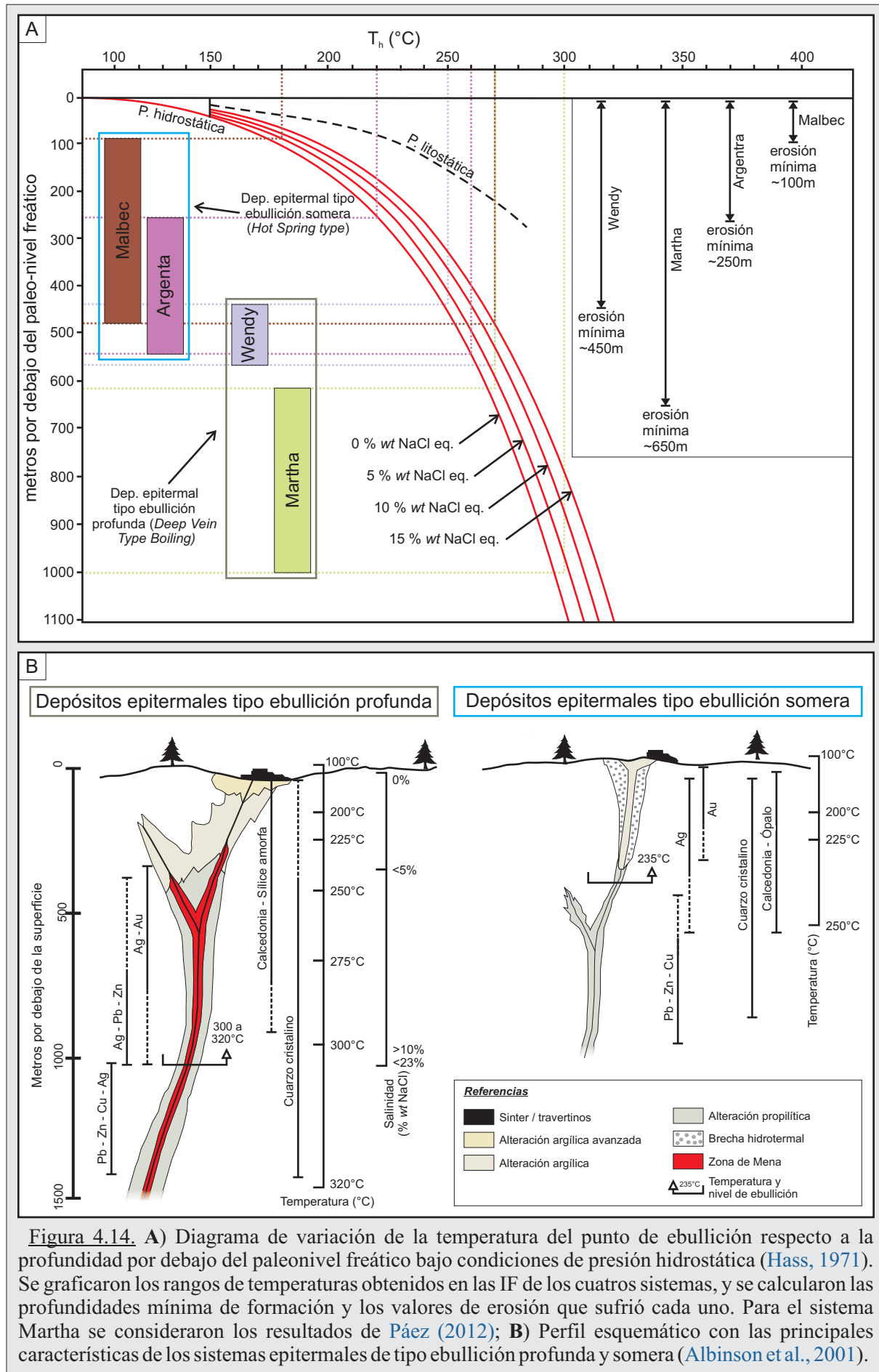


Figura 4.14. A) Diagrama de variación de la temperatura del punto de ebullición respecto a la profundidad por debajo del paleonivel freático bajo condiciones de presión hidrostática (Hass, 1971). Se graficaron los rangos de temperaturas obtenidos en las IF de los cuatro sistemas, y se calcularon las 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 promedio 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 **EI4** 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 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.

BIBLIOGRAFÍA

Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G. y de Vita, S., 2004. The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129: 199-217.

Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J. y Gutiérrez-Palomares, I., 2008. Ignimbrite flare-up and graben-calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. En: Martí, J. and Gottsmann, J. (Eds.), *Caldera Volcanism. Analysis, Modelling and Response. Developments in Volcanology*, 10: 143-180. Elsevier, Amsterdam.

Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. y Chomiak, B., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 8: 1-32.

Allen, S. R. y McPhie, J., 2003. Phenocrystal fragments in rhyolitic lavas and lavas domes. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 126: 263-283.

Alric, V., Haller M.J., Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M., 1996. Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo jurásico de la Patagonia extrandina. *Actas V del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*: 243-250. Buenos Aires.

Ameghino, F., 1898. Sinopsis geológico - paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.

Archangelsky, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie). Paleontología*, 5: 63-171. La Plata.

Archangelsky, S. y Cuneo, R., 1984. Zonación del Pérmico continental Argentino sobre la base de sus plantas fósiles. *Memorias del 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 143-153.

Arribas Jr, A., Schalamuk, I., De Barrio, R., Fernandez, R. e Itaya, T., 1996. Edades Radimétricas de Mineralizaciones Epitermales Auríferas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *IGCP Project 342: Age and isotopes of South American Ores. XXXIX Congresso Brasileiro de Geología*. Pág: 254-257.

Arrondo, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de la Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (N.S.) Paleontología* 7 (43): 1-194. La Plata.

Baker, P. E., Rea, W. J., Skarmeta, J., Caminos, R., y Rex, D. C., 1981, Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonia Plateau around latitude 46° S: *Philosophical Transactions of the Royal Society London A*, 303: 105-149.

Barbarin B. y Didier, J., 1991. Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. En Didier, J. y Barbarin, B., (ed.), *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology*, 13: 625. Elsevier.

Berger, B.R. y Henley, R.W. 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits of the western United States. En: R. Keays, R. Ramsay and D. Groves (Editors), *The Geology of Gold Deposits: The prospective in 1988. Economic Geology Monograph*, 6: 405-423.

Bertels, A., 1970. Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (4): 495-501.

Bertrand, H., Feraud, G., Haller, M., Luais, B., Martínez, M., Alric, V y Fornari, M., 1999. The Mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: chronology and origin evidenced by ^{40}Ar - ^{39}Ar and Sr-Nd isotopes. 2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, *Actas*: 167-169, Córdoba.

Best, M. G. y Christiansen, E. H., 2000. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 516 p., Boston.

Bodnar, R. J., Reynolds, T. J. y Kuehn, C. A., 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. *Geology and geochemistry of epithermal systems*: In: Berger, B.R. y Bethke, P.M. (Eds.), *Reviews in Economic Geology*, 2: 73-97.

Bodnar, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 683-684.

Bonham, H., 1986. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. *International Volcanological Congress, New Zealand, Proc. Symposium 5*: 13-17.

Branney, M. J. y Kokelaar, B. P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society London. Memoir 27*. 144pp.

Brathwaite, R.L. y Faure, K., 2002. The Waihi epithermal gold-silver-base metal sulfide-quartz vein system, New Zealand: Temperature and salinity controls on electrum and sulfide deposition. *Economic Geology* 97, 269-290.

Bridge, J. S., 2006. Fluvial facies models: recent developments. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.) *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication, 84: 85-170.

Browne, R. R. L. y Ellis, A. J., 1970. The Ohaaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*, 269: 97-131.

Bruhn, R.L., Stern, C.R. y De Wit, M.J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano tectonic and back arc basin in Southernmost South America. *Earth Planetary Science Letters*, 41: 32-46.

Bryan, S. E., Riley, T. R., Jerram, D. A., Leat, P. T. y Stephens, C. J., 2002. Silicic volcanism: an under-valued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. En: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), *Magmatic Rifted Margins*. Geological Society of America Special Paper, 362: 99-118.

Bryan, S.E. y Ernst, R.E., 2006. Proposed Revision to Large Igneous Province Classification. En <http://www.mantleplumes.org/LIPClass2.html>.

Bryan, S.E. y Ernst, R.E., 2008. Revised definition of Large Igneous Province (LIPs). *Earth Science Reviews*, 86: 175-202.

Burnham, C. W. 1997. Magmas and hydrothermal fluids. En Barnes, H. L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd: New York, John Wiley and Sons, p. 63-123.

Camprubí, A. y Albinson, T., 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58: 27-81.

Canet, C., Franco, S. I., Prol Ledesma, R. M., González Partida, E. y Villanueva Estrada, R. E., 2011. A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños Ag–Au–Pb–Zn epithermal deposit, Western Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 110: 118-125.

Cas, R. A. F. y Wright, J. W., 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient*. Unwin Hyamen, London, 528pp.

Cathles, L. M., 1991, The importance of vein selvaging in controlling the intensity and character of subsurface alteration in hydrothermal systems: *Economic Geology*, 86: 466-471.

Cazeneuve, H., 1965, Datación de una toba de la Formación Chon Aike (provincia de Santa Cruz) por el método Potasio–Argón: *Revista Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina*, v. 4, p. 156-158.

Chebli, G. y Ferello, R., 1975. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 29(4): 479-481.

- Coffin, M.F. y Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32: 1-36.
- Coffin, M.F. y Eldholm, O., 2005. Large igneous provinces. En: Selley, R.C., Cocks, R., Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Oxford, pp. 315-323.
- Cole, J. W., 1990. Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 52: 445-459.
- Cole J. W., Milner D. M. y Spinks, K. D., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science reviews*, 69: 1-69.
- Collinson, J. D., 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 194-221.
- Cortiñas, J., Homoc, J., Lucero, M., Gobbo E., Laffitte, G., y Viera, A., 2005. Las cuencas de la región del Deseado, provincia de Santa Cruz. En "Frontera exploratoria de la argentina". Chebli, A. G., Cortiñas J. S., Spalletti, L. A., Legarreta, L. y Vallejo E. L. (eds). 1º ed. Buenos Aires. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 14: 289-305.
- Craig, H., 1963. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. En Tongiorgi, E., (ed.). *Nuclear Geology in Geothermal Areas*: Pisa, Consiglio Nazionale delle Ricerche, pp. 17-53.
- Cravero F., Domínguez E. y Murray H., 1991. Valores $\delta^{18}\text{O}$ en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 20-25.
- Creer, K. M., Mitchell, J. G., y Aboudeeb, J., 1972, Paleomagnetism and radiometric age of Jurassic Chon Aike Formation from Santa Cruz Province, Argentina - Implications for opening of South-Atlantic: *Earth and Planetary Science Letters*, 14: 131-138.
- Cunningham, W. D. y Mann, P., 2008. Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. En: Cunningham, W.D., Mann, P. (eds). *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. Geological Society, Special Publication, 290: 1-12. London.
- De Barrio, R. E., 1993. El vulcanismo ácido Jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 189-198. Mendoza.
- De Giusto, J., 1956. Informe Geológico Preliminar Zona Ea. Baqueró - Ea. Roca Blanca, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- De Giusto, J., Di Persia A. y Pezzi, E., 1980. El Nesocratón del Deseado, en II Simposio de Geología Regional Argentina. Tomo 2: 1389-1430. Academia Nacional Ciencias, Córdoba.
- De Silva, S. L., Zandt, G., Trumbull, R. y Viramonte, J., 2006. Large scale silicic volcanism - the result of thermal maturation of the crust. En: Chen Yun-Tai (ed.) *Advance in Geosciences*. World Scientific Press, 1: 215-230.
- De Silva, S.L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17: 1102-1106.
- Di Persia, C., 1956. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Tercera Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- Di Persia, C., 1958. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz, al Sur del río Deseado. Quinta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

Di Persia, C., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Prov. de Santa Cruz). *Actas 1º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 65-68. Buenos Aires.

Didier, J., 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 76: 41-50.

Dong, G. y Morrison, G. W., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, 30: 11-19.

Dong, G., Morrison, G. W. y Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland - Classification, origin and implications. *Economic Geology*, 90 (6): 1841-1856.

Dowling, K. y Morrison G. W., 1990. Application of quartz texture to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology Monograph*, 6: 242-355.

Drummond, S. E. y Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, 80: 126-147.

Echavarría, L., 1997. Estudio geológico-minero del área El Dorado-Montserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata (inédito), 221 p., La Plata.

Echavarría, L. E., Schalamuk, I. B. A. y Etcheverry, R. O., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 415-432

Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Tessone, M., Llambías, E., Schalamuk, I., Piccirillo, E. y De Min, A., 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centrooccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (4): 548-558.

Echeveste, H., 2005a. Metalogénesis del Distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

Echeveste, H., 2005b. Travertinos y jasperoides de Manantial Espejo, un ambiente Hot Spring Jurásico: Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12 (1): 33-48.

Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. e Inan, E. E., 2003. Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments. Special Publication N°10: Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids. Society of Economic Geologists, pp 285-313.

Farmer, J. D., 2000. Hydrothermal systems: doorways to early biosphere evolution. *GSA Today*, 10: 1-9.

Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. John Wiley and Sons. (Eds): 589 pp.

Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 172: 83-96, Amsterdam.

Fernández, R. R., Echeveste, H. J., Tassinari, C.G. y Schalamuk, I.B., 1999. Rb-Sr age of the La Josefina epithermal mineralization and its relation with host volcanic rocks. Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, p. 462-465.

Fernández, R. R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada de Palomera, P. y Tessone M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 665-681.

Fernández, R., Echeveste, H., Echavarría, L. y Schalamuk I., 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de exploración de Hidrocarburos*, (3): 41-54.

Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.

Figueiredo, A., Pellon de Miranda, A., Ferreira, R. y Zalan, P. 1996. Cuenca de San Julián. En Ramos, V.A. y Turic, M. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, 11: 193-212, Buenos Aires.

Forsythe, R., 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal Geological Society*, 139: 671-682.

Fournier, R. O., 1987. Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems. En: Decker, R.W., Wright, T.L., y Stauffer, P.H. (eds.), *Volcanism in Hawaii*: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350: 1487-1506.

Fracchia, D. y Giacosa, R. 2006. Evolución estructural del basamento ígneo-metamórfico en la estancia Las Tres Hermanas, noreste de la comarca del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (1): 118-131.

Genini, A., 1984. Informe general área n° 43 "Cerro Vanguardia". Incluye estudio calcográfico de la Dra. L. Malvichini y estudio geofísico por el Ing. R. Curcio. Informe inédito. Secretaría de Minería de la Nación.

Genini, A., 1990. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auro-argentífero. III Congreso Nacional de Geología Económica, *Actas 3*: 97-110.

Giacosa, R., Márquez, M., Pezzuchi, H. y Fernández, M. 1990. Geología y estratigrafía preliminar del Complejo ígneo-metamórfico y rocas eruptivas asociadas en el Macizo del Deseado, área de las estancias El Sacrificio y El Laurel, Santa Cruz. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2: 85-88. San Juan.

Giacosa, R., Marquez, M. y Panza, J., 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, 1-2: 33-44.

Giacosa, R., Zubia, M., Martínez, H. Fuentes, J. y Sánchez, M., 2008a. Evolución estructural meso-cenozoica del sector oriental de la Comarca del Deseado, (68° 00' y 69° 30'O, 47°00'S y 48°30'S Santa Cruz, Argentina). *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujuy, Tomo 2: 837-838.

Giacosa, R., Zubia, M., Sanches, M., Fuentes, J. y Martinez, H., 2008b. Sistemas Auroargentíferos del Sector Oriental de la Región del Deseado: Estructura e inserción en la evolución tectónica Mesozoica (Santa Cruz, Argentina). *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujuy, Tomo 2: 841- 842.

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M., y Allard, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 30 (3-4): 134-150.

Gifkins, C., Herrmann, W. y Large, R., 2005. *Altered Volcanic Rocks. A guide to description and interpretation*. CODES - Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania. 286 pp.

Giggenbach, W. F. y Steward, M. K., 1982. Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas. *Geothermics*, 11 (2): 71-80.

Giggenbach, W., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 495-510.

Giggenbach, W. F. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. En Barnes, H. L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd.: New York, John Wiley and Sons, p. 737-796.

Godeas, M. C., 1985. Geología del Bajo de La Leona y su mineralización asociada. Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 262-277.

Gonzalez Guillot, M., De Barrio, R. y Ganem, F., 2004. Mina Martha, un yacimiento epitermal argentífero en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. VII Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 119-204. Río Cuarto.

Gorton, M. P. y Schandal, E. S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38: 1065-1073.

Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L. y Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, 14: 429-450.

Guido D. M., 2002. Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral MLP. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. Inédita.

Guido D., 2004. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 727-742.

Guido D. M. y de Barrio R. E., 2004. Laguna Dulce: nuevo asomo del Complejo Río Deseado, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2): 360-363.

Guido, D. M. y Campbell, K. A., 2011. Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203 (1-2), 35-47.

Guido, D. M. y Campbell, K.A., 2009. Jurassic hot-spring activity in a fluvial setting at La Marciana, Patagonia, Argentina. *Geological Magazine*, 146 (4): 617-622.

Guido, D. M., Channing, A., Campbell, K. A. y Zamuner, A., 2010. Jurassic geothermal landscapes and fossil ecosystems at San Agustín, Patagonia, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 167: 11-20. London.

Guido, D. y Schalamuk, I., 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. En: Eliopoulos et al. (ed.). *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Balkema-Rotterdam, Vol I, 493-496.

Gutierrez, R., 2006. Geology of the Huevos Verdes silver-gold vein system, San José District, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Tesis de Maestría del Colorado School of Mines, Golden, Colorado. 166 p Inédito.

Hames W., Unger D., Saunders, J. y Kamenov, G., 2009. Early Yellowstone hotspot magmatism and gold metallogeny, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188 (1-3): 214-224.

Harrington, H. J., 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists*, 46 (10): 1773-1814, Tulsa.

Hass, J. L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66 (6): 940-946.

Hawkesworth, C. J., Hergt, J.M., McDermott, F. y Ellam, R. M., 1991. Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. *The Australian Journal of Earth Sciences*, 38: 577-594.

Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J.M. y McDermott, F., 1993. Mantle slab contributions in arc magmas. *Annual review of Earth and Planetary Science*, 21: 175-204.

Hayba, D., Bethke, P., Heald, P. y Foley, N., 1985. The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. En: Berger y Bethke (eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists, 2: 129-168.

Heald, P., Foley, N. y Hayba, D., 1987. Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82: 1-26.

Hechem, J. y Homocv, J., 1985. Modelo de facies volcanoclástico y consideraciones estratigráficas para la Formación Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura, Jurásico superior-Cretácico inferior, provincia de Santa Cruz. Y.P.F., Comodoro Rivadavia (inédito).

Hechem, J. y Homocv, J., 1988. Facies y paleoambientes volcanoclásticos en el Nesocratón del Deseado. *Boletín de Informaciones Petroleras* N° 16: 2-23.

Hedenquist, J.W. y Henley, R.W., 1985. The importance of CO on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, 80: 1379-1406.

Hedenquist, J. W., 1986. Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralisation, en Smith, I.E.M. (ed.), *Late Cenozoic volcanism in New Zealand*: Royal Society of New Zealand Bulletin, 23: 134-168.

Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. En: Horn editor, *Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference*, Singapore. American Association of Petroleum Geologists: 513-524.

Hedenquist J. W., 1990. The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system: *Geothermics*, 19: 151-185.

Hedenquist, J. W., 1991, Boiling and dilution in the shallow portion of the Waiotapu geothermal system, New Zealand: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2753-2765.

Hedenquist, J.W. y Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: *Nature*, 370: 519-527.

Hedenquist J. W. y Richards, J. P., 1998. The influence of Geochemical Techniques on the Development of Genetic Models for Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology Review*, 10: 235-256.

Hedenquist, J., Arribas, A. y Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, 13: 245-278.

Heinrich, C.A., Günther, D., Audetat, A., Ulrich, T., y Frischknecht, R., 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27: 755-758.

Heinrich, C.A., Driesener, T., Stefansson, A. y Seward, T.M., 2004. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology*, 32: 761-764.

Henley, R.W., 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. En: Berger, B.R. and Bethke, (eds), *geology and geochemistry of epithermal systems*. *Reviews in Economic Geology*, 2: 1-24.

- Henley R. W., 1993. Epithermal gold deposits in volcanic terranes. En: Foster, R. P. (ed.), *Gold Metallogeny and Exploration*. Chapman and Hall, 133-164.
- Herbst, R., 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca (provincia de Santa Cruz- Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana*, 12: 3-101. Tucumán.
- Hibbard, M. J., 1995. Petrography to petrogenesis. En McConnin, R. (ed.), Prentice Hall, Englewood cliffs, New Jersey, 586 p., New Jersey.
- Hoefs J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, 237 p.
- Holohan, E.P., Troll, V.R., Walter, T.R., Munn, S., McDonnell, S. y Shipton, Z.K., 2005. Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144: 119-135.
- Homovc, J., Constantini, L., Pellón de Miranda, A. y Ferreira, R., 1996. Evolution of the Deseado massif in Argentina and its relationship with the San Julián area in the South Atlantic Ocean. En: *International Conference and Exhibition of American Association of Petroleum Geologists (Annual Convention, Abstract, San Diego)*.
- Homovc, J. y Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocentres: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists*, 85 (10): 1795-1816.
- Houghton, B, Wilson, C., Mc Williams, M., Lanphere, M., Weaver, S., Briggs, R. y Pringle, M., 1995. Chronology and dynamics of a large silicic magmatic system: Central Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, 23: 13-16.
- Hutton, D.H.W. y Reavy, R.J., 1992. Strike slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, 11: 960- 967.
- Ineson, P. R., 1989. *Introduction to practical ore microscopy*. 181 p. Longman.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classifications of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548.
- IUGS, 2010. *International Stratigraphic Chart 2010*. International Commission on Stratigraphy (IUGS). Disponible en: <http://www.stratigraphy.org/>
- Jalín, G., 1987. *Estratigrafía y paleogeografía de las Formaciones pérmicas de la provincia de Santa Cruz y su relación con rocas de similar edad de las islas Malvinas*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.
- Jalín, G. y Herbst, R., 1995. La Flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). *Estratigrafía. Ameghiniana*, 32 (3): 211-229.
- Jovic, S. M., 2009. *Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- Kamenov, G.D., Saunders, J.A., Hames, W.E. y Unger, D., 2007. Mafic magmas as sources for gold in middle-Miocene epithermal deposits of Northern Great Basin, USA: evidence from Pb isotopic compositions of native gold. *Economic Geology*, 102: 1191-1195.
- Kay, S. M., Ramos, V.A., Mpodozis C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17 (4): 324-328.
- Kokelaar, P., Raine, P. y Branney, M. J., 2007. Incursion of a large-volume, spatter-bearing pyroclastic density current into a caldera lake: Pavey Ark ignimbrite, Scafell caldera, England. *Bulletin of Volcanology*, 70: 23-54.
- Le Bas, M. J. y Streckeisen, A. L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148: 825-833.

- Le Maitre, R. W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford: 193 pp.
- Leanza, A. F., 1958. Geología Regional. En: La Argentina, Suma de Geografía, Editorial J. Peuser, 1 (3): 217-349. Buenos Aires.
- Lesta, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. Anales 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 187-194.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Tomo II, p. 602-687. Córdoba.
- Lindgren, W. 1933. Mineral deposits, 4th ed: New York, McGraw-Hill, 930 p.
- Lipman, P. W., Doe, B. R., Hedge, C. E. y Steven, T. A. 1978. Petrological evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado; Pb and Sr isotopic evidence. Geological Society of America Bulletin, 89: 59-82.
- Lipman, P. W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma geometry. Bulletin of Volcanology, 59: 198-218.
- Lipman, P.W., 2000. Calderas. In: Sigurdsson, H. (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Francisco, pp. 643–662.
- Lipman, P.W., 2003. Geometrically complex calderas and underlying magma chambers in the Western USA. Proceedings of the IUGG XXIII Assembly, Sapporo, Japan, pp. 526–527.
- Llambías, E. J., 2001. Geología de los cuerpos ígneos. Instituto Superior de Correlación Geológica INSUGEO. Serie de Correlación Geológica, 15. CONICET y Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo (Universidad Nacional de Tucumán). San Miguel de Tucumán 232 pp.
- Llambias, E. J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 222 pp. Buenos Aires.
- López, R. G., 2006. Estudio Geológico-Metalogenético del area oriental al curso medio del Río Pinturas sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- Loske, W., Márquez, M., Giacosa, R., Pezzuchi, H. y Fernández, M., 1999. U/Pb geochronology of pre- Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. Actas 14º Congreso Geológico Argentino, Resúmenes: 102. Salta.
- Maniar, P. D. y Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: 635-643.
- Marin, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c “Gobernador Gregores”, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (inédito).
- Mc Phie, J., Doyle, M., y Allen, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposits and Exporation Studies, University of Tasmania, 198pp.
- McKee, E. H., 1979. Ash-flow sheets and calderas: their genetic relationship to ore deposits in Nevada. Geological Society of America Special Papers, 180: 205-211.
- Miall, A. D. 2006. The Geology of Fluvial Deposits. Springer, 4ta impresión. 582 pp.
- Micklethwaite, S., 2009. Mechanisms of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralisation: Cracow goldfield, Australia. Journal of Structural Geology, 31: 288-300.

- Moreira, P., 2005. Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- Moreira, P., González, P., Fernández, R., Echeveste, H., Schalamuk, I., y Etcheverry, R., 2005. El basamento de bajo grado de las Estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 49-63.
- Moreira, P., Fernandez, R., Cabana, C. y Schalamuk, I. B., 2008. Análisis estructural de las mineralizaciones Jurásicas del proyecto epitermal La Josefina (Au-Ag), Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (2): 244-253.
- Moreira, P., Echeveste, H., Fernandez R., Hartmann, L., Santos, J., y Schalamuk, I., 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold-silver ore in the Deseado Massif, Patagonia, Argentina, based on Manantial Espejo and La Josefina prospects. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 253: 25-40.
- Morrison, G. W., Dong, G. y Jaireth, S., 1989. Textural Zoning in Epithermal Quartz Veins in Queensland Field Guide. James Cook University of North Queensland, Townsville. P. 25 (AMIRA project P247).
- Mykietiuik, K., 2006. Volcanismo y alteración hidrotermal en el prospecto de metales preciosos del área de la estancia La Esperanza, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- Nash, J. T., 1976. Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration. USGS Professional Paper 907-D, 16 p.
- Németh, K. y Martin, U., 2007. Practical Volcanology. Lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary*, 27: 221 pp.
- Ohmoto, H. y Rye, R., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. En: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons: 509-561.
- Ohmoto, H. y Goldhaber, M. B., 1997. Sulfur and Carbon Isotopes. En: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons: 517-611.
- Orton, G. J., 2002. Volcanic environments. En: Reading H.G. (ed.). 3rd ed. *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: 485-567. Blackwell Science, Oxford.
- Páez, G. N., Ruiz, R., Guido, D. M., Jovic, S. M., y Schalamuk, I. B., 2010a. Estratigrafía volcánica del yacimiento argentífero Mina Martha, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (1): 77-90.
- Páez, G. N., Ruiz, R., Guido, D. M., Jovic, S. M. y Schalamuk, I. B., 2010b. The effects of K-metasomatism in the Bahía Laura Volcanic Complex, Deseado Massif, Argentina: petrologic and metallogenic consequences. *Chemical Geology*, 273 (3-4): 300-313.
- Páez, G. N., 2012. Génesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- Pankhurst, R., Rapela C. y Marquez, M., 1993a. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141. Mendoza.
- Pankhurst, R., Sruoga, P. y Rapela, C., 1993b. Estudio Geocronológico Rb-Sr de los complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47°30' L.S. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos.

Actas IV: 171-178.

Pankhurst, R.J. y Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Marquez, M., Storey, B. C. y Riley, T. R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica; a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.

Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M., y Kelley, S. P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana: *Journal of Petrology*, 41: 605-625.

Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Loske, W. P. y Fanning, C. M., 2001. Chronological study of the pre- Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. Actas 3° South American Symposium on Isotope Geology, Session 6: CD-ROM. Pucón, Chile.

Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Loske, W. P y Fanning, C. M, 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 27-44.

Pankhurst, R. J., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M. y Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76 (3-4): 235-257.

Panza, J. L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53d "Gobernador Moyano" y 54e "Cerro Vanguardia", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Buenos Aires. (inédito).

Panza, J. L. y de Barrio, R., 1987. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f "Cordón Alto" y 55g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 122 p. (inédito).

Panza, J., 1995. Hoja geológica 4969-II "Tres Cerros", escala 1: 250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 213: 1-103.

Panza, J. L., Marquez, M. y Godeas, M., 1995. Hoja Geológica 4966-I y II "Bahía Laura", provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 p. Buenos Aires.

Panza, J. y Cobos, J., 1998. Hoja geológica 4769-I "Destacamento La María", provincia de Santa Cruz, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 296:1-115.

Panza J. L., Marín G. y Zubia M., 1998. Descripción de la Hoja Geológica 4769-I "Gobernador Gregores", provincia de Santa Cruz. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. SEGEMAR.

Panza, J., 2002. La cubierta detrítica del Cenozoico superior. En: M. Haller (ed), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, I-17: 259-284.

Panza, J. y Franchi, M., 2002. Magmatismo basáltico Cenozoico extrandino. En: M. Haller (Edit): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, I-14: 201-236.

Pearce J. A. y Parkinson, I. J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En: *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris & C.R. Neary (eds.). Shiva Press, Nantwich, U.K. (373-403).

Pearce J. A. y Peate, D. W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 23: 251-285.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of the granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Pezzi, E. E., 1970. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49p. (Inédito).

Pezzuchi, H. D., 1978. Estudio geológico de la zona de Ea. Dos Hermanos, Ea. 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 99 pp. (Inédito).

Pracejus B., 2008. The Ore Minerals under the Microscope: An Optical Guide. Atlas in Geosciences, Springer.

Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. 2nd. Edition (International Series in Earth Sciences). 1253 pp. Pergamon Press.

Ramos, V.A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 311-325.

Ramos V., 2002. Evolución Tectónica. En: M. Haller (ed), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-23: 235-387.

Ramos, V. A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research*, 7: 1009-1026.

Ramos V.A., 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*, 26 (3): 235-251.

Ramos V. A. y Ghiglione M., 2011. La Patagonia: ¿uno o dos terrenos paleozoicos acrecionados al Gondwana?. En: Leanza, Franchini, Impiccini, Pettinari, Sigismondi, Pons y Tunik (eds), Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino, p. 119-120. Neuquén, Argentina.

Rapalini, A. E., 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the late Paleozoic: some paleomagnetic constraints. *Special Publication of the Geological Society of London*, 246: 305-328.

Recio C. y Subias N., 2007. Apuntes del curso de postgrado: Geoquímica de isótopos estables aplicada al estudio de yacimientos minerales. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, Colombia. Mayo de 2007: 137pp.

Reimer, W., Miller, H. y Mehl, H., 1996. Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress field of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. En: Storey, B.C., King, E.C. y Livermore, R.A. (eds.), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up. Special Publication of the Geological Society of London*, 108: 73-85.

Riley, T. R. y Leat, P. T., 1999. Large volume silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula: *Geological Magazine*, 136: 1-16.

Riley, T. R., Leat, P. T., Pankhurst, R. J., y Harris, C., 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting: *Journal of Petrology*, 42: 1043-1065.

Roche, O., Druitt, T.H. y Merle, O., 2000. Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B1): 395-416.

Rossello, E. A., 2009. Localización de espacios dilatantes en el fallamiento: controles de la mineralización y pronósticos económicos. 9 Congreso de Geología Económica, Actas: 229-234.

Ruiz, R. y Guido, D. M., 2006. Metal Geochemistry from Epithermal Deposits of the Deseado Massif, Patagonia, Argentina. First International SEG Student Chapter Conference-SEG 2006, Biennial Conference "Wealth Creation in the Minerals Industry", Abstracts: pp 354-355, Colorado, USA.

Ruiz, R., Páez, G. N., Guido, D. M. y Schalamuk, I. B., 2008a. Ambiente volcánico y mineralizaciones del Área

Cerro 1^o de Abril, Sector Sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (II): 897-898. Jujuy, Argentina.

Ruiz, R., Páez, G. N., Guido, D. M. y Schalamuk, I. B., 2008b. Extensas manifestaciones de hot spring asociadas al centro volcánico jurásico del área cerro 1^o de Abril, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Octubre 2008. Actas (II): 895:896. Jujuy, Argentina.

Ruiz, R., Páez, G. N., Guido, D. M. y Schalamuk, I. B., 2011. La caldera Cerro 1^o de abril: evolución geológica e implicancias en el estilo eruptivo del volcanismo jurásico del macizo del deseado. XVIII Congreso Geológico Argentino. Actas en DVD: 123-124. Neuquén, Argentina.

Rye, R. O., Bethke, P. M., y Wasserman, M. D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration: *Economic Geology*, 87 (2): 225-262.

Rytuba, J. J., 1981. Relations of tectonic to ore deposits in the Southern Cordillera. En: Dickenson, W. R. y Payne, W. D. (ed.), *Arizona Geological Society Digest*, 14: 227-236.

Sato, H., 1975. Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesites and basalts from Tertiary volcanic region in northeastern Shikoku, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50: 40-64.

Saunders, J. A., 1996. Retardation of boiling and the genesis of shallow bonanza epithermal gold deposits: evidence from the Sleeper deposit, Nevada: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, Denver Col., A-94.

Schalamuk, I., Fernandez, R. y Etcheverry, R., 1995. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. En: Kribek and Zak (eds), *Mineral Deposits*, Balkema: 385-388.

Schalamuk, I. B., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R. R 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 12: 173-186.

Schalamuk, I., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. y Echeveste, H., 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35, p.1177-1188.

Schalamuk I. B., de Barrio R., Zubia M., Genini A. y Valvano J., 2002. Mineralizaciones auro-argentíferas del Macizo del Deseado y su encuadre metalogénico. En: Haller MJ (ed.) *Geología y recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio 15° Congreso Geológico Argentino*: 679–713.

Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., de Barrio, R. E., Moreira, P., Fuzikawa, K., Echeveste, H., Cunningham, C. y Vieira Alves, K., 2005. Mineralized fluids related to Au-Ag ores in selected districts of epithermal Province Macizo del Deseado, Southern Patagonia, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 355- 360. La Plata, Argentina.

Shepherd, T. J, Rankin, A. H. y Alderton, D. H. M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, London. 239 p.

Sheth, H., 2007. Large Igneous Provinces (LIPs): definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth Science Reviews*, 85: 117-124.

Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (eds), 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, California. Academic Press. 1417 p.

Sillitoe, R. H., 1993. Epithermal models: genetic types, geometric controls and shallow features. En: Kirkham, R.V. (ed.), *Mineral Deposit Modeling: Special Volume of Geological Association of Canada*, 40: 403-417.

Sillitoe, R. H., 1995. The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcano-plutonic arcs, en Thompson, J.F.H. (ed.), *Magma, fluids and ore deposits: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, 23: 511-525.

Sillitoe, R. y Hedenquist, J., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids*, Simmons y Graham (editors). SEG Special Publication, 10: 315-343.

Simmons, S. F. y Christenson, B.W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, 294: 361-400.

Simmons, S. F. y Browne, P. R. L., 2000, Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: implications for understanding low-sulfidation epithermal environments: *Economic Geology*, 95: 971-999.

Simmons, S. F., White, N. C. y John, D. A., 2005, Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, *Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 485-522.

Simpson, G., 1941. The Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates*, 1120: 1-15. New York.

Smith, G. A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sequences. En: Fisher, R. V. y Smith G. A. (ed.), *Sedimentation in volcanic settings*, SEPM special publication, 45: 109-122.

Smith, R.L. y Bailey, R.A., 1968. Resurgent calderas. *Geological Society of America Memoir*, 116: 613- 662.

Smith, N., Cassidy, J., Locke, C.A., Mauk, J.L. y Christie, A.B., 2006. The role of regional-scale faults in controlling a trapdoor caldera, Coromandel Peninsula, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149: 312-328.

Spalletti, L., Iñiguez Rodríguez, M. A., y Mazzoni, M., 1982, Edades radiométricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 483-485.

Sruoga, P., 1994. El Complejo Caldera La Peligrosa. *Cordillera Patagónica Austral (47° 15' S)*. 7mo. Congreso Geológico Chileno, Actas II: 1219-1223, Concepción.

Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Martínez, H., Kleiman, L., Japas, S., Maloberti, A. y Gayone, M. R., 2008. Análisis litofacial y estructural del Complejo Volcánico Bahía Laura en el área el Dorado-Monserrat, pcia. de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 653-664.

Stimac, J.A., y Pearce, T.H., 1992. Textural evidence of mafic-felsic magma interaction in dacite lavas, Clear Lake, California. *American Mineralogist*, 77: 795-809.

Stipanovic, P. y Bonetti, M., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. *Floras Liásicas. Ameghiniana*, 7 (1): 57-78. Buenos Aires.

Stipanovic, P. y Reig, A., 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina", con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 10 (4): 215-233.

Sun, S. S. y McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basin. Special Publication of the Geological Society of London*, 42: 313-345.

Taylor B., 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic

composition of magmatic water in hydrothermal systems. Japan Geological Survey Report, 279: 190-194.

Teruggi, M. y Rossetto, H., 1963. Petrología del Chubutiano del codo del río Sengerr. Boletín de Informaciones Petroleras, 354: 18-35.

Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M. y Rolando, A., 1999. New Radimetric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology. Villa Carlos Paz, Argentina. Actas: 132-135.

Tucker, M. E. 2001. Sedimentary petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks. 3ra ed. Blackwell Scientific Publications. 262 pp.

Uliana, M. y Biddle K., 1987. Mesozoic-Cenozoic Palaeogeographic and Geodynamic evolution of Southern South America. Second Symposium South Atlantic Evolution, Río de Janeiro.

Varela, R., Pezzuchi, H., Genini, A. y Zubia, M., 1991. Dataciones de rocas magmáticas en el Jurásico inferior del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (3-4): 257-262.

Velazco F., 2004. Apuntes del curso de posgrado: Introducción al estudio de las inclusiones fluidas, XXIII Curso Latinoamericano de Metalogenia, Mendoza, Argentina. Agosto de 2009.

Vernon, R. H., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. En: Didier, J. y Barbarin, B. (eds), Enclaves and Granite Petrology: 277-91. Elsevier, Amsterdam.

Viera, R. y Pezzuchi, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, Ea. Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31(4): 281-283.

Walker, R. G. 1984. General Introduction: facies, facies sequences and facies models. En: Walker, R. G. (ed.), Facies Models, Second Edition. Geoscience Canada, Reprint Series, 1: 1-10.

Walker, R. G. 2006. Facies models revisited. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.), Facies Models Revisited. SEPM Special Publication, 84: 1-17.

Wallier, S., 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (+gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral de la University of British Columbia, Vancouver. 303p. Inédito.

White, D. E., 1957. Thermal waters of volcanic origin. Geological Society of America Bulletin, 68: 1637-1658.

Wilkinson, J. J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55: 229-272.

Williams, H., 1941. Calderas and their origin. Bulletin of the Department of Geological Sciences, University of California, 21: 239-346.

Winchester, J. A. y Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325-343.

Zambrano, J. y Urien, C., 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of the Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 75(8): 1363-1396.

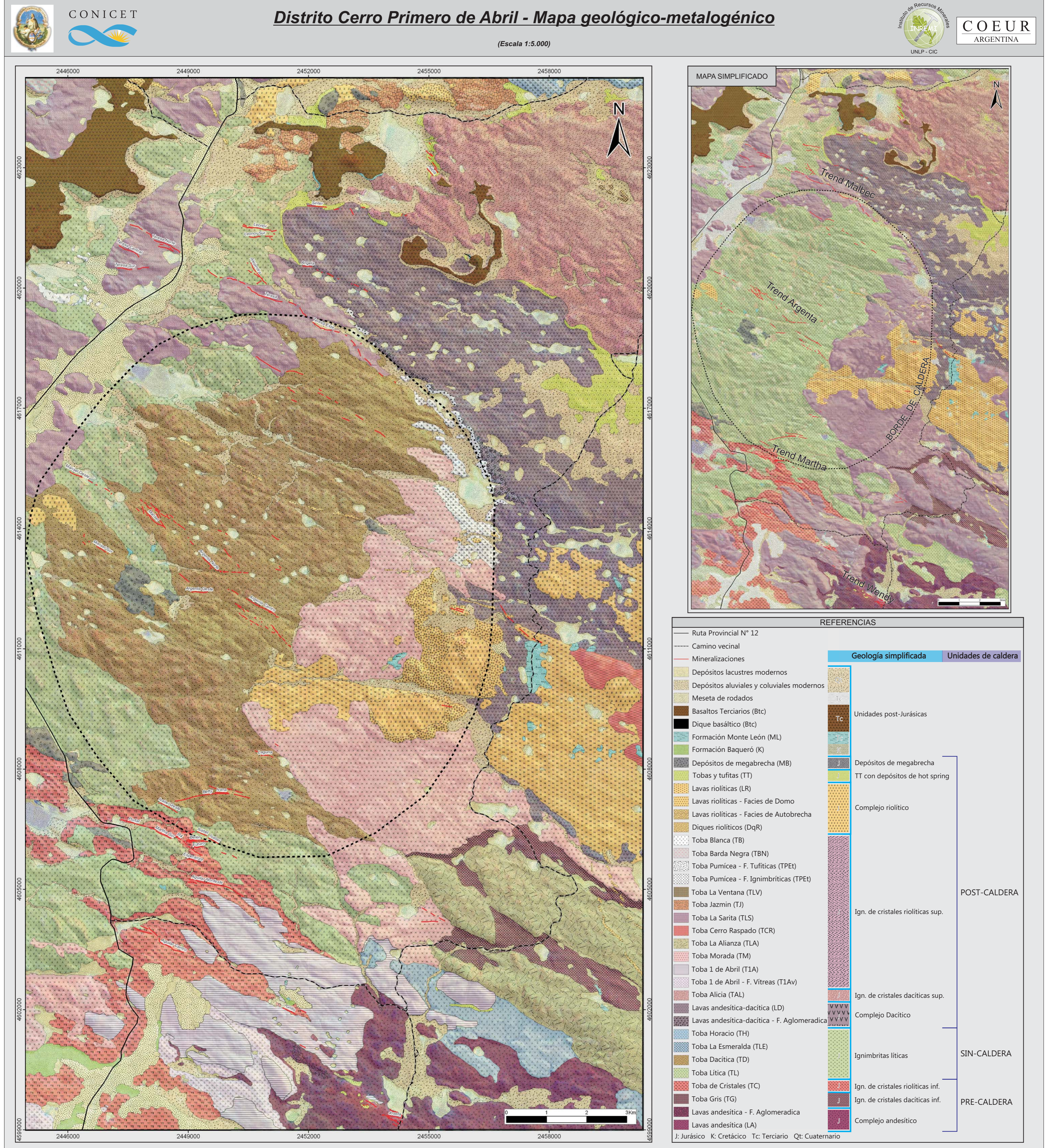
Zheng, Y. F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57: 1079-1091.

ANEXO I

Mapa Geológico Regional

Distrito Cerro Primero de Abril

(escala 1:5.000)



ANEXO II

*Descripción y análisis litofacial de
las unidades de roca en el Distrito
Cerro Primero de Abril.*

Análisis litofacial de las unidades de roca del Distrito Cerro Primero de Abril.

Durante el mapeo geológico se observaron y describieron una gran variedad de unidades de roca de diversa naturalezas (volcánicas, piroclásticas y sedimentarias), con una amplia diversidad de litologías y génesis. A lo largo de este trabajo de campo se fueron identificando e integrando las diferentes unidades de rocas que presentaban relaciones espaciales y genéticas en común, que en conjunto aportaban evidencias de los eventos que ocurrieron en este sector del Distrito, definiéndose **grupos litofaciales mayores o litofacies** (Walker, 2006).

El modelo de facies ha sido utilizado para los ambientes volcánicos desde la década del 80 a partir de los trabajos de Cas y Wright (1987), siendo su aplicación ampliamente difundida en el ámbito sedimentológico como una excelente herramienta que permite una síntesis de la información de los ambientes depositacionales actuales y antiguos en un esfuerzo por entender la naturaleza, la escala, la heterogeneidad y los controles físicos de los procesos intervinientes en cada ambiente (Walker, 2006).

La aplicación del modelo de facies a secuencias volcano-sedimentarias jurásicas en el ámbito del Macizo del Deseado no es una tarea simple. Los ambientes volcánicos presentan una complejidad particular ya que la coexistencia e interdigitación de los depósitos piroclásticos, lávicos y sedimentarios, junto a la dificultad que en muchas oportunidades se presentan para distinguir entre depósitos primarios de secundarios, hacen muy compleja las interpretaciones fluidodinámicas de cada facies (Smith, 1991; Mc Phie et al., 1993; Orton, 2002; Guido et al., 2004; Németh y Matin, 2007).

De esta manera, se definieron tres litofacies principales denominadas **litofacies de rocas volcánicas y sub-volcánicas**, **litofacies de rocas piroclásticas**; y **litofacies de rocas sedimentarias** (Tabla I). Estos tres grandes grupos litofaciales están conformados por las 37 unidades de rocas reconocidas en el campo, las cuales fueron definidas y discriminadas de acuerdo a sus características texturales, estructurales, y a las características del agente y ambiente de formación, lo que permitió no solo acotar mejor los eventos tanto en un aspecto genético como espacial, sino además definir una secuencia estratigráfica continua a escala del Distrito.

1) **Litofacies de rocas volcánicas y sub-volcánicas**: facies de rocas magmáticas asociadas a un mecanismo de fragmentación primario no explosivo, incluyendo toda roca coherente formada por enfriamiento y solidificación del magma. Se reconocieron tres subfacies: **subfacies hipabisales (LVh)**, que comprendían a rocas que no extruyeron en superficie, consolidadas a profundidades someras y que están representadas por diques, filones capas y pórfiros; **subfacies lávicas coherentes (LVc)**, formadas por coladas o cuerpos dómicos que se formaron en la superficie o muy próximo a ésta, y **subfacies lávicas autoclásticas (LVa)** formadas por las rocas lávicas autoclásticas.

2) **Litofacies de rocas piroclásticas**: facies de rocas formadas directamente por la fragmentación explosiva del magma. Se reconocieron tres subfacies en función de las características de transporte y depositación: **subfacies piroclástica de flujo, de caída y de surge**.

Litofacies		Subfacies	Código litofacial
Distrito Cerro Primero de Abril	L. de rocas Volcánicas y Subvolcánicas	Subfacies hipabisales	LVh
		Subfacies lávicas coherentes	LVc
		Subfacies lávicas autoclásticas	LVa
	L. de rocas Piroclásticas	Subfacies piroclástica de flujo	LPf
		Subfacies piroclástica de caída	LPc
		Subfacies piroclástica de surge	LPs
	L. de rocas sedimentarias	Subfacies epiclástica	LSe
		Subfacies precipitación química y/u organógena	LSp

Tabla I. Resumen de las litofacies y subfacies reconocidas en el Distrito.

La *subfacies piroclástica de flujo (LPf)* es el resultado de dispersiones altamente concentradas de gas-partícula muy calientes originadas por erupciones volcánicas explosivas. Estos depósitos se originan por el colapso vertical de columnas eruptivas, por colapso gravitacional de flujos lávicos y/o domos o por flujo directamente del cráter del volcán. Los depósitos de la *subfacies piroclástica de caída (LPc)* se forman por la erupción de material fragmentado, eyectado a la atmósfera por medio de una columna eruptiva. Las partículas caen por efecto de la gravedad, mientras que los piroclastos grandes y densos siguen trayectorias balísticas y caen cerca del origen sin estar influenciados por el viento. Los piroclastos pequeños y livianos forman columnas y plumas eruptivas y son transportados a grandes distancias del centro eruptivo, dependiendo de la velocidad de caída, extensión lateral de la pluma y velocidad del viento. Por último, se reconocieron los depósitos de la *subfacies piroclástica de surge (LPs)*, originados a partir de flujos diluidos, en los que las partículas van inmersos en gas turbulento.

3) **Litofacies de rocas sedimentarias:** esta litofacies engloba a todas aquellas rocas en las que el proceso de formación está relacionado a agentes y ambientes sedimentarios. Se reconocen dos grandes subfacies: *sf. epiclástica (LSe)* como resultado de la erosión, transporte y depositación de rocas preexistentes, incluyendo a los depósitos producto del retrabajamiento de materiales volcánicos por procesos exógenos (tufitas) y la *sf. precipitación química y/u organógenas (LEp)*, como resultado de la precipitación química u orgánica de carbonatos y/o sílice.

Anexo II - Análisis litofacial del Distrito Cerro Primero de Abril. (1)						
Litofacies	Unidades	Codigo Litofacial	Area (km ²)	Descripción	Geoquímica	Interpretación
Lavas basálticas	Basaltos Terciarios	LVc - BTc	9,1541	Rocas volcánicas con textura pilotáxica a intergranular, denso arreglo de microlitos de plagioclasas, con gránulos de minerales máficos oxidados (piroxenos y opacos).	Basaltos calcoalcalinos de naturaleza meta-aluminosa.	Lavas de composición basáltica formadas en ambiente subaéreo.
	Diques basálticos	LVh - BTc	0,0042	Roca subvolcánica afírica, con disyunción columnar horizontal.	Basaltos calcoalcalinos de naturaleza meta-aluminosa.	Lavas de composición basáltica formadas en ambientes subvolcánicos.
Lavas Riolíticas	Lava riolítica coherente	LVc - LR	17,1083	Roca volcánica con textura porfírica rica en fenocristales de cuarzo, plagioclasas, sanidinas, biotita y escaso anfíbol, en una pasta felsítica. Presenta una marcada laminación por flujo.	Riolitas calcoalcalinas de alto potasio, de naturaleza peraluminosa.	Lavas de composición riolítica formadas en ambiente subaéreo.
	Domos riolíticos	LVc - DR	5,245425529	Roca volcánica con textura porfírica, rica en fenocristales de cuarzo, plagioclasas, sanidinas y biotita, en una pasta felsítica. Abundantes estructuras litofisae, flujos con foliación, laminación convoluta, y disyunción columnar.	Riolitas calcoalcalinas de alto potasio, de naturaleza peraluminosa.	Domos de composición riolítica formadas en ambiente subaéreo.
	Lava riolítica autoclastica	LVa - LR	4,2415	Roca volcánica con texturas foliadas, replegadas y brechadas por flujo, estando los clastos subcirculares en el centro y alargados por mayor cizalla en la base y techo de los flujos.	Riolitas calcoalcalinas de alto potasio, de naturaleza peraluminosa.	Lavas riolíticas formadas por procesos autoclasticos no explosivos en ambiente subaéreo.
Diques Riolíticos	Diques riolíticos	LVh - DqA	0,7918	Roca subvolcánica con textura porfírica y microporfíricas, con fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y escasa biotita.	Riolitas calcoalcalinas de alto potasio, de naturaleza peraluminosa.	Lavas de composición riolítica formadas en ambientes subvolcánicos.
Lavas dacíticas	Lava Dacítica coherente	LVc - LD	33,6336	Roca volcánica con textura porfírica, rica en fenocristales de plagioclasas, cuarzo y piroxenos, en una pasta pilotáxica a intergranular, de aspecto fluidal.	Andesitas a Dacitas de la serie calcoalcalina de medio-alto potasio y de naturaleza meta-aluminosa	Lavas de composición dacíticas formadas en ambiente subaéreo.
	Lava Dacítica autoclastica	LVa - LDag	0,7284	Roca volcánica con textura porfírica, rica en fenocristales de plagioclasas, cuarzo y piroxenos, en una pasta pilotáxica a intergranular, de aspecto craquelado.	Andesitas a Dacitas de la serie calcoalcalina de medio-alto potasio y de naturaleza meta-aluminosa.	Lavas dacíticas formadas por procesos autoclasticos no explosivos en ambiente subaéreo.

L. de rocas Volcánicas y Subvolcánicas

Anexo II - Análisis litofacial del Distrito Cerro Primero de Abril. (2)

Litofacies	Unidades	Código Litofacial	Area (km ²)	Descripción	Geoquímica	Interpretación
L. de rocas Volcánicas y Subvolcánicas	Lava Andesítica coherente	LVC - LA	13,1495	Roca volcánica con texturas porfírica a glomeroporfírica, con abundantes fenocristales de plagioclasa, sanidina, piroxenos y anfíboles, en una pasta pilotáxica de microlitos de plagioclasas.	Andesitas calcoalcalina, de naturaleza meta-aluminosa.	Lavas de composición andesítica formadas en ambiente subaéreo.
	Lava Andesítica autoclastica	Lca - LAag	0,2299	Roca volcánica con texturas porfírica a glomeroporfírica, con abundantes fenocristales de plagioclasa, sanidina, piroxenos y anfíboles, en una pasta pilotáxica de microlitos de plagioclasas.	Andesitas calcoalcalina, de naturaleza meta-aluminosa.	Lavas andesíticas formadas por procesos autoclasticos no explosivos en ambiente subaéreo.
L. de rocas piroclásticas	Ign. Blanca	LPf - TB	0,3324	Roca piroclástica poco soldada, de grano fino y coloración blanquecina. Presenta niveles intercalados de surges y abundantes "pipes" de desgasificación. Escasa representatividad areal en el Distrito.	=====	
	Ign. Barda Negra	LPf - TBN	0,2478	Roca piroclástica de escasa representatividad areal en el Distrito. Posee líticos volcánicos verdosos - rojizos de grano fino y escasos fiammes verdosos alterados.	=====	
	Ign. Pumicea Estratificada - F. Ignimbriticas	LPf/LPs - TPEi	1,7866	Rocas piroclásticas desarrollando bancos de características estratodecreciente, con intercalaciones de niveles de surge y niveles ignimbriticos con una mayor concentración de pómez y líticos volcánicos.	=====	Depositos de flujos piroclásticos de naturaleza riolítica.
	Ign. Ventana	LPs - TV	0,0793	Roca piroclástica con un bajo nivel de soldamiento, con niveles basales tipo "surge" con una estratificación fina de 2 a 3 metros, coronados por bancos ignimbriticos con una potencia mayor a los 2 metros, rica en fragmentos pumiceos de hasta 10-15cm.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
	Ign. Jazmin	LPf - TJ	3,4353	Roca piroclástica con abundantes cristaloclasticos de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasas en una matriz vítrea. La base de esta unidad presenta litofisas, y sus pequeños fiammes solo se observan hacia el techo.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	

Anexo II - Análisis litofacial del Distrito Cerro Primero de Abril.(3)

Lito facies	Unidades	Codigo Litofacial	Area (km ²)	Descripción	Geoquímica	Interpretación
L. de rocas piroclásticas	Ign. La Sarita	LPF - TLS	18,5346	Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de plagioclasas, cuarzo, feldespato alcalino, biotita y anfíbol en una matriz con textura fluidal. Presenta fiammes pequeños y aplastados y líticos pequeños metamórficos escasos.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	Depositos de flujos piroclásticos de naturaleza riolítica.
				Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de plagioclasas, feldespato alcalino, cuarzo y escasa biotita en una matriz impregnada de pirita diseminada con textura fluidal. Posee abundantes vitroclastos desvitrificados y líticos pequeños metamórficos.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
	Ign. Cerro Raspado	LPF - TCR	1,7387	Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de plagioclasas, cuarzo y biotita en una matriz con marcada textura fluidal eutaxítica. Posee fiammes desvitrificados de pequeño tamaño y líticos pequeños metamórficos.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
				Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de plagioclasas, cuarzo y biotita en una matriz con marcada textura fluidal eutaxítica. Posee fiammes desvitrificados de pequeño tamaño y líticos pequeños metamórficos.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
	Ign. La Alianza	LPF - TLA	15,8523	Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, con una baja participación de minerales máficos, inmersos en una matriz eutaxítica, fuertemente soldada con una grado elevado de desvitrificación.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
				Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y escaso anfíbol, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
	Ign. Morada	LPF - TM	31,1810	Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y escaso anfíbol, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
				Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y escaso anfíbol, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
	Ign. 1 de Abril	LPF - T1A	15,3049	Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y escaso anfíbol, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
				Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y escaso anfíbol, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
Ign. 1 de Abril - F. Vitrea	LPF - T1Av	3,1471	Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo con desarrollo de estructuras de desvitrificación tipo litofisae.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.		
			Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo de color lila.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.		
Ign. Cerro Galera	LPF - TCG	2,7821	Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo de color lila.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.		
			Roca piroclástica con abundantes cristaloclásticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita, fiammes escasos y pequeños y líticos volcánicos en una matriz vítreo de color lila.	Riodacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.		

Anexo II - Análisis litofacial del Distrito Cerro Primero de Abril.(4)

Litofacies	Unidades	Código Litofacial	Area (km ²)	Descripción	Geoquímica	Interpretación
L. de rocas piroclásticas	Ign. cristaloclásticas dácíticas superiores	LPF - TAL	22,4121	Rocas piroclásticas con cristaloclastos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con escasa biotita en una matriz recristalizada a un agregado de grano fino de cuarzo-feldespato. Abundantes fiammes pequeños desvitrificados discoidales de colores blanquesinos. Líticos pequeños volcánicos y metamórficos.	Dacitas de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	Depositos de flujos piroclásticos de naturaleza dácítica.
	Ign. Horacio	LPF - TH	5,0830	Roca piroclástica rica en cristaloclastos fragmentados de cuarzo, plagioclasas, feldespato alcalino y biotita en una matriz de grano fino, con abundantes líticos de pequeño tamaño de rocas graníticas, metamórficas y volcánicas, con fiammes pequeños desvitrificados en una textura esterulítica y axiolítica, y abundantes trizas vitreas cuspidadas.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa	Depositos de flujos piroclásticos generados a partir de un evento volcánico explosivo gatillado por la mezcla de dos magmas de composiciones intermedias y ácidas, estando preservados como fragmentos pumiceos. Esta erupción tuvo una intensa energía suficiente para arrancar los grandes bloques de basamento igneo-metamórfico que conforman los líticos de estas Ignimbríticas.
Ign. litocásticas	Ign. La Esmeralda	LPF - TLE	0,6584	Roca piroclástica rica en cristaloclastos de cuarzo, plagioclasas, feldespato alcalino y biotita en una matriz de grano fino, con abundantes líticos de gran tamaño de rocas metamórficas y volcánicas, con fiammes verdes claros a blancos de composición riolítica y escasos verdes oscuros de composición dácítica.	Mezcla de Riolitas y Dacitas co-magmáticas, de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	
	Ign. Dácítica	LPF - TD	56,6421	Roca piroclástica rica en cristaloclastos de cuarzo, plagioclasas, feldespato alcalino, biotita en una matriz vitrea de grano fino, con escasos líticos de pequeño tamaño de rocas metamórficas, volcánicas y subvolcánicas, con fiammes pequeños verdes claros a blancos de composición riolítica y escasos verdes oscuros de composición dácítica.	Mezcla de Riolitas y Dacitas co-magmáticas, de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	

Anexo II - Análisis litofacial del Distrito Cerro Primero de Abril.(5)

Litofacies	Unidades	Código Litofacial	Area (km ²)	Descripción	Geoquímica	Interpretación
L. de rocas piroclásticas	Ign. Litica	LPf - TL	43,9262	Roca piroclástica rica en cristoclastos de cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos, anfíbol y biotita en una matriz de grano fino, con abundantes líticos de gran tamaño de rocas metamórficas, volcánicas y subvolcánicas, con fiammes grandes y abundantes verdes claros a blancos de composición riolítica y verdes oscuros de composición dacítica.	Mezcla de Riolitas y Dacitas co-magmáticas, de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	Depositos de flujos piroclásticos generados a partir de un evento volcánico explosivo gatillado por la mezcla de dos magmas de composiciones intermedias y ácidas, estando preservados como fragmentos pumíceos. Esta erupción tuvo una intensa energía suficiente para arrancar los grandes bloques de basamento igneo-metamórfico que conforman los líticos de estas Ignimbriticas.
	Ign. de Cristalinos	LPf - TC	16,0697	Roca piroclástica con abundantes cristoclastos de cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos, biotita y anfíbol, con pómez claros, pequeños líticos volcánicos y trizas deformadas en una matriz vítrea con texturas esferulíticas y axiolíticas.	Riolita de la serie calcoalcalina de alto potasio y de naturaleza peraluminosa.	Depositos de flujos piroclásticos de naturaleza riolítica.
	Ign. cristaloclasticas dacíticas inferiores	LPf - TG	5,3238	Roca piroclástica con abundantes cristoclastos de plagioclasa, cuarzo, feldespatos alcalinos, anfíbol, biotita y piroxeno, con abundantes texturas de desequilibrio. Escasos litoclastos de metamorfitas, trizas vítreas deformadas, con abundantes fiammes desvitrificados con texturas esferulíticas y axiolíticas.	Dacita de la serie calcoalcalina y de naturaleza peraluminosa.	Depositos de flujos piroclásticos de naturaleza dacítica.
L. de rocas sedimentarias	Toba Pumicea Estratificada - F. Tufticas	LSe - TPet	0,5499	Tuftas finas a gruesas, estrato y grano decreciente, con laminación paralela.	=====	Depósitos de caída distales de una pluma piroclástica con o sin retrabajo en ambientes subaéreos o subaéreos.
	Tobas y Tuftas II	LPe/LSe - TT	0,0069	Tobas con laminación paralela y tuftas arenosas y conglomeráticas con estratificación entrecruzada y laminación paralela, con restos de troncos y briznas vegetales.	=====	Depósitos de caída distales de una pluma piroclástica con o sin retrabajo en ambientes subaéreos o subaéreos.
	Tobas y Tuftas III	LPe/LSe - TT	4,1093	Brechas matriz sostén, polimícticas.	=====	Depósitos de avalanchas de detritos volcánicos (<i>Debris avalanche</i>)
	Tobas y Tuftas I	LPe/LSe - TT	0,1850	Afloramientos discontinuos subcirculares, de geometría lobular.	=====	
	Megabrecha I (Mina Martha)	LSe - MB	1,0121		=====	
	Megabrecha II (Argentina)	LSe - MB	0,8472		=====	
	Megabrecha III (7 Horizontes)	LSe - MB	0,1104		=====	
	Megabrecha IV (La Rosita)	LSe - MB	0,3709		=====	
	Tuftas y Areniscas - Fm Baquero	LSe - K	1,3404	Areniscas finas cuarzosas en capas de colores blanquecino y pardo rojizo.	=====	Depósitos fluvioacuáticos, desarrollados en un ambiente con aportes de material volcánico.

Anexo II - Análisis litofacial del Distrito Cerro Primero de Abril.(6)

Litofacies	Unidades	Código Litofacial	Area (km ²)	Descripción	Geoquímica	Interpretación
L. de rocas sedimentarias	Areniscas Coquinoides - Fm Monte Leon	Lsp - ML	1,1059	Coquinas y areniscas coquinoides blanquecinas a gris claro, textura grano sosten, de grano medio a grueso y con estratificación entrecruzada.	=====	Depósitos de flujos traccionales originados por flujos de sedimentos de baja concentración, turbulentos, desarrollados en un ambiente con alta tasa de producción de fragmentos calcáreos esqueléticos y no esqueléticos.
	F. Epiclasticas (J-Qt)	LSe - Tc	10,3992	Bancos horizontales clasto-sosten de gravas medianas a muy gruesas con matriz arenosa.	=====	Meseta de Rodados.
	Sedimentos Lacustres Modernos	LSe - Qt	21,0388	Depósitos limosos inconsolidados.	=====	Sedimentos originados por decantación en cuerpos de agua temporarios.
	Sedimentos Aluviales y Coluviales Modernos	LSe - Qt	35,2691	Depósitos limo-arenosos inconsolidados.	=====	Material inconsolidado
			Area total: 405,17 km ²			
			Facies descriptas: 37			

ANEXO III

Análisis litogeoquímicos

(ACME labs)



1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada
Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

www.acmelab.com

Client: Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
Universidad Nacional de la Plata
La Plata Buenos Aires 1900 Argentina

Submitted By: Gerardo N. Paez
Receiving Lab: Argentina-Mendoza
Received: May 06, 2008
Report Date: July 07, 2008
Page: 1 of 4

CERTIFICATE OF ANALYSIS

MEN08000620.1

CLIENT JOB INFORMATION

Project: None Given
Shipment ID: BRANCH FILE 0880732
P.O. Number: 72
Number of Samples: 72

SAMPLE DISPOSAL

RTRN-PLP Return
RTRN-RJT Return

Acme does not accept responsibility for samples left at the laboratory after 90 days without prior written instructions for sample storage or return.

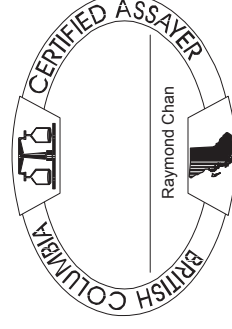
Invoice To: Instituto de Recursos Minerales (INREMI)
Call 64 No.3 Esp 120
Universidad Nacional de la Plata
La Plata Buenos Aires 1900
Argentina

CC: Remigio Ruiz

SAMPLE PREPARATION AND ANALYTICAL PROCEDURES

Method Code	Number of Samples	Code Description	Test Wgt (g)	Report Status
R150	72	Crush, split and pulverize rock to 150 mesh		
4A&4B	72	Whole Rock Analysis Majors and Trace Elements	0.2	Completed

ADDITIONAL COMMENTS



This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval; preliminary reports are unsigned and should be used for reference only. All results are considered the confidential property of the client. Acme assumes the liabilities for actual cost of analysis only.



1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada
Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

www.acmelab.com

Client:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
Universidad Nacional de la Plata
La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
None Given
July 07, 2008

Project:
Report Date:

Page: 2 of 4 **Part** 3

CERTIFICATE OF ANALYSIS

MEN08000620.1

Method	Analyte	Unit	MDL	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	Lu	TOT/C	%	2A	C/S	2A	C/S	1DX	Mo	Cu	Pb	1DX	Zn	Ni	As	1DX	Cd	Sb	1DX	Bi	1DX	Ag	1DX	Au	Hg	1DX
				ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
6702	Rock			4.77	1.02	3.01	0.48	2.93	0.48	0.14	0.09	0.4	1.0	10.7	9	1.3	18.6	<0.1	2.1	<0.1	<0.1	2.1	<0.1	<0.1	2.1	<0.1	<0.1	1.4	<0.01					
6703	Rock			4.27	0.90	2.60	0.43	2.29	0.37	0.25	<0.02	0.3	9.8	7.0	68	4.4	3.5	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01					
6707	Rock			4.04	0.86	2.55	0.42	2.59	0.39	0.04	0.04	0.3	1.4	6.0	8	1.3	7.7	<0.1	3.0	<0.1	<0.1	3.0	<0.1	<0.1	3.0	<0.1	<0.1	0.6	<0.01					
6709	Rock			3.88	0.82	2.43	0.39	2.60	0.38	0.04	<0.02	0.3	1.5	12.6	32	0.9	7.2	<0.1	0.6	0.2	<0.1	0.6	0.2	<0.1	0.6	0.2	<0.1	<0.5	<0.01					
6715	Rock			3.88	0.85	2.50	0.36	2.23	0.35	0.09	<0.02	0.5	12.1	7.6	35	3.3	1.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.03					
6717	Rock			4.31	0.94	2.70	0.44	2.60	0.40	0.07	<0.02	0.8	4.0	9.7	66	1.5	11.3	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.5	0.04					
6733	Rock			4.12	0.85	2.29	0.40	2.32	0.34	0.05	<0.02	0.4	8.2	11.4	63	5.0	2.9	<0.1	0.8	0.2	<0.1	0.8	0.2	<0.1	0.8	0.2	<0.1	<0.5	0.05					
6736	Rock			4.40	0.94	2.76	0.43	2.66	0.40	0.02	<0.02	0.3	2.8	9.4	34	0.7	4.2	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.5	0.12					
6740	Rock			4.52	1.00	3.00	0.46	2.79	0.43	0.02	<0.02	0.3	1.3	10.5	14	0.5	1.8	<0.1	0.2	<0.1	0.2	0.2	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01						
6744	Rock			4.68	0.95	2.83	0.46	2.60	0.38	<0.02	<0.02	0.5	12.5	5.0	28	1.2	19.0	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01					
6748	Rock			4.72	0.92	2.97	0.45	2.99	0.44	0.25	<0.02	0.5	3.5	18.7	34	0.8	1.0	<0.1	0.4	0.1	<0.1	0.4	0.1	<0.1	0.4	0.1	<0.1	<0.5	<0.01					
6751	Rock			2.64	0.53	1.57	0.25	1.60	0.24	0.02	<0.02	0.2	4.1	4.9	2	2.2	3.9	<0.1	0.7	<0.1	0.7	<0.1	0.7	<0.1	0.7	<0.1	0.2	<0.5	0.06					
6752	Rock			3.88	0.83	2.30	0.37	2.12	0.33	<0.02	<0.02	0.6	18.3	2.7	33	62.6	23.4	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	<0.5	<0.01					
6756	Rock			4.80	0.98	2.87	0.45	2.69	0.41	0.12	0.02	0.7	14.0	3.1	50	5.7	11.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	0.02						
6757	Rock			5.02	1.06	3.14	0.48	2.90	0.45	0.42	<0.02	0.2	3.4	5.9	40	3.2	2.7	<0.1	0.4	<0.1	0.4	<0.1	0.4	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.5	0.10					
6758	Rock			5.20	1.06	3.01	0.45	2.58	0.42	0.20	<0.02	0.4	12.4	3.2	54	4.5	1.9	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.9	<0.01					
6761	Rock			3.71	0.76	2.22	0.37	2.10	0.33	0.05	0.03	0.3	5.0	83.0	54	0.8	1.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	3.9	0.03						
6764	Rock			6.26	1.15	3.27	0.52	3.05	0.45	0.04	0.02	1.2	5.6	15.3	59	9.7	7.8	<0.1	0.4	<0.1	0.4	<0.1	0.4	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	3.1	<0.01					
6767	Rock			4.21	0.76	2.13	0.38	2.28	0.34	0.03	<0.02	0.3	3.5	10.9	31	1.9	5.2	<0.1	1.3	<0.1	1.3	<0.1	1.3	<0.1	1.3	<0.1	<0.1	1.6	<0.01					
6768	Rock			3.02	0.68	1.84	0.32	1.97	0.31	<0.02	<0.02	0.6	5.6	7.4	44	1.5	4.1	<0.1	0.4	0.1	0.4	0.1	0.4	0.1	0.4	0.1	<0.1	1.8	<0.01					
6769	Rock			2.08	0.46	1.38	0.24	1.73	0.25	<0.02	<0.02	0.5	3.1	15.2	35	0.9	8.7	<0.1	2.3	<0.1	2.3	<0.1	2.3	<0.1	2.3	<0.1	<0.1	2.5	<0.01					
6771	Rock			4.17	0.83	2.36	0.35	2.15	0.33	0.32	<0.02	0.7	20.9	4.6	66	13.9	1.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	2.0	<0.01						
9004	Rock			3.58	0.79	2.35	0.43	2.93	0.45	0.06	<0.02	0.2	2.7	8.9	6	0.7	1.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	2.9	<0.01						
9006	Rock			3.43	0.78	2.49	0.40	2.53	0.38	<0.02	<0.02	0.4	2.4	6.4	42	0.7	2.2	<0.1	0.5	<0.1	0.5	<0.1	0.5	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	1.1	<0.01					
9010	Rock			4.22	0.82	2.36	0.39	2.36	0.36	<0.02	<0.02	0.6	19.2	4.6	34	86.3	14.0	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	2.1	<0.01					
9013	Rock			6.55	1.35	3.80	0.62	3.77	0.59	<0.02	<0.02	0.3	2.9	12.1	20	1.3	2.3	<0.1	0.6	<0.1	0.6	<0.1	0.6	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	1.3	0.01					
9020	Rock			5.38	1.13	3.05	0.50	2.89	0.47	0.16	<0.02	0.4	2.7	15.1	35	2.7	3.2	<0.1	0.1	0.3	<0.1	0.1	0.3	<0.1	0.1	0.3	<0.1	1.4	<0.01					
9024	Rock			4.16	0.95	2.76	0.47	2.96	0.47	<0.02	0.04	0.6	2.6	22.2	86	1.7	3.6	<0.1	0.6	<0.1	0.6	<0.1	0.6	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	1.1	<0.01					
9029	Rock			3.91	0.88	2.59	0.38	2.59	0.40	<0.02	<0.02	0.6	1.9	17.1	72	1.6	1.3	0.2	<0.1	0.3	0.2	<0.1	0.3	0.2	<0.1	0.3	<0.1	<0.5	<0.01					
9030	Rock			5.69	1.08	3.00	0.48	3.01	0.46	0.17	<0.02	0.4	4.7	20.0	168	2.8	2.2	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	1.8	<0.01					

This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval. preliminary reports are unsigned and should be used for reference only.



ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada

Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

www.acmelab.com

Cient:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
 Universidad Nacional de la Plata
 La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
 None Given
 July 07, 2008

Project:
 Report Date:

Page: 2 of 4 Part 4

CERTIFICATE OF ANALYSIS

MEN08000620.1

Method	1DX	1DX	Se
Analyte	TI	Se	ppm
Unit	ppm	ppm	ppm
MDL	0.1	0.1	0.5
6702	Rock	<0.1	<0.5
6703	Rock	<0.1	<0.5
6707	Rock	<0.1	<0.5
6709	Rock	<0.1	<0.5
6715	Rock	<0.1	<0.5
6717	Rock	<0.1	<0.5
6733	Rock	<0.1	<0.5
6736	Rock	<0.1	<0.5
6740	Rock	<0.1	<0.5
6744	Rock	<0.1	<0.5
6748	Rock	<0.1	<0.5
6751	Rock	<0.1	<0.5
6752	Rock	<0.1	<0.5
6756	Rock	<0.1	<0.5
6757	Rock	<0.1	<0.5
6758	Rock	<0.1	<0.5
6761	Rock	<0.1	<0.5
6764	Rock	0.1	<0.5
6767	Rock	0.1	<0.5
6768	Rock	0.1	<0.5
6769	Rock	0.2	<0.5
6771	Rock	<0.1	<0.5
9004	Rock	<0.1	<0.5
9006	Rock	0.1	<0.5
9010	Rock	<0.1	<0.5
9013	Rock	<0.1	<0.5
9020	Rock	<0.1	<0.5
9024	Rock	<0.1	<0.5
9029	Rock	<0.1	<0.5
9030	Rock	<0.1	<0.5

This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval. preliminary reports are unsigned and should be used for reference only.



ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada

Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

www.acmelab.com

Cient:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
 Universidad Nacional de la Plata
 La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
 None Given
 July 07, 2008

Project:
 Report Date:

Page: 3 of 4 Part 4

CERTIFICATE OF ANALYSIS

MEN08000620.1

Method	1DX	1DX	Se
Analyte	TI	Se	ppm
Unit	ppm	ppm	ppm
MDL	0.1	0.1	0.5
9034	Rock	<0.1	<0.5
9035	Rock	<0.1	<0.5
9036	Rock	<0.1	<0.5
9039	Rock	<0.1	<0.5
9050	Rock	<0.1	<0.5
9067	Rock	<0.1	<0.5
9073	Rock	<0.1	<0.5
9081	Rock	<0.1	<0.5
9084	Rock	<0.1	<0.5
9084 D1	Rock	<0.1	<0.5
9085	Rock	<0.1	<0.5
9090	Rock	<0.1	<0.5
9091	Rock	<0.1	<0.5
6742	Rock	0.2	<0.5
6750	Rock	<0.1	<0.5
9086	Rock	<0.1	<0.5
9087	Rock	<0.1	<0.5
9092	Rock	<0.1	<0.5
9093	Rock	0.1	<0.5
9096	Rock	<0.1	<0.5
9100	Rock	<0.1	<0.5
10601	Rock	<0.1	<0.5
10602	Rock	0.1	0.7
9077	Rock	<0.1	<0.5
9078	Rock	0.3	<0.5
9097	Rock	<0.1	0.6
6628	Rock	<0.1	<0.5
6680	Rock	<0.1	<0.5
6695	Rock	0.1	<0.5
6639	Rock	0.2	<0.5

This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval. preliminary reports are unsigned and should be used for reference only.



1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada
 Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

www.acmelab.com

Client:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
 Universidad Nacional de la Plata
 La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
 None Given
 July 07, 2008

Project:
 Report Date:

Page: 4 of 4 Part 2

CERTIFICATE OF ANALYSIS

MEN08000620.1

Method	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B		
Analyte	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MDL	0.1	0.1	0.1	1	0.5	0.1	0.2	0.1	8	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	0.01	0.01
10698	4.2	10.4	313.9	5	59.9	0.9	17.2	2.8	15	3.8	147.0	24.4	30.8	60.1	7.19	24.7	4.35	0.77	3.81	0.62	0.62
10699	3.8	9.9	250.4	4	100.6	0.8	17.9	3.5	16	5.1	136.8	31.6	40.4	39.8	8.27	29.3	4.97	0.88	4.96	0.80	0.80
10700	4.6	10.7	236.4	3	89.1	0.9	17.5	3.8	<8	4.0	142.3	16.1	9.1	30.0	2.32	8.6	1.63	0.26	1.77	0.35	0.35
6694	3.9	11.7	284.2	5	27.7	1.0	16.6	2.7	<8	3.0	114.7	22.4	23.5	47.1	6.40	24.8	5.06	0.64	4.88	0.77	0.77
6640	4.2	12.8	443.5	4	17.1	1.0	19.3	6.6	9	2.8	146.0	25.8	32.7	63.7	7.61	27.2	4.77	0.62	4.25	0.68	0.68
6690	5.5	12.1	117.0	4	199.8	0.9	18.7	3.9	11	2.7	216.2	24.9	34.0	67.5	8.18	30.3	5.42	0.79	4.56	0.72	0.72
6631	3.7	9.5	210.7	5	127.4	0.8	17.8	3.1	11	2.3	116.4	24.9	27.5	53.1	6.35	21.8	4.06	0.57	3.97	0.65	0.65
6650	5.5	13.6	184.8	4	193.5	0.9	20.2	4.8	17	1.9	227.3	28.4	37.5	73.6	9.11	33.9	5.75	0.92	5.29	0.83	0.83
6626	4.1	9.4	213.6	4	139.6	0.7	16.1	2.8	20	2.2	137.3	21.9	30.7	57.8	6.82	24.7	4.18	0.74	3.72	0.60	0.60
9051	5.1	8.7	71.1	2	666.0	0.4	11.2	2.2	116	22.5	198.2	22.2	41.5	79.6	9.34	35.0	5.75	1.48	4.74	0.71	0.71
9056	4.5	7.2	415.6	2	53.1	0.5	10.3	2.6	72	11.2	144.5	23.0	52.2	94.6	12.31	45.0	7.75	1.73	5.75	0.87	0.87
9066	4.5	9.8	271.7	4	36.9	0.8	14.2	3.6	38	2.6	128.9	36.2	32.5	66.9	7.97	30.4	6.11	1.04	5.93	0.99	0.99



ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

www.acmelab.com

Cient:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
 Universidad Nacional de la Plata
 La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
 None Given
 July 07, 2008

Project:
 Report Date:

Page: 4 of 4 Part 4

CERTIFICATE OF ANALYSIS

MEN08000620.1

Method	1DX	1DX	Se
Analyte	TI	Se	ppm
Unit	ppm	ppm	ppm
MDL	0.1	0.5	0.5
10698	Rock	0.1	<0.5
10699	Rock	0.1	<0.5
10700	Rock	0.1	<0.5
6694	Rock	0.2	<0.5
6640	Rock	0.2	<0.5
6690	Rock	<0.1	<0.5
6631	Rock	0.1	<0.5
6650	Rock	0.1	<0.5
6626	Rock	<0.1	<0.5
9051	Rock	<0.1	0.6
9056	Rock	0.2	<0.5
9066	Rock	0.1	<0.5

This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval. preliminary reports are unsigned and should be used for reference only.



1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada
 Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

www.acmelab.com

Cient:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
 Universidad Nacional de la Plata
 La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
 Project: None Given
 Report Date: July 07, 2008

Page: 1 of 2 Part 1

QUALITY CONTROL REPORT

MEN08000620.1

Method	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B			
Analyte	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ni	Sc	LOI	Sum	Ba	Be	Co	Cs	Ga	
Unit	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MDL	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.002	20	1	-5.1	0.01	1	1	0.2	0.1	0.5	
9081 Rock	60.44	16.06	5.96	1.47	4.24	3.02	3.02	0.56	0.145	0.10	0.009	22	15	4.6	99.68	1540	2	13.0	9.9	19.5	
Pulp Duplicates																					
6709 Rock	70.87	14.45	3.07	0.29	1.31	2.64	4.82	0.22	0.048	0.02	<0.002	<20	5	2.0	99.78	999	2	2.8	40.4	15.8	
REP 6709 QC																					
6761 Rock	75.74	12.68	1.56	0.10	0.15	0.74	7.03	0.10	0.021	0.01	<0.002	<20	4	1.7	99.82	828	2	<0.2	9.8	15.8	
REP 6761 QC																					
6764 Rock	72.38	12.92	2.71	0.15	0.14	0.81	9.42	0.13	0.012	0.01	0.007	<20	8	1.1	99.82	819	2	3.1	8.9	15.2	
REP 6764 QC	72.16	12.98	2.73	0.16	0.14	0.82	9.53	0.13	0.005	0.01	0.007	<20	8	1.1	99.81	826	2	3.4	9.2	14.4	
9073 Rock	75.77	12.28	2.08	0.19	0.32	1.86	4.71	0.08	0.011	<0.01	<0.002	<20	8	2.5	99.81	1066	3	0.5	8.9	16.9	
REP 9073 QC																					
9100 Rock	54.28	17.73	7.35	2.49	5.27	3.14	2.06	0.88	0.228	0.15	0.008	<20	21	6.1	99.74	577	2	18.4	3.7	23.9	
REP 9100 QC																					
6628 Rock	70.42	13.82	3.81	0.43	1.93	2.56	3.79	0.27	0.065	0.04	0.002	<20	6	2.7	99.82	877	2	3.8	5.3	16.1	
REP 6628 QC																					
10700 Rock	76.84	11.67	1.44	0.08	0.16	1.56	6.61	0.19	0.041	0.01	<0.002	<20	3	1.2	99.78	1674	2	0.9	8.2	6.2	
REP 10700 QC	76.64	11.67	1.55	0.07	0.16	1.57	6.65	0.19	0.041	0.01	<0.002	<20	2	1.2	99.73	1768	1	0.8	8.6	6.2	
Reference Materials																					
STD CSC																					
STD CSC																					
STD CSC																					
STD DS7																					
STD DS7																					
STD DS7																					
STD DS7																					
STD DS7																					
STD DS7																					
STD OREAS76A																					
STD OREAS76A																					
STD OREAS76A																					

This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval; preliminary reports are unsigned and should be used for reference only.



1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada
 Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

www.acmelab.com

Cient:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
 Universidad Nacional de la Plata
 La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
 None Given
 July 07, 2008

Project:
 Report Date:

Page: 1 of 2 Part 4

QUALITY CONTROL REPORT

MEN08000620.1

Method	1DX	1DX	Se
Analyte	TI	Se	ppm
Unit	ppm	ppm	ppm
MDL	0.1	0.5	0.5
9081	Rock	<0.1	<0.5
Pulp Duplicates			
6709	Rock	<0.1	<0.5
REP 6709	QC		
6761	Rock	<0.1	<0.5
REP 6761	QC	<0.1	<0.5
6764	Rock	0.1	<0.5
REP 6764	QC		
9073	Rock	<0.1	<0.5
REP 9073	QC		
9100	Rock	<0.1	<0.5
REP 9100	QC		
6628	Rock	<0.1	<0.5
REP 6628	QC	0.1	<0.5
10700	Rock	0.1	<0.5
REP 10700	QC		
Reference Materials			
STD CSC	Standard		
STD CSC	Standard		
STD CSC	Standard		
STD DS7	Standard	4.0	3.2
STD DS7	Standard	4.0	3.6
STD DS7	Standard	4.0	3.9
STD DS7	Standard	3.8	4.1
STD DS7	Standard	4.6	3.1
STD DS7	Standard	4.6	3.8
STD OREAS76A	Standard		
STD OREAS76A	Standard		
STD OREAS76A	Standard		

This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval; preliminary reports are unsigned and should be used for reference only.



1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada
 Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

www.acmelab.com

Client:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
 Universidad Nacional de la Plata
 La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
 None Given
 July 07, 2008

Project:
Report Date:

Page: 2 of 2 **Part** 2

QUALITY CONTROL REPORT

MEN08000620.1

	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	4A&4B	
	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
STD SO-18	9.3	24.3	29.4	17	422.4	6.2	11.8	18.2	223	15.2	310.7	31.2	12.5	25.3	3.44	13.8	2.78	0.88	2.94	0.50	
STD SO-18	10.1	25.1	30.5	17	434.0	6.9	11.4	17.5	212	14.7	323.0	31.7	12.2	25.8	3.43	13.7	2.70	0.86	2.91	0.48	
STD SO-18	9.7	21.4	28.4	15	416.4	7.3	10.5	16.8	202	14.8	286.5	32.1	12.3	26.4	3.42	14.0	2.91	0.88	2.91	0.52	
STD SO-18	9.3	21.1	28.1	15	413.6	7.3	10.4	16.9	200	14.8	282.5	31.9	12.2	26.3	3.42	13.9	2.89	0.88	2.89	0.52	
STD SO-18	9.9	22.2	29.3	16	418.8	7.2	10.5	17.0	207	15.8	294.1	32.6	12.4	26.7	3.44	13.9	2.94	0.89	2.98	0.52	
STD SO-18	10.1	22.4	28.8	15	413.9	7.3	10.7	16.6	205	15.1	292.3	32.3	12.3	26.8	3.43	13.9	2.93	0.88	2.95	0.52	
STD DS7 Expected																					
STD CSC Expected																					
STD OREAS76A Expected																					
STD SO-18 Expected	9.8	20.9	28.7	15	407.4	7.4	9.9	16.4	200	15.1	280	33	12.3	27.1	3.45	14	3	0.89	2.93	0.53	
BLK																					
BLK																					
BLK																					
BLK																					
BLK	<0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.5	<0.1	<0.2	<0.1	<8	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	
BLK	<0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.5	<0.1	<0.2	<0.1	<8	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	
BLK	<0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.5	<0.1	<0.2	<0.1	<8	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	
Prep Wash																					
PREP BLANK	<0.1	1.0	6.6	<1	1.9	<0.1	<0.2	<0.1	20	<0.5	0.9	0.2	<0.1	0.2	0.04	0.4	<0.05	<0.02	0.10	0.01	

This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval; preliminary reports are unsigned and should be used for reference only.



1020 Cordova St. East Vancouver BC V6A 4A3 Canada
 Phone (604) 253-3158 Fax (604) 253-1716

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

www.acmelab.com

Cient:

Instituto de Recursos Minerales (INREM)

Call 64 No.3 Esp 120
 Universidad Nacional de la Plata
 La Plata Buenos Aires 1900 Argentina
 None Given
 July 07, 2008

Project:
 Report Date:

Page: 2 of 2 Part 4

QUALITY CONTROL REPORT

MEN08000620.1

	1DX	1DX	TI	Se
	ppm	ppm		ppm
	0.1	0.1		0.5
STD SO-18		Standard		
STD SO-18		Standard		
STD SO-18		Standard		
STD SO-18		Standard		
STD SO-18		Standard		
STD SO-18		Standard		
STD DS7 Expected	4.19		3.5	
STD CSC Expected				
STD OREAS76A Expected				
STD SO-18 Expected				
BLK	<0.1	Blank	<0.5	
BLK	<0.1	Blank	<0.5	
BLK	<0.1	Blank	<0.5	
BLK		Blank		
BLK		Blank		
BLK		Blank		
BLK		Blank		
BLK		Blank		
BLK		Blank		
Prep Wash				
PREP BLANK	<0.1	Prep Blank	<0.5	

ANEXO IV

Geocronología $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$
(SERNAGEOMIN)



**Servicio Nacional de Geología y Minería
Subdirección Nacional de Geología
Departamento de Laboratorios**

Documento Externo

**Este trabajo fue efectuado por:
Carlos Pérez de Arce Raveau**

**SR. REMIGIO RUIZ
EMPRESA: INSTITUTO DE RECURSOS MINERALES
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA - ARGENTINA**

**SECCION GEOCRONOLOGIA
INFORME AR/AR N° 06/2011**

2011



Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería – Chile
Til Til 1993, Ñuñoa. Santiago - Chile
FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl – www.sernageomin.cl



Santiago, 14 de enero del 2011

Informe Ar/Ar 05/2011

Solicitante Sr. Remigio Ruiz
Instituto de Recursos Minerales
Universidad Nacional de La Plata - Argentina

Muestra : **6752**
Material : Sanidina
Nº interno : 12276-01

Análisis de step heating

Edad integrada: 157.2 ± 0.8 Ma
Edad Plateau: **156.9 ± 0.7 Ma**
Pasos en el plateau: 4/7 (86.7% en el plateau)
MSWD Plateau: 0.09

Análisis de Isócrona

Edad Isócrona: 156.9 ± 0.6 Ma
Pasos: 6/7 (Sin paso A)
Intercepto 36/40: 407 ± 14
MSWD Isócrona: 0.17

Comentarios:

Todos los resultados obtenidos, son concordantes. No se puede asegurar si existe un exceso de Ar todos los pasos, tienen similar contenido de Ar radiogénico y se agrupan en una nube muy cerca del eje. En todo caso de existir tiene baja relevancia pues los resultados son todos iguales.
Se recomienda usar el resultado obtenido con el plateau.

Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería - Chile
Til Til 1993, Ñuñoa. Santiago - Chile
FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl - www.sernageomin.cl



DATOS ADICIONALES

Razón 40/36 de argón atmosférico:	295.5 ± 0.5
MSWD aceptable:	< 3
Condiciones mínimas para el plateau:	3 pasos consecutivos con concordancia de error a 2 sigma y por lo menos un 50% de Ar ³⁹ .

En el informe, los errores en las edades están expresados en el ámbito de dos sigma de confiabilidad.

En los espectros de step-heating, los errores están expresados con dos sigmas de confiabilidad.

En las tablas de datos y el diagrama de isócrona inversa, los datos están expresados con un sigma de confiabilidad.

Cada tres o cuatro pasos se hicieron análisis de niveles de blancos, que permitieron ir corrigiendo los resultados posteriores.

CARLOS PEREZ DE ARCE R.

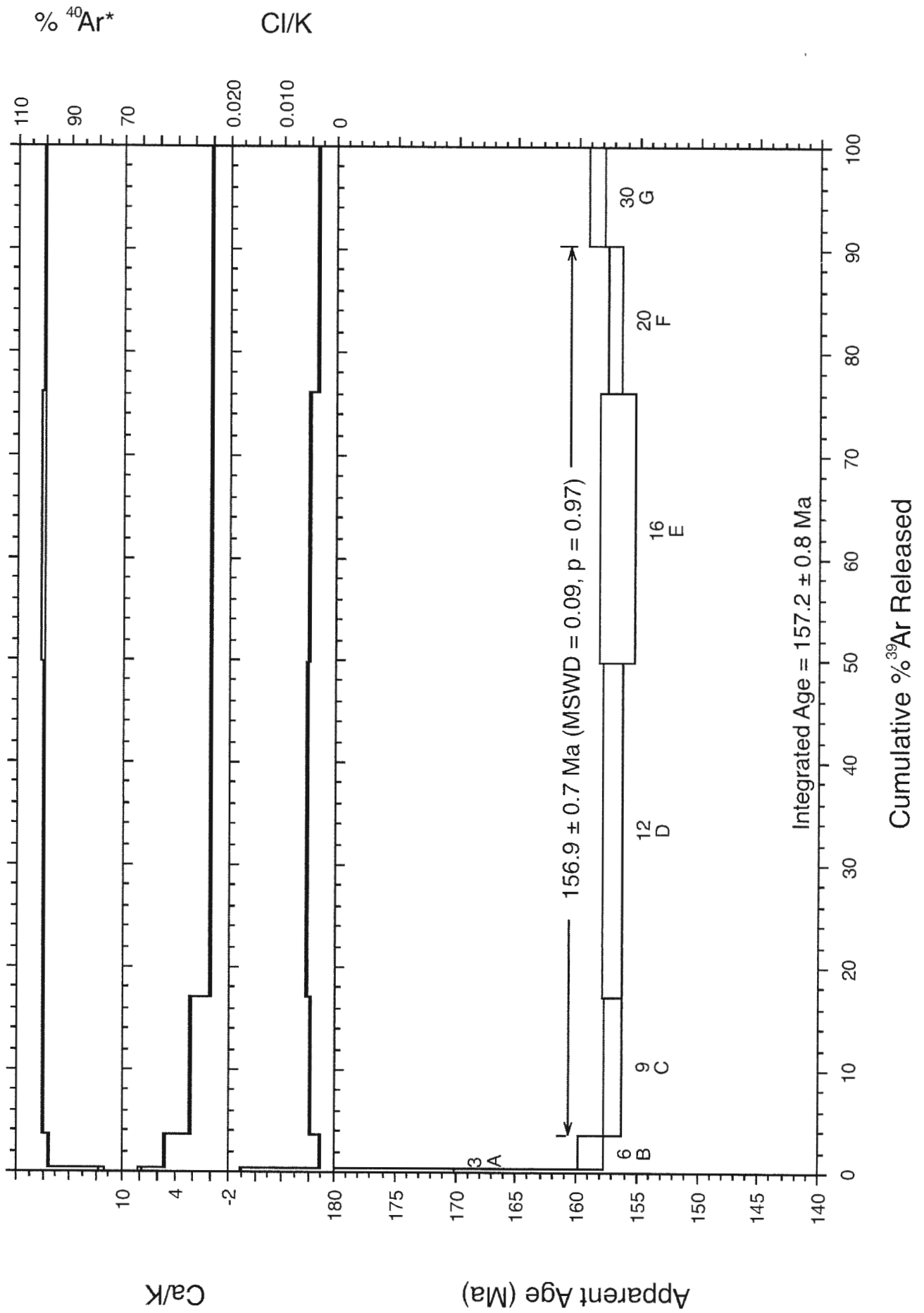
**JEFE SECCION GEOCRONOLOGIA
DEPARTAMENTO LABORATORIOS
SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA – CHILE**

Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería – Chile
Til Til 1993, Ñuñoa. Santiago - Chile
FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl - www.sernageomin.cl

**40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run
12276-01; 6752**

Sanidina

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12276-01 (6752)



Step-Heating Information

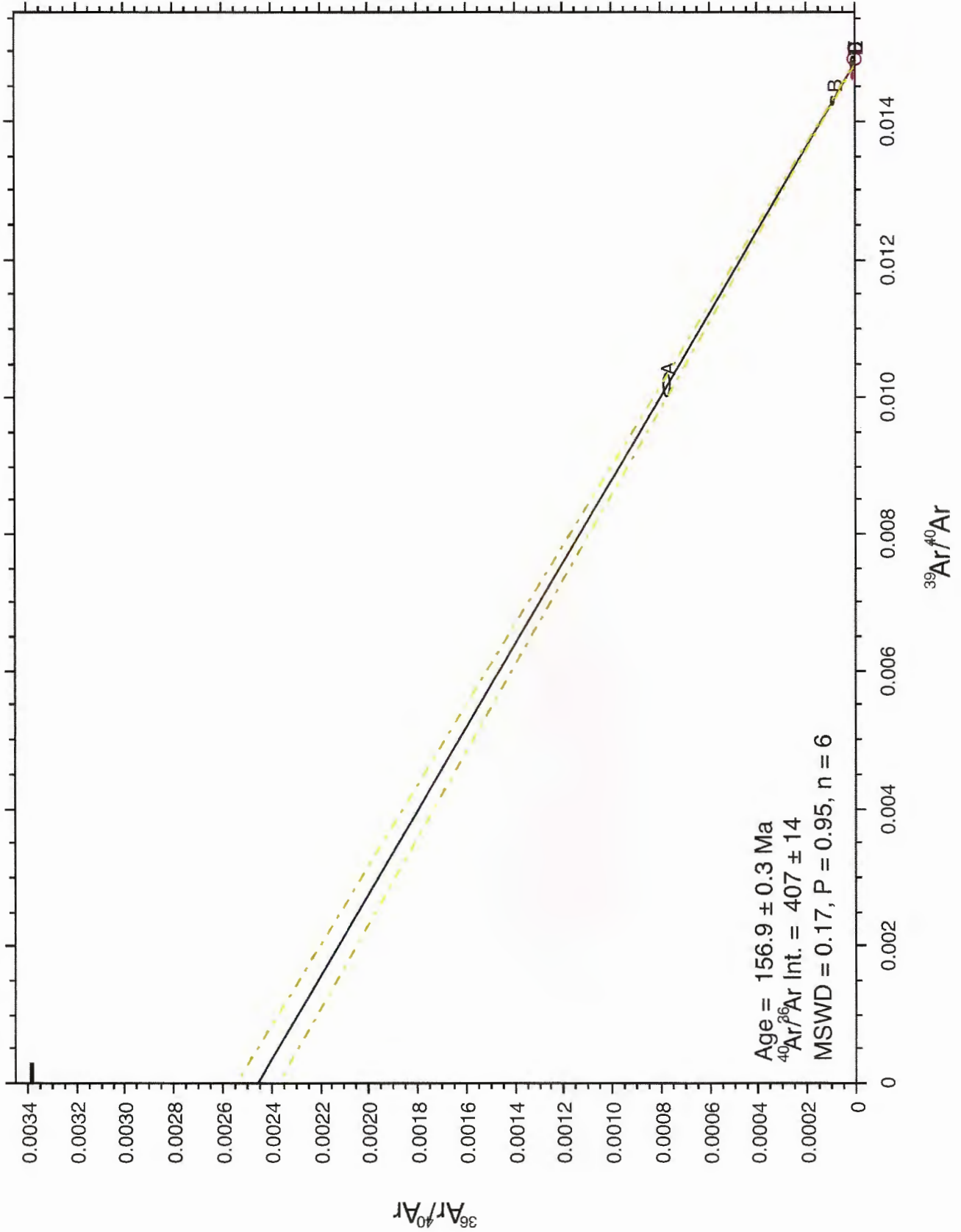
Data

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 12276-01; 6752

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar	% Step	Cum. %	%40Ar*	Age (Ma)	± Age	Group
6752, Run ID# 12276-01 (J = 0.0013486 ± 2.600000e-6):													
12276-01A	3.0	7.85837	0.01759	0.076474	1.5	75.57693	0.1552	0.4	0.4	77.2	175.09811	2.52351	1
12276-01B	6.0	5.18700	0.00282	0.006694	11.6	68.18238	1.1997	3.3	3.7	97.5	158.69707	0.55083	1
12276-01C	•9.0	2.34973	0.00471	0.000610	57.4	67.36785	4.8815	13.5	17.2	99.9	156.88129	0.34154	1
12276-01D	•12.0	0.13117	0.00528	0.000133	14.7	67.44758	11.8449	32.7	49.9	100.0	157.05911	0.40162	1
12276-01E	•16.0	0.02063	0.00518	0.000009	34.6	67.27677	9.6008	26.5	76.3	100.0	156.67815	0.73900	1
12276-01F	•20.0	0.01902	0.00343	0.000111	2.6	67.36410	5.1196	14.1	90.5	100.0	156.87292	0.27533	1
12276-01G	30.0	0.01885	0.00351	0.000317	0.9	68.06265	3.4585	9.5	100.0	99.9	158.43028	0.33968	1
Integ. Age =											157.2	0.8	
(•) Plateau Age =								86.7			156.90000	0.70000	

Sample ID	Material	Integ. Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob.	Steps	n/n-total	% Gas
6752	12276-01 Santidina	157.2	0.8	156.9	0.7	0.1	0.97	C-F	4/7	86.7
										12

Isochron for Run 12276 (6752)



Isochron Information

Data

Summary Isochron Data for 12276-01A to 12276-01G

Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)Isoct	%±	(39/40)Isoch	%±	Correl 36/39	Group
6752								1
12276-01A	OK	75.57693	0.0007714	2.1	0.01022	1.372	0.020	1
12276-01B	OK	68.18238	0.000848	2.5	0.01430	0.356	0.017	1
12276-01C	OK	67.36785	0.000039	24.7	0.01483	0.226	0.002	1
12276-01D	OK	67.44758	0.0000017	14.3	0.01482	0.267	0.004	1
12276-01E	OK	67.27677	0.0000001	295.9	0.01486	0.492	0.000	1
12276-01F	OK	67.36410	0.0000016	25.5	0.01484	0.183	0.002	1
12276-01G	Deleted	68.06265	0.0000046	20.9	0.01467	0.222	0.003	1

Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct. Gas	Steps
6752	12276-01	156.899	0.34	407.2	14.4	0.168	0.955	6	0.0	-



**Servicio Nacional de Geología y Minería
Subdirección Nacional de Geología
Departamento de Laboratorios**

Documento Externo

**Este trabajo fue efectuado por:
Carlos Pérez de Arce Raveau**

**SR. REMIGIO RUIZ
EMPRESA: INSTITUTO DE RECURSOS MINERALES
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA - ARGENTINA**

**SECCION GEOCRONOLOGIA
INFORME AR/AR N° 04/2011**

2011

 Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería – Chile
Til Til 1993, Ñuñoa. Santiago - Chile
FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl – www.sernageomin.cl



Santiago, 14 de enero del 2011

Informe Ar/Ar 04/2011

Solicitante Sr. Remigio Ruiz
Instituto de Recursos Minerales
Universidad Nacional de La Plata - Argentina

Muestra : **6769**
Material : Sanidina
Nº interno : 12275-01

Análisis de step heating

Edad integrada: 156.4 ± 0.7 Ma
Edad Plateau: **156.3 ± 0.7 Ma**
Pasos en el plateau: 6/7 (99.1% en el plateau)
MSWD Plateau: 0.58

Análisis de Isócrona

Edad Isócrona: 156.1 ± 0.8 Ma
Pasos: 6/7 (Sin paso A)
Intercepto 40/36: 380 ± 90
MSWD Isócrona: 0.54

Comentarios:

Todos los resultados obtenidos, son concordantes. No se puede asegurar si existe un exceso de Ar todos los pasos, tienen similar contenido de Ar radiogénico y se agrupan en una nube muy cerca del eje. En todo caso de existir tiene baja relevancia pues los resultados son todos iguales.

Se recomienda usar el resultado obtenido con el plateau.



Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería - Chile
Til Til 1993, Ñuñoa. Santiago - Chile
FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl - www.sernageomin.cl



DATOS ADICIONALES

Razón 40/36 de argón atmosférico:	295.5 ± 0.5
MSWD aceptable:	< 3
Condiciones mínimas para el plateau:	3 pasos consecutivos con concordancia de error a 2 sigma y por lo menos un 50% de Ar ³⁹ .

En el informe, los errores en las edades están expresados en el ámbito de dos sigma de confiabilidad.

En los espectros de step-heating, los errores están expresados con dos sigmas de confiabilidad.

En las tablas de datos y el diagrama de isócrona inversa, los datos están expresados con un sigma de confiabilidad.

Cada tres o cuatro pasos se hicieron análisis de niveles de blancos, que permitieron ir corrigiendo los resultados posteriores.

CARLOS PEREZ DE ARCE R.

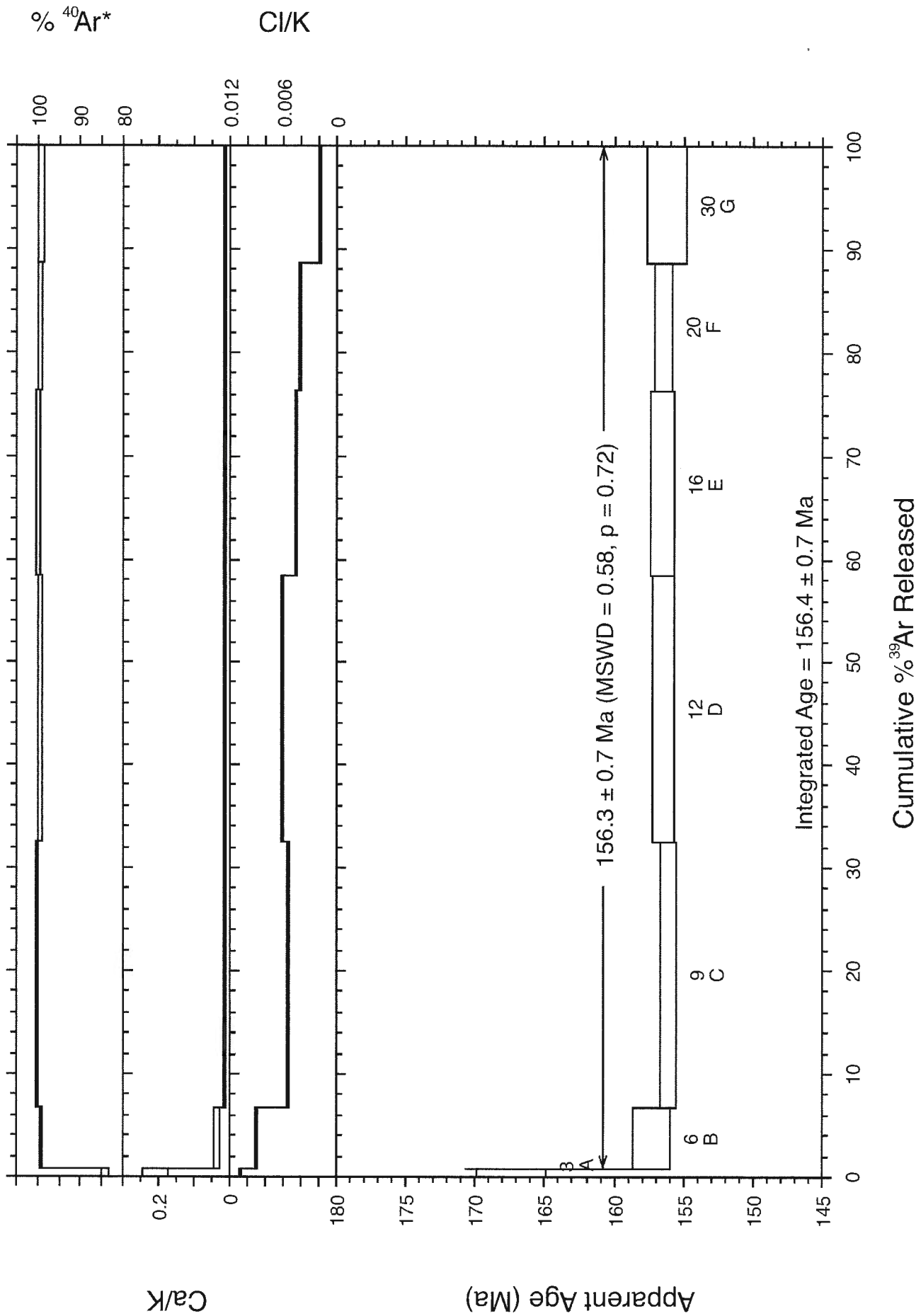
**JEFE SECCION GEOCRONOLOGIA
DEPARTAMENTO LABORATORIOS
SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA - CHILE**

Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería - Chile
Til Til 1993, Ñuñoa. Santiago - Chile
FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl - www.sernageomin.cl

**40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run
12275-01; 6769**

Sanidina

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12275-01 (6769)



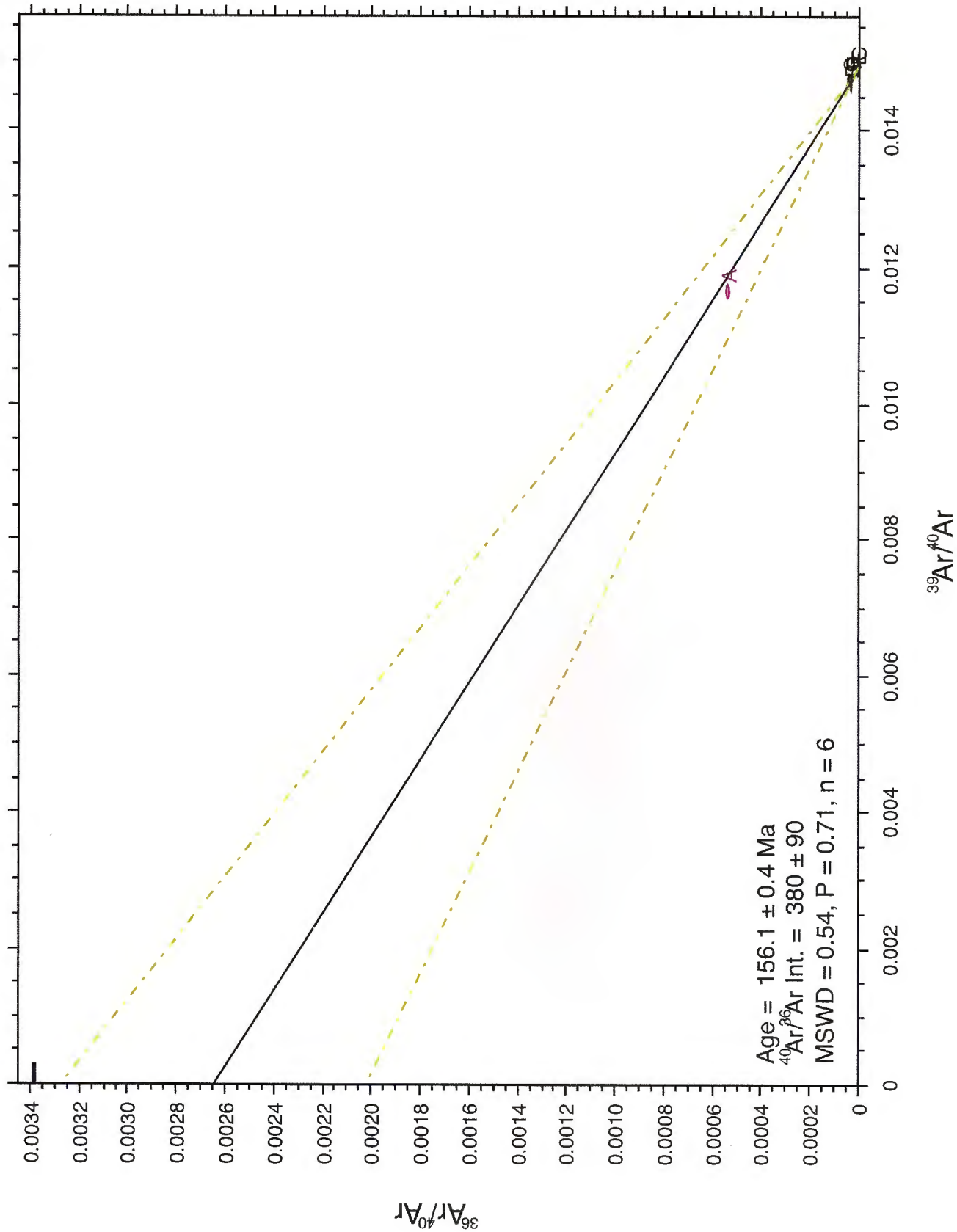
Step-Heating Information

Data
40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 12275-01; 6769

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar x e-14	% Step	Cum. %	%40Ar*	Age (Ma)	± Age	Group
6769, Run ID# 12275-01	J = 0.0013481 ± 2.600000e-6;												
12275-01A	3.0	0.20353	0.01079	0.045971	0.1	72.10351	0.3300	0.9	0.9	84.2	167.34983	1.23963	1
12275-01B	•6.0	0.03294	0.00898	0.002157	0.2	67.54316	2.1058	5.9	6.8	99.1	157.21306	0.69826	1
12275-01C	•9.0	0.01250	0.00534	0.000341	0.5	67.00457	9.2366	25.8	32.6	99.9	156.01210	0.31190	1
12275-01D	•12.0	0.01275	0.00611	0.001848	0.1	67.17399	9.3236	26.0	58.6	99.2	156.38997	0.36922	1
12275-01E	•16.0	0.01204	0.00459	0.000425	0.4	67.22259	6.3668	17.8	76.4	99.8	156.49835	0.43001	1
12275-01F	•20.0	0.01139	0.00414	0.001729	0.1	67.16827	4.4332	12.4	88.8	99.2	156.37722	0.29238	1
12275-01G	•30.0	0.01180	0.00183	0.002526	0.1	67.08762	4.0258	11.2	100.0	98.9	156.19736	0.72652	1
Integ. Age =											156.4	0.7	
(•) Plateau Age =								99.1			156.30000	0.70000	

Sample ID	Material	Integ. Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob.	Steps	n/n-total	% Gas
6769	12275-01 Sanidina	156.4	0.7	156.3	0.7	0.6	0.72	B-G	6/7	99.1
										12

Isochron for Run 12275 (6769)



Isochron Information

Data

Summary Isochron Data for 12275-01A to 12275-01G

Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)isoch	%±	(39/40)isoch	%±	Correl	36/39	Group
6769									1
12275-01A	Deleted	72.10351	0.0005362	1.5	0.01167	0.698	0.096		1
12275-01B	OK	67.54316	0.0000316	3.9	0.01467	0.462	0.011		1
12275-01C	OK	67.00457	0.0000050	9.3	0.01490	0.208	0.012		1
12275-01D	OK	67.17399	0.0000273	1.5	0.01477	0.246	0.047		1
12275-01E	OK	67.22259	0.0000063	10.5	0.01485	0.286	0.007		1
12275-01F	OK	67.16827	0.0000255	4.6	0.01478	0.192	0.014		1
12275-01G	OK	67.08762	0.0000372	2.9	0.01474	0.483	0.056		1

Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct. Gas	Steps
6769	12275-01	156.105	0.43	377.8	89.4	0.536	0.710	6	0.0	-



Santiago, 14 de enero del 2011

Informe Ar/Ar 06/2011

Solicitante Sr. Remigio Ruiz
Instituto de Recursos Minerales
Universidad Nacional de La Plata - Argentina

Muestra : **6627**
Material : Sanidina
Nº interno : 12243-01

Análisis de step heating

Edad integrada: 161.8 ± 1.0 Ma
Edad Plateau: **157.6 ± 1.0 Ma**
Pasos en el plateau: 4/7 (83.6% en el plateau)
MSWD Plateau: 0.23

Análisis de Isócrona

Edad Isócrona: 157.4 ± 1.8 Ma
Pasos: 4/7 (Sin pasos A, B y C)
Intercepto 36/40: 350 ± 170
MSWD Isócrona: 0.29

Comentarios:

Todos los resultados obtenidos, son concordantes. Se recomienda usar el resultado obtenido con el plateau.



Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería - Chile
Til Til 1993, Ñuñoa. Santiago - Chile
FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl - www.sernageomin.cl



Muestra : **11329**
Material : Adularia
Nº interno : 12244-01

Análisis de step heating

Edad integrada: 156.5 ± 0.9 Ma
Edad Plateau: **156.5 ± 0.9 Ma**
Pasos en el plateau: 8/8 (100% en el plateau)
MSWD Plateau: 1.05

Análisis de Isócrona

Edad Isócrona: 156.4 ± 0.8 Ma
Pasos: 8/8 (Todos los pasos)
Intercepto 36/40: 296.0 ± 0.7
MSWD Isócrona: 1.1

Comentarios:

Todos los resultados obtenidos, son concordantes. Se recomienda usar el resultado obtenido con el plateau.





DATOS ADICIONALES

Razón 40/36 de argón atmosférico:	295.5 ± 0.5
MSWD aceptable:	< 3
Condiciones mínimas para el plateau:	3 pasos consecutivos con concordancia de error a 2 sigma y por lo menos un 50% de Ar ³⁹ .

En el informe, los errores en las edades están expresados en el ámbito de dos sigma de confiabilidad.

En los espectros de step-heating, los errores están expresados con dos sigmas de confiabilidad.

En las tablas de datos y el diagrama de isócrona inversa, los datos están expresados con un sigma de confiabilidad.

Cada tres o cuatro pasos se hicieron análisis de niveles de blancos, que permitieron ir corrigiendo los resultados posteriores.

CARLOS PEREZ DE ARCE R.

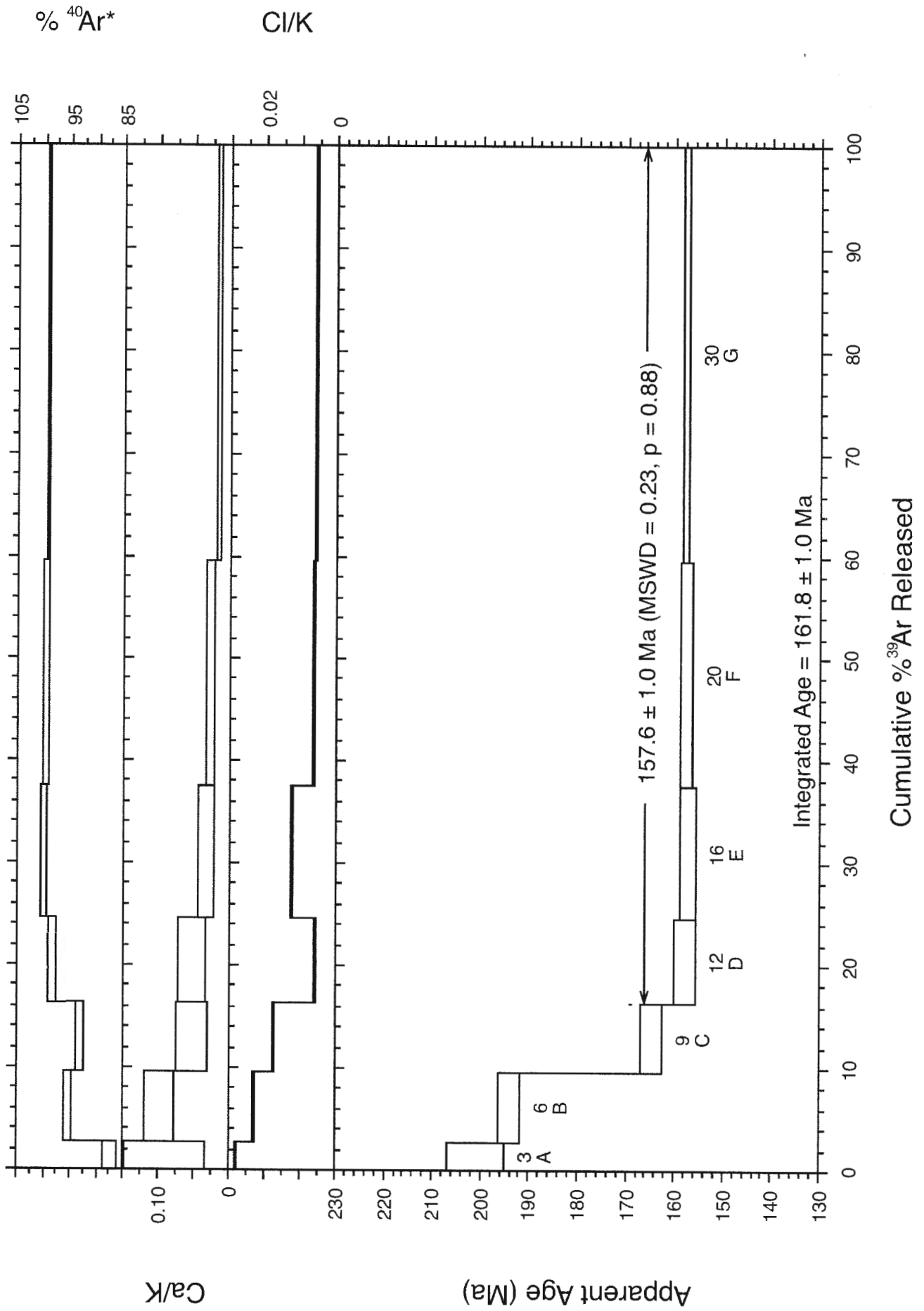
**JEFE SECCION GEOCRONOLOGIA
DEPARTAMENTO LABORATORIOS
SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA - CHILE**

Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería - Chile
Til Til 1993, Ñuñoa. Santiago - Chile
FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl - www.sernageomin.cl

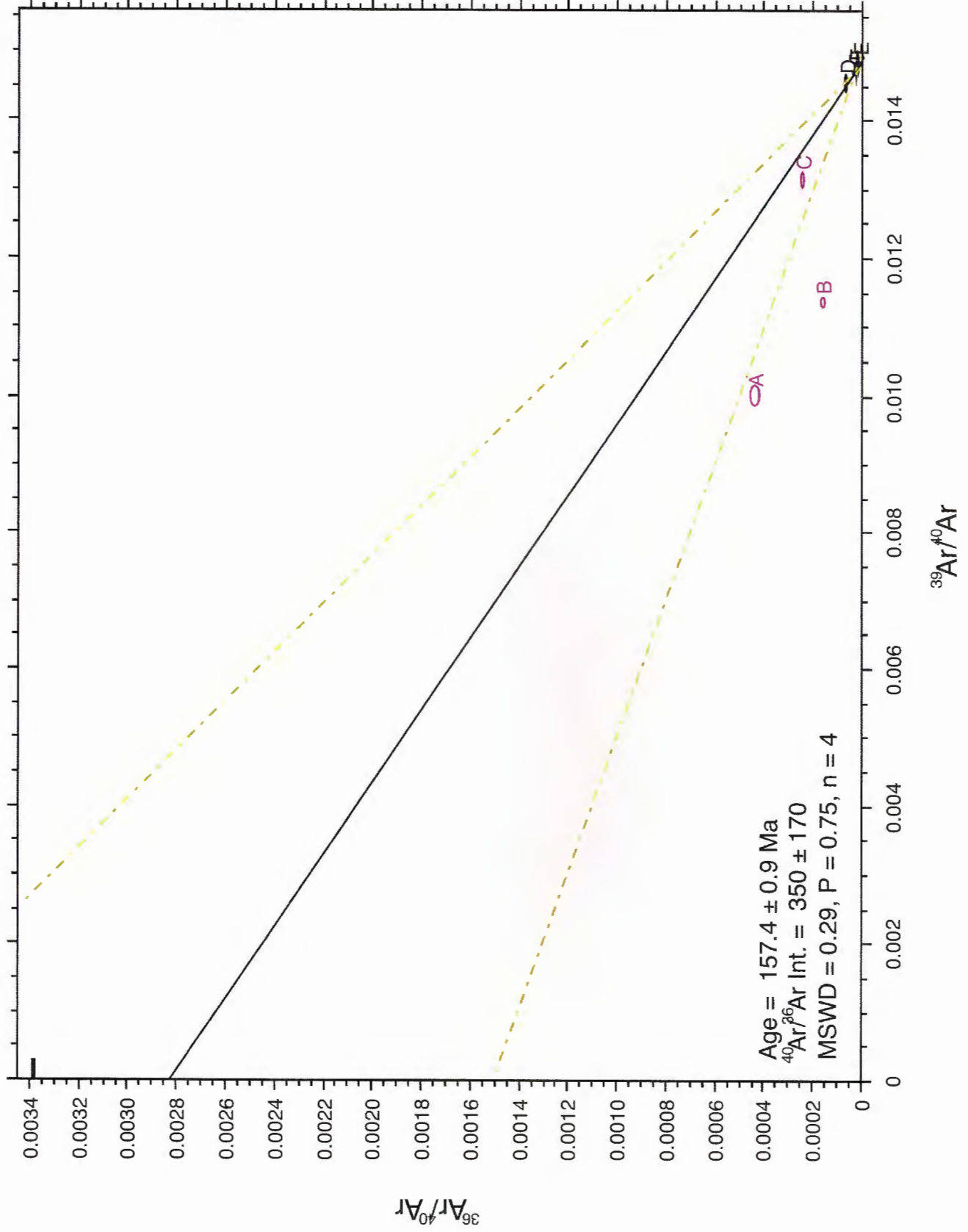
**40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run
12243-01; 6627**

Sanidina

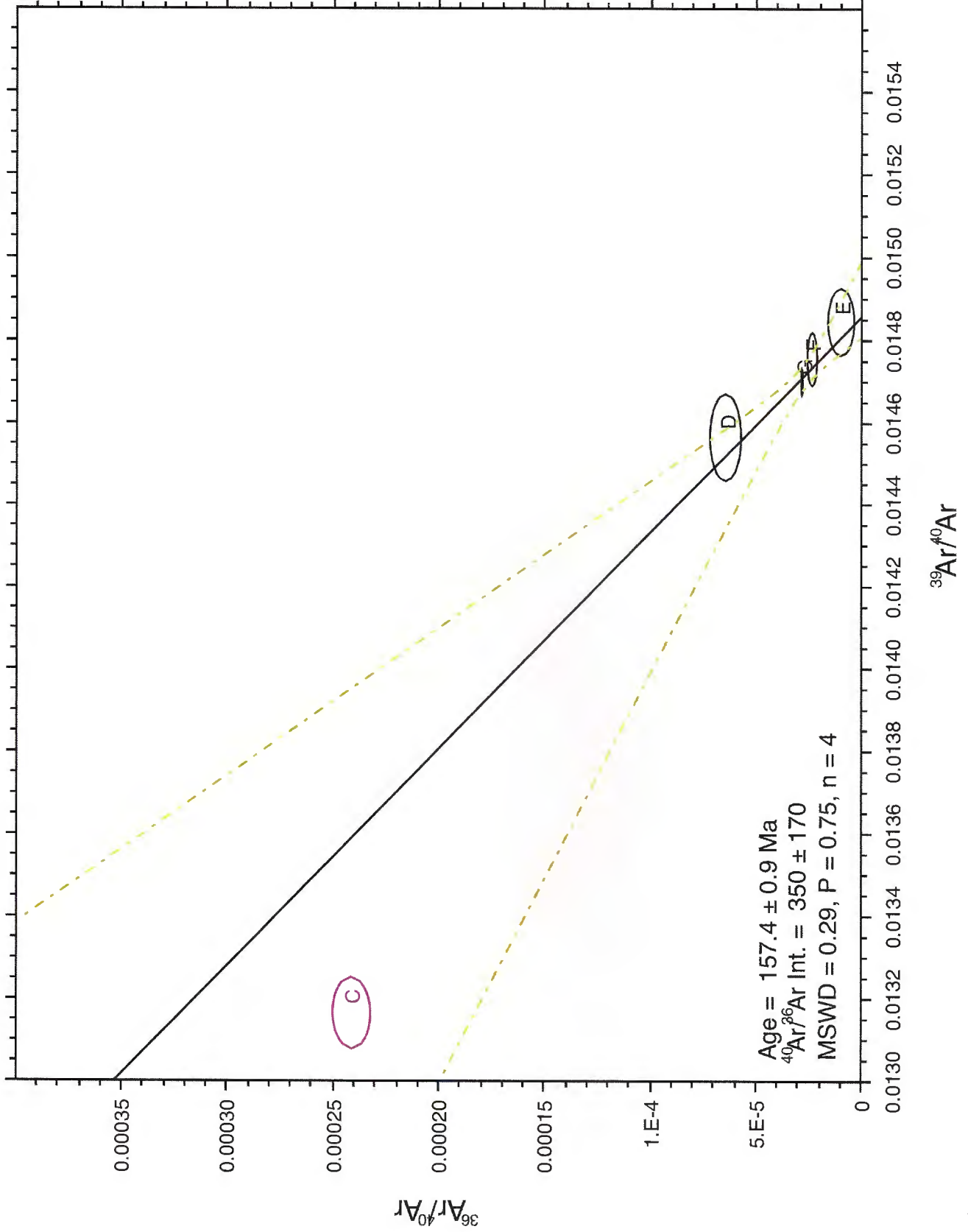
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12243-01 (6627)



Isochron for Run 12243 (6627)



Isochron for Run 12243 (6627)



Isochron Information

Data
 Summary Isochron Data for 12243-01A to 12243-01G

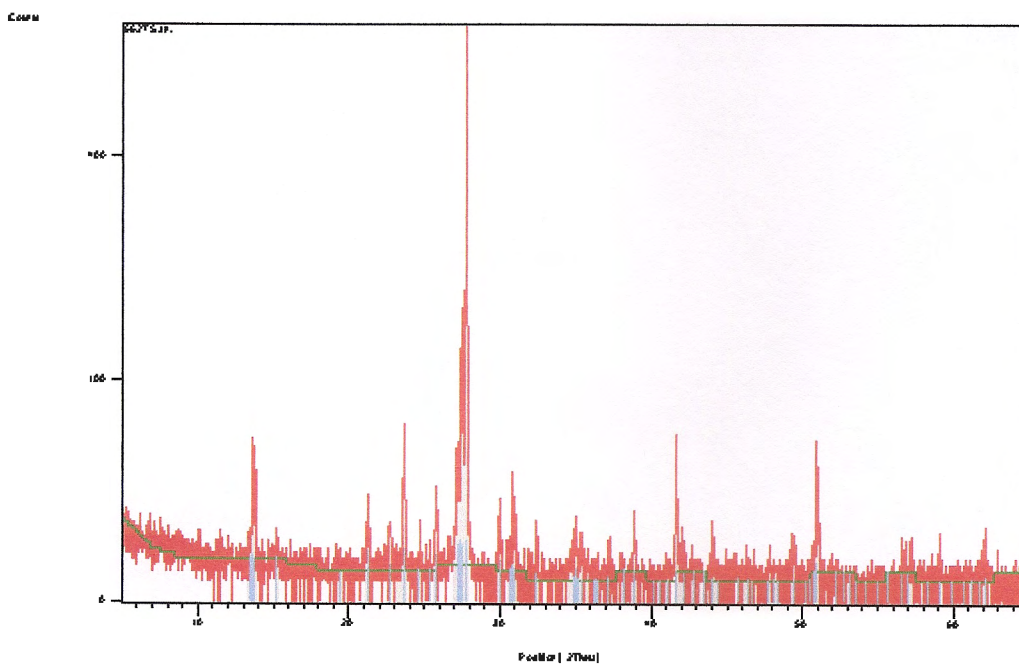
Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)isoc %±	(39/40)isoc %±	Correl 36/37 Group
6627					
12243-01A	Deleted	86.87771	0.0004357	4.7 0.01003	1.41 0.006 1
12243-01B	Deleted	83.76899	0.0001592	5.6 0.01138	0.569 0.009 1
12243-01C	Deleted	70.54431	0.0002409	3.7 0.01317	0.654 0.024 1
12243-01D	OK	67.36578	0.0000634	13.1 0.01457	0.721 0.007 1
12243-01E	OK	67.17777	0.0000093	72.6 0.01485	0.543 0.001 1
12243-01F	OK	67.30553	0.0000233	10.3 0.01476	0.433 0.008 1
12243-01G	OK	67.4738	0.0000274	4.7 0.0147	0.208 0.011 1

Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct. Gas	Steps
6627	12243-01	157.4	0.87	353.6	165.3	0.286	0.751	4	0	-

Anchor Scan Parameters

Dataset Name:	6627 San.
File name:	C:\X'Pert Data\6627 San..\xrdml
Measurement Date / Time:	5/4/2010 2:28:10 AM
Operator:	Servico Nacional
Raw Data Origin:	XRD measurement (*.XRDML)
Scan Axis:	Gonio
Start Position [°2Th.]:	5.0100
End Position [°2Th.]:	64.9900
Step Size [°2Th.]:	0.0200
Scan Step Time [s]:	0.5000
Scan Type:	Continuous
Offset [°2Th.]:	0.0000
Divergence Slit Type:	Fixed
Divergence Slit Size [°]:	1.0000
Specimen Length [mm]:	10.00
Receiving Slit Size [mm]:	0.1000
Measurement Temperature [°C]:	25.00
Anode Material:	Cu
K-Alpha1 [Å]:	1.54060
K-Alpha2 [Å]:	1.54443
K-Beta [Å]:	1.39225
K-A2 / K-A1 Ratio:	0.50000
Generator Settings:	30 mA, 40 kV
Diffractometer Type:	0000000000030722
Diffractometer Number:	0
Goniometer Radius [mm]:	240.00
Dist. Focus-Diverg. Slit [mm]:	91.00
Incident Beam Monochromator:	No
Spinning:	No

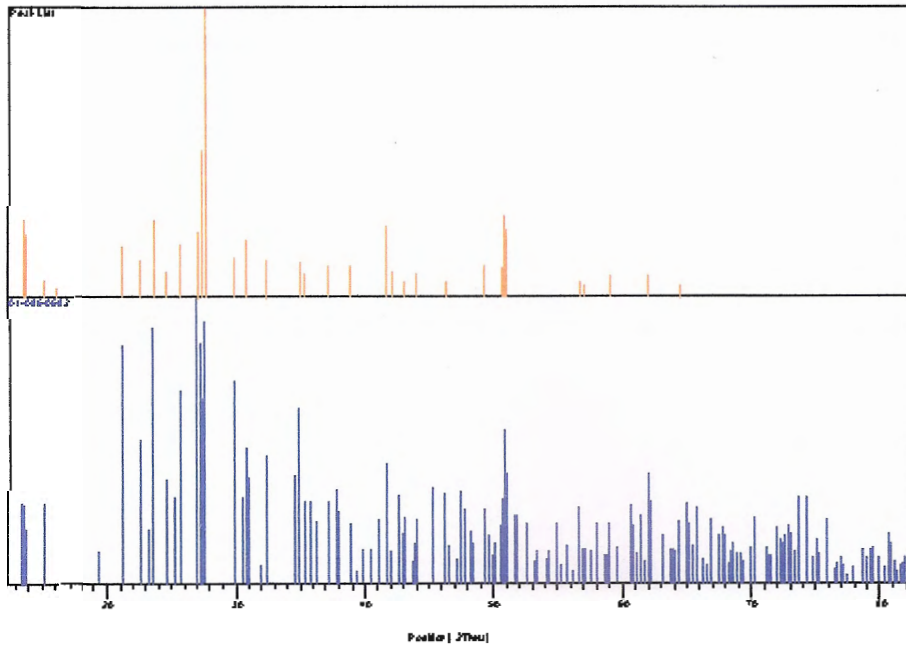
Graphics



Pattern List

Visible Fac.	Ref.Code	Chem. Formula	Score	Compound Name	Displ.[°2Th]	Scale
*	01-086-0682		25	Potassium sodium t..		0.067
0.174		(K0.831 Na0.169)..				

Graphics



**40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run
12244-01; 11329**

Adularia

Step-Heating Information

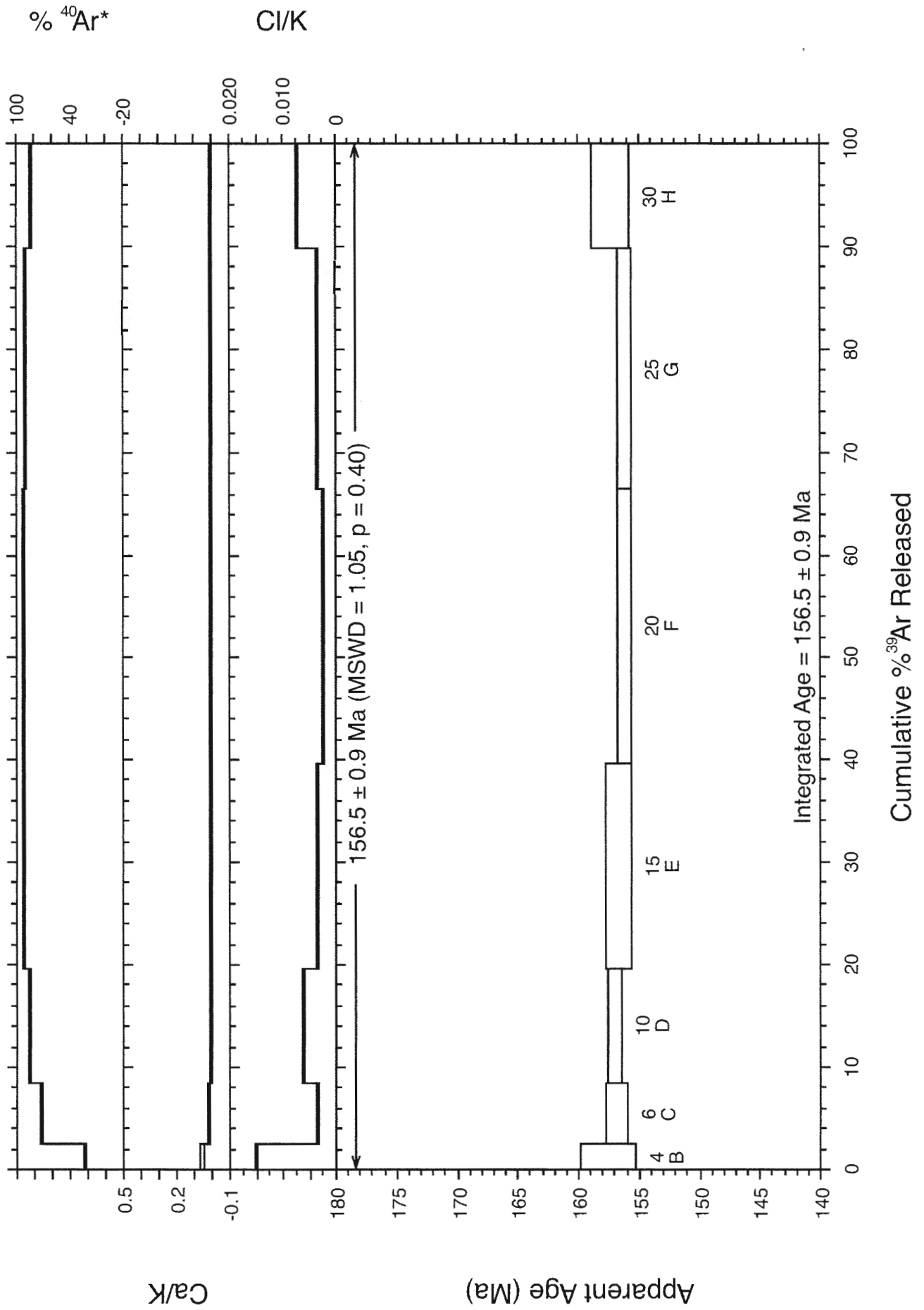
Data

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 12244-01; 11329

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar x e-14	% Step	Cum. %	%40Ar*	Age (Ma)	± Age	Group
11329, Run ID# 12244-01	(J = 0.001366 ± 3.800000e-6):												
12244-01A	•2.0	0.31714	0.00908	7.847854	0.0	61.98319	0.1438	0.2	0.2	2.6	146.62106	22.50200	1
12244-01B	•4.0	0.05024	0.01498	0.743901	0.0	66.76482	1.8237	2.4	2.6	23.3	157.45197	1.15169	1
12244-01C	•6.0	0.01596	0.00367	0.083087	0.0	66.44373	4.4942	5.9	8.5	73.0	156.72670	0.41920	1
12244-01D	•10.0	0.00859	0.00600	0.039646	0.0	66.49430	8.5573	11.2	19.7	85.0	156.84096	0.28668	1
12244-01E	•15.0	0.00300	0.00350	0.018726	0.0	66.38072	15.2716	20.0	39.7	92.3	156.58434	0.50104	1
12244-01F	•20.0	0.00121	0.00236	0.020957	0.0	66.16475	20.4725	26.8	66.6	91.4	156.09632	0.29450	1
12244-01G	•25.0	0.00157	0.00370	0.027767	0.0	66.17638	17.7753	23.3	89.9	89.0	156.12260	0.27343	1
12244-01H	•30.0	0.00321	0.00721	0.046180	0.0	66.66769	7.7112	10.1	100.0	83.0	157.23261	0.73330	1
Integ. Age=											156.5	0.9	
(•) Plateau Age =								100.0			156.50000	0.90000	

Sample ID	Material	Integ. Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob.	Steps	n/n-total	% Gas
11329 12244-01	Adularia	156.5	0.9	156.5	0.9	1.0	0.40	A-H	8/8	100.0
										12

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12244-01 (11329)



Step-Heating Information

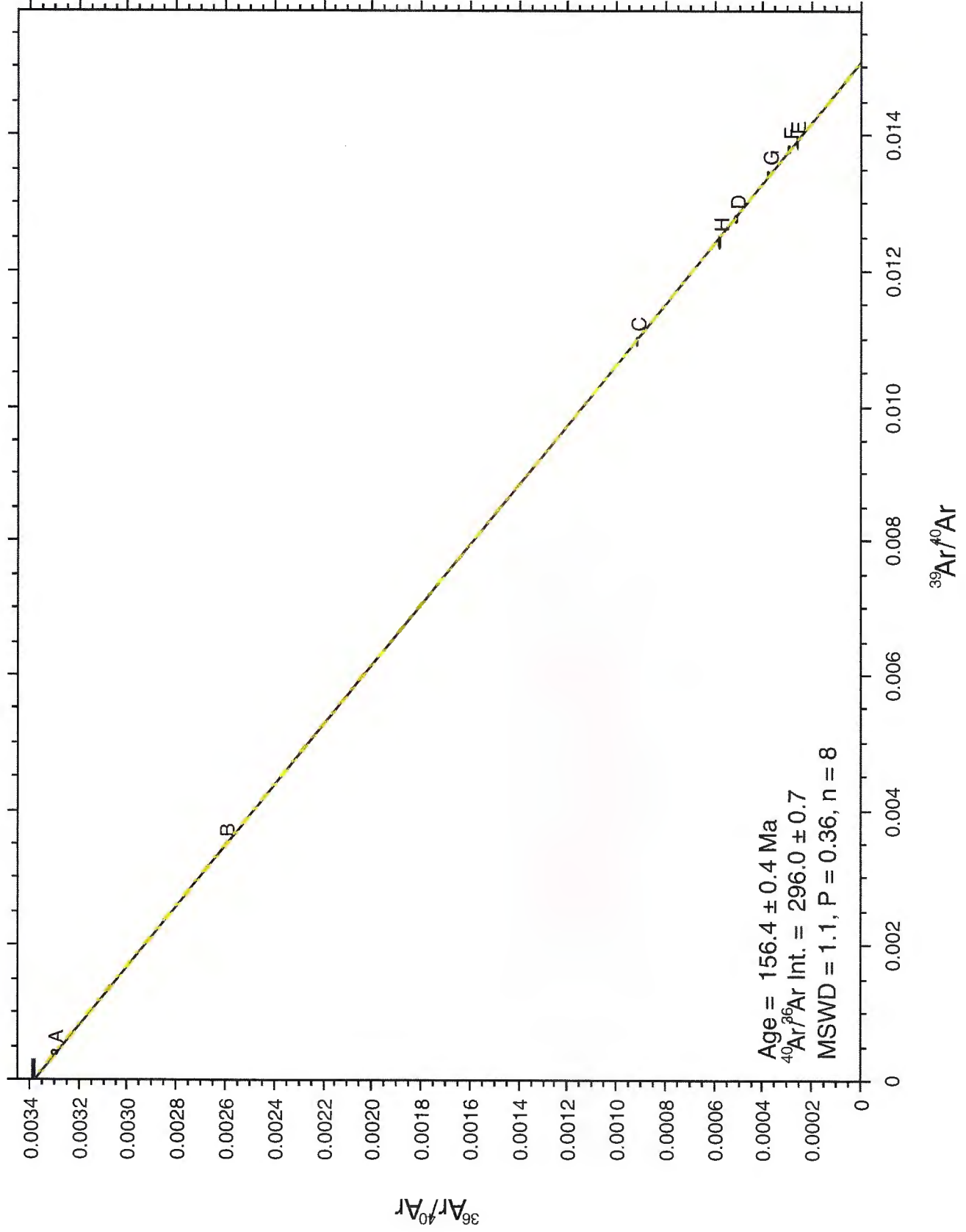
Data

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 12244-01; 11329

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar x e-14	% Step	Cum. %	%40Ar*	Age (Ma)	± Age	Group	
11329, Run ID# 12244-01 (J = 0.001366 ± 3.800000e-6):														
12244-01A	•2.0	0.31714	0.00908	7.847854	0.0	61.98319	0.1438	0.2	0.2	2.6	146.62106	22.50200	1	
12244-01B	•4.0	0.05024	0.01498	0.743901	0.0	66.76482	1.8237	2.4	2.6	23.3	157.45197	1.15169	1	
12244-01C	•6.0	0.01596	0.00367	0.083087	0.0	66.44373	4.4942	5.9	8.5	73.0	156.72670	0.41920	1	
12244-01D	•10.0	0.00859	0.00600	0.039646	0.0	66.49430	8.5573	11.2	19.7	85.0	156.84096	0.28668	1	
12244-01E	•15.0	0.00300	0.00350	0.018726	0.0	66.38072	15.2716	20.0	39.7	92.3	156.58434	0.50104	1	
12244-01F	•20.0	0.00121	0.00236	0.020957	0.0	66.16475	20.4725	26.8	66.6	91.4	156.09632	0.29450	1	
12244-01G	•25.0	0.00157	0.00370	0.027767	0.0	66.17638	17.7753	23.3	89.9	89.0	156.12260	0.27343	1	
12244-01H	•30.0	0.00321	0.00721	0.046180	0.0	66.66769	7.7112	10.1	100.0	83.0	157.23261	0.73330	1	
Integ. Age =												156.5	0.9	
(•) Plateau Age =												156.50000	0.90000	

Sample ID	Material	Integ. Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob.	Steps	n/n-total	% Gas
11329	12244-01 Adularia	156.5	0.9	156.5	0.9	1.0	0.40	A-H	8/8	100.0
										12

Isochron for Run 12244 (11329)



Isochron Information

Data

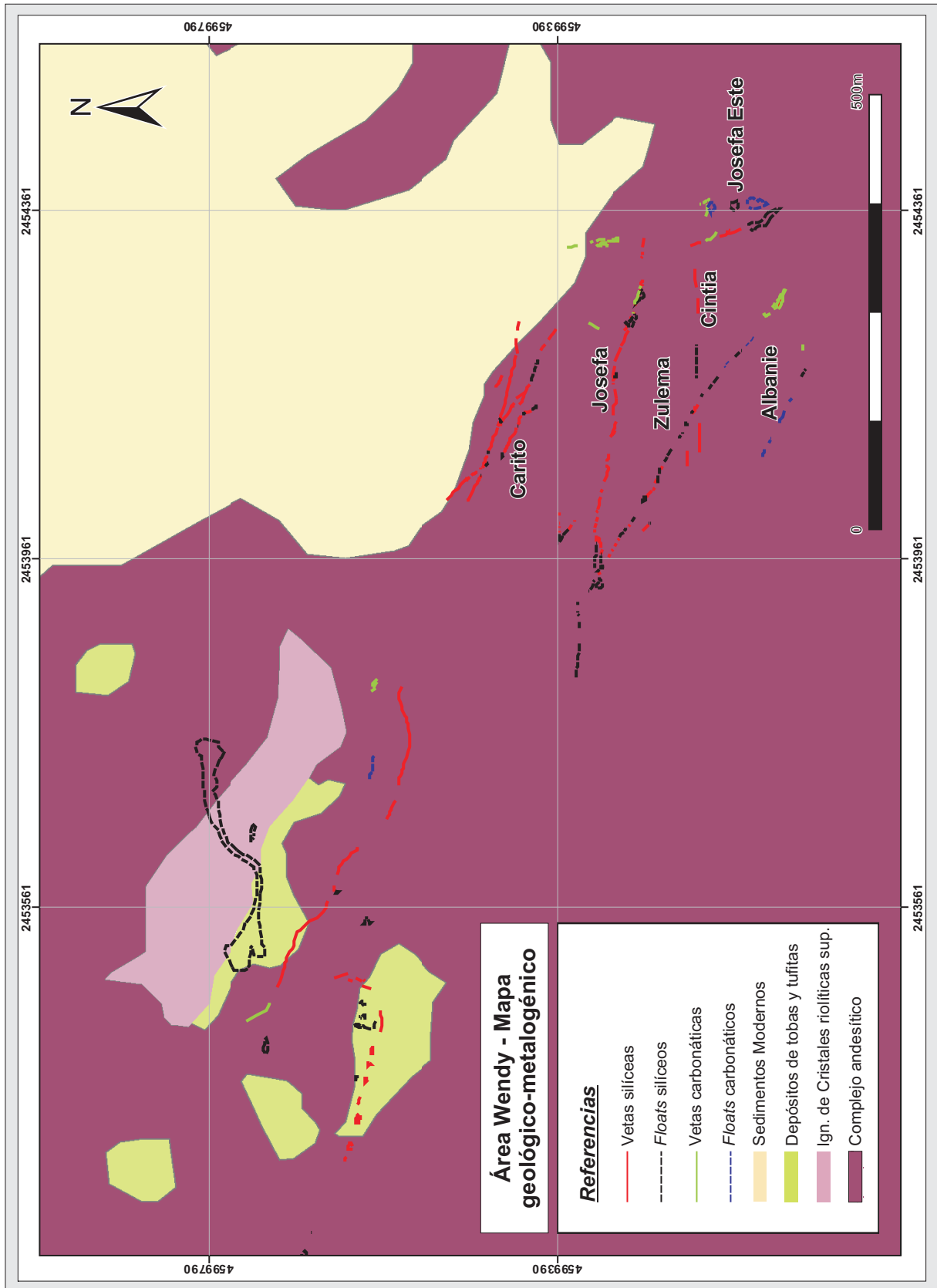
Summary Isochron Data for 12244-01A to 12244-01H

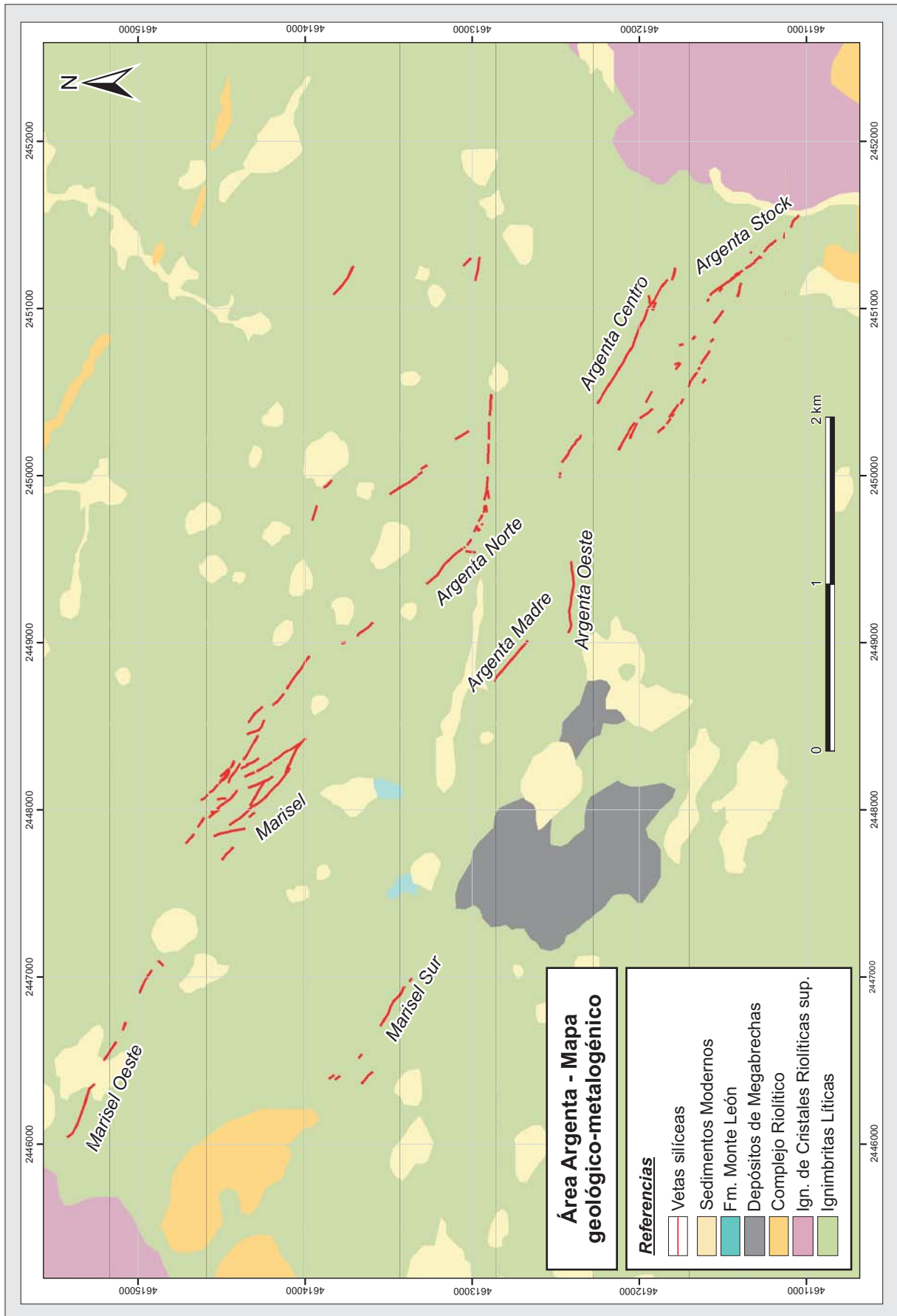
Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)isocf	%±	(39/40)isoch	%±	Correl 36/39	Group
11329								1
12244-01A	OK	61.98319	0.0032960	0.4	0.00042	1.773	0.108	1
12244-01B	OK	66.76482	0.0025957	0.2	0.00349	0.279	0.152	1
12244-01C	OK	66.44373	0.0009131	0.3	0.01099	0.246	0.217	1
12244-01D	OK	66.49430	0.0005069	0.3	0.01279	0.178	0.161	1
12244-01E	OK	66.38072	0.0002604	0.6	0.01391	0.321	0.208	1
12244-01F	OK	66.16475	0.0002896	0.5	0.01382	0.183	0.214	1
12244-01G	OK	66.17638	0.0003733	0.3	0.01344	0.169	0.336	1
12244-01H	OK	66.66769	0.0005750	0.4	0.01245	0.473	0.077	1

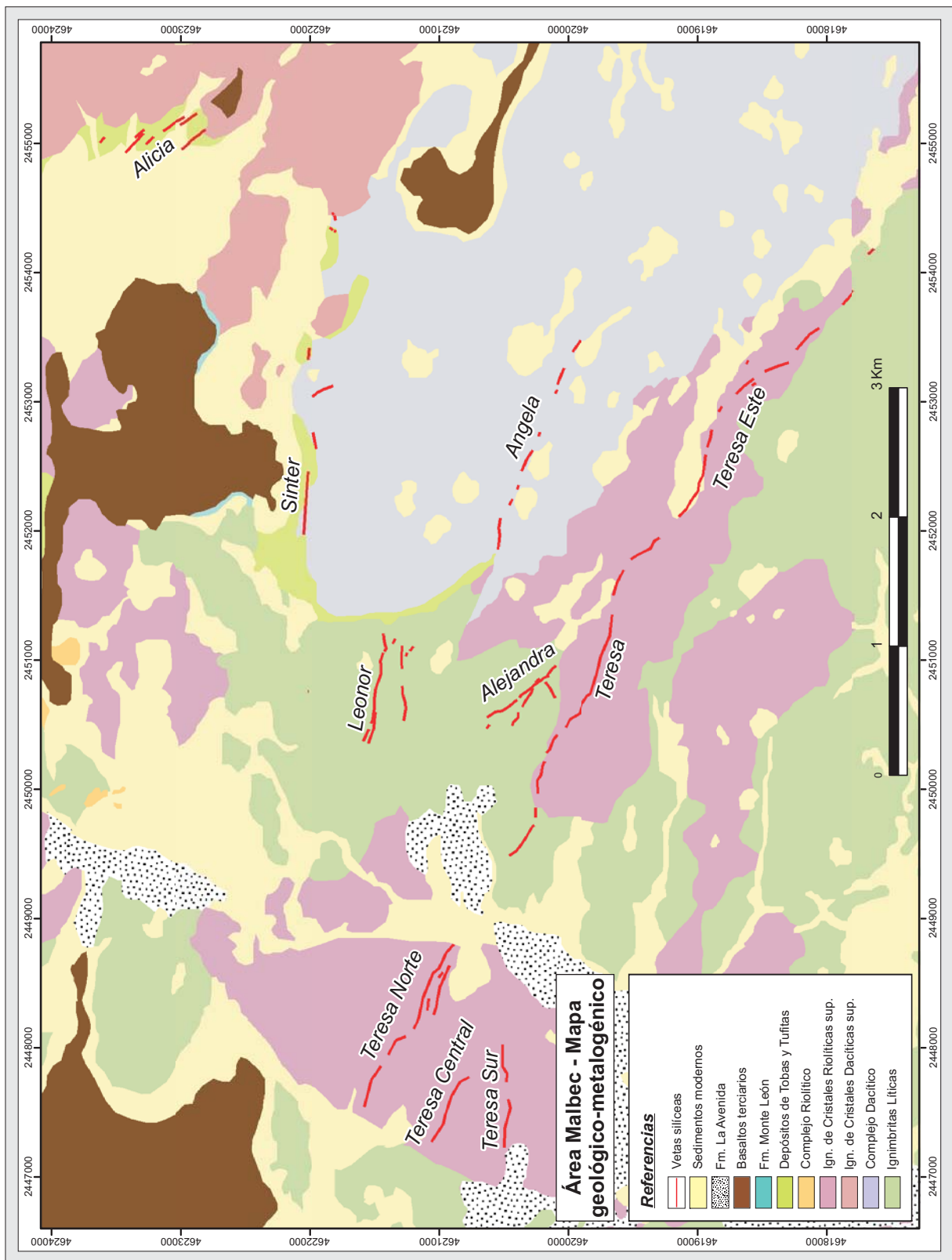
Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct. Gas	Steps
11329	12244-01	156.411	0.45	296.0	0.7	1.101	0.359	8	0.0	-

ANEXO V

*Mapas Geológicos - Metalogénicos
de detalle de las áreas Wendy,
Argenta y Malbec*







ANEXO VI

*Isótopos estables de Carbono,
Azufre y Oxígeno.*

VNIVERSIDAD DE SALAMANCA
SERVICIO GENERAL DE ANALISIS DE ISOTOPOS ESTABLES

FACULTAD DE CIENCIAS

E 37008 - Salamanca

Tfno.: (+34) 923 294500; Extensión 1540

FAX: (+34) 923 294514

C.I.F. Q-37-18001-E

D. Remigio Ruiz
Instituto de Recursos Minerales
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata
Paseo del Bosque s/n
1900 La Plata
ARGENTINA

Salamanca, 11 Diciembre 2008

Ref. Laboratorio: P726/08

Análisis	Nº Linea	Muestra	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ‰	Rendimiento %
SS-5661	S-5309	NBS-123	Sph	17,4	91,2
-5620	S-5272	NZ-1	Ag ₂ S	-0,2	92,1
-5637	S-5285	264	Py	3,5	107,0
-5634	S-5282	1210	Py	3,1	88,3
-5629	S-5277	1600	Aspy	2,7	98,0
-5631	S-5279	1600	Aspy	2,3	93,9
-5633	S-5281	1718	Py	3,5	83,1
-5652	S-5300	6848	Calcosina	6,4	
-5658	S-5306	6885	Calcosina	5,8	
-5655	S-5303	6887	Calcosina	7,0	
-5648	S-5296	6889	Ga	6,2	89,1
-5660	S-5308	6898	Calcosina	6,0	
-5630	S-5278	7065	Aspy	0,0	100,2
-5635	S-5283	7225	Py	3,6	85,0
-5625	S-5273	7280	Sph	2,9	98,4
-5624	S-5271	7283	Ga	1,5	100,6
-5627	S-5275	7283	Sph	3,2	93,8
-5621	S-5268	7285	Ga	1,5	93,0

-5664	S-5310	10.623	Sph	6,0	80,5
-5663	S-5311	10.623	Ga	3,0	49,0
-5647	S-5295	10666	Cpy	-0,2	76,0
-5653	S-5301	10666	Pgy	-1,4	87,2
-5639	S-5287	10692	Cpy	-0,3	130,5
-5641	S-5289	10692	Sph	-0,8	49,6
-5665	S-5312	11.283	Ga	-0,9	73,6
-5662	S-5313	11.292	Py	0,9	46,8
-5640	S-5288	11301	Py	0,7	89,4
-5656	S-5304	11301	Pgy	-3,4	82,0
-5654	S-5302	11311	Pgy	-4,5	91,7
-5642	S-5290	11321	Py	0,3	82,1
-5646	S-5294	11331	Cpy	0,3	68,4
-5649	S-5297	11331	Sph	-0,3	34,3
-5643	S-5291	11335	Py	-0,2	82,9
-5644	S-5292	11335	Sph	-0,3	66,2
-5659	S-5307	11335	Pgy	-1,1	86,4
-5628	S-5276	1292 a	Sph	2,7	89,2
-5622	S-5269	1292 b	Ga	0,9	92,6
-5626	S-5274	1502 b	Sph	2,6	92,3
-5623	S-5270	1502 c	Ga	1,1	95,3
-5632	S-5280	1586 b	Aspy	1,9	99,8
-5651	S-5299	6888-2	Ga	5,6	91,3
-5650	S-5298	6888-20	Ga	6,1	92,1
-5636	S-5284	7152 a	Py	2,7	89,2
-5638	S-5286	7152 b	Cpy	2,7	120,8
-5645	S-5293	Perfo. Cata.	Py	0,8	86,0
-5657	S-5305	Perfo. Cata.	Pgy	-0,6	79,3

Nº Espect.	Nº Linea	Muestra	Natza.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
SCIII-23405	C-8905	EEZ-1	Cc	2,37	-4,97	25,78
-23419	C-8902	1010	Sid	-10,35	-7,21	23,47
-23420	C-8903	1011	Sid	-10,52	-7,45	23,23
-23415	C-8904	1012	Rhd	-10,15	-17,42	12,95
-23409	C-8897	6898	Cc	-3,90	-8,27	22,38
-23413	C-8901	W-10612 A	Cc	-8,50	-25,09	5,04
-23410	C-8898	W-10612 B	Cc	-3,62	-22,32	7,90

-23411	C-8899	W-10612 C	Cc	-7,53	-25,44	4,69
-23412	C-8900	W-10615 A	Cc	-8,29	-24,71	5,44

VNIvERSIDAD DE SALAMANCA
SERVICIO GENERAL DE ANALISIS DE ISOTOPOS ESTABLES

FACULTAD DE CIENCIAS

E 37008 - Salamanca

Tfno.: (+34) 923 294500; Extensión 1540

FAX: (+34) 923 294514

C.I.F. Q-37-18001-E

D. Remigio Ruiz
Instituto de Recursos Minerales
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata
Paseo del Bosque s/n
1900 La Plata
ARGENTINA

Salamanca, 14 Mayo 2009

Ref. Laboratorio: P726/08

Análisis	Nº Linea	Muestra	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ‰	Rendimiento %
SS-5661	S-5309	NBS-123	Sph	17,4	91,2
-5620	S-5272	NZ-1	Ag ₂ S	-0,2	92,1
-5637	S-5285	264	Py	3,5	107,0
-5634	S-5282	1210	Py	3,1	88,3
-5629	S-5277	1600	Aspy	2,7	98,0
-5631	S-5279	1600	Aspy	2,3	93,9
-5633	S-5281	1718	Py	3,5	83,1
-5652	S-5300	6848	Calcosina	6,4	
-5658	S-5306	6885	Calcosina	5,8	
-5655	S-5303	6887	Calcosina	7,0	
-5648	S-5296	6889	Ga	6,2	89,1
-5660	S-5308	6898	Calcosina	6,0	
-5630	S-5278	7065	Aspy	0,0	100,2
-5635	S-5283	7225	Py	3,6	85,0
-5625	S-5273	7280	Sph	2,9	98,4
-5624	S-5271	7283	Ga	1,5	100,6
-5627	S-5275	7283	Sph	3,2	93,8
-5621	S-5268	7285	Ga	1,5	93,0

-5664	S-5310	10.623	Sph	6,0	80,5
-5663	S-5311	10.623	Ga	3,0	49,0
-5647	S-5295	10666	Cpy	-0,2	76,0
-5653	S-5301	10666	Pgy	-1,4	87,2
-5639	S-5287	10692	Cpy	-0,3	130,5
-5641	S-5289	10692	Sph	-0,8	49,6
-5665	S-5312	11.283	Ga	-0,9	73,6
-5662	S-5313	11.292	Py	0,9	46,8
-5640	S-5288	11301	Py	0,7	89,4
-5656	S-5304	11301	Pgy	-3,4	82,0
-5654	S-5302	11311	Pgy	-4,5	91,7
-5642	S-5290	11321	Py	0,3	82,1
-5646	S-5294	11331	Cpy	0,3	68,4
-5649	S-5297	11331	Sph	-0,3	34,3
-5643	S-5291	11335	Py	-0,2	82,9
-5644	S-5292	11335	Sph	-0,3	66,2
-5659	S-5307	11335	Pgy	-1,1	86,4
-5628	S-5276	1292 a	Sph	2,7	89,2
-5622	S-5269	1292 b	Ga	0,9	92,6
-5626	S-5274	1502 b	Sph	2,6	92,3
-5623	S-5270	1502 c	Ga	1,1	95,3
-5632	S-5280	1586 b	Aspy	1,9	99,8
-5651	S-5299	6888-2	Ga	5,6	91,3
-5650	S-5298	6888-20	Ga	6,1	92,1
-5636	S-5284	7152 a	Py	2,7	89,2
-5638	S-5286	7152 b	Cpy	2,7	120,8
-5645	S-5293	Perfo. Cata.	Py	0,8	86,0
-5657	S-5305	Perfo. Cata.	Pgy	-0,6	79,3

Nº Espect.	Nº Linea	Muestra	Natza.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
SCIII-23405	C-8905	EEZ-1	Cc	2,37	-4,97	25,78
-23419	C-8902	1010	Sid	-10,35	-7,21	23,47
-23420	C-8903	1011	Sid	-10,52	-7,45	23,23
-23415	C-8904	1012	Rhd	-10,15	-17,42	12,95
-23409	C-8897	6898	Cc	-3,90	-8,27	22,38
-23413	C-8901	W-10612 A	Cc	-8,50	-25,09	5,04
-23410	C-8898	W-10612 B	Cc	-3,62	-22,32	7,90

-23411	C-8899	W-10612 C	Cc	-7,53	-25,44	4,69
-23412	C-8900	W-10615 A	Cc	-8,29	-24,71	5,44

Nº Espect.	Nº Linea	Muestra	Natza.	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
SCIII-24280	LF-2324	11286	Q	5,9
-24193	LF-2268	1008	Q	9,2
-24194	LF-2269	1009	Q	12,6
-24198	LF-2273	1502	Q	4,9
-24282	LF-2326	6870	Q	16,5
-24283	LF-2327	6870	Q	16,2
-24270	LF-2314	6871	Q	18,2
-24271	LF-2315	6871	Q	18,0
-24279	LF-2323	6891	Q	17,4
-24253	LF-2305	6899	Q	16,8
-24272	LF-2316	6900	Q	15,4
-24268	LF-2312	10263	Q	9,8
-24215	LF-2279	10620	Adularia	-1,4
-24240	LF-2292	10620	Q	0,1
-24241	LF-2293	10620	Q	0,3
-24242	LF-2294	10622	Q	7,4
-24252	LF-2304	10631	Q	9,0
-24301	LF-2331	10635	Q	4,0
-24276	LF-2320	10657	Q	4,8
-24249	LF-2301	10666	Q	-0,1
-24239	LF-2291	10683	Q	2,1
-24244	LF-2296	10865	Q	4,7
-24247	LF-2299	11282	Q	8,3
-24285	LF-2329	11290	Q	5,8
-24223	LF-2287	11291	Q	4,1
-24243	LF-2295	11293	Q	8,1
-24300	LF-2330	11298	Q	8,5
-24216	LF-2280	11317	Adularia	-2,4
-24217	LF-2281	11317	Adularia	-2,5
-24254	LF-2306	11317	Q	-0,1
-24218	LF-2282	10620 D	Adularia	-0,6
-24238	LF-2290	10620 D	Q	-0,9
-24222	LF-2286	10621 A	Q	-2,2
-24281	LF-2325	10621 B	Q	2,8

-24178	LF-2265	10666(P4)	Adularia	-1,5
-24221	LF-2285	10680 b	Q	0,7
-24220	LF-2284	10684 B	Q	4,7
-24302	LF-2332	11279 A	Q	8,3
-24273	LF-2317	11279 B	Q	12,5
-24214	LF-2278	11301 (P5)	Adularia	-1,0
-24275	LF-2319	11301 (P5)	Q	0,3
-24256	LF-2308	11302 A	Q	3,0
-24250	LF-2302	11302 B	Q	0,3
-24251	LF-2303	11302 B	Q	0,1
-24177	LF-2264	11302A	Adularia	-3,5
-24274	LF-2318	11311 (P5)	Q	0,4
-24284	LF-2328	11329 B	Q	1,7
-24176	LF-2263	11329A	Adularia	-2,5
-24255	LF-2307	11331 (P4)	Q	2,6
-24303	LF-2335	11335 (P5)	Q	0,2
-24195	LF-2270	1586 a	Q	9,5
-24196	LF-2271	1586 a	Q	9,1
-24197	LF-2272	1586 c	Q	7,7
-24248	LF-2300	6888-2	Q	17,5
-24200	LF-2275	PERFO CATA (P4)	Q	0,9
-24219	LF-2283	PERFO CATA (P4)	Adularia	-0,1
-24269	LF-2313	W-10615 b (PQ)	Q	15,5
-24199	LF-2274	W-1069	Q	4,7

ANEXO VII

*Química mineral - Resultados de
los análisis de microsonda
electrónica.*

Análise de sulfetos e sulfoantimonietos

Microsonda eletrônica JEOL modelo JCXA-8900RL

Laboratório de Microanálises do Consórcio Fisca-Química-Geologia/UFMG e CDTN/CNEN

Condições Instrumentais:

Tensão de aceleração 20KV

Corrente de feixe 25nA

Feixe focalizado

Measurement Condition

WDS elements

Element	X-ray	Crystal	CH	Acc.v	Peak Pos.	(Angstrom)	BG_L	BG_U	(mm)
1 S	Ka	PETJ	(3)	20.0	172.031	5.37216	1.800	1.000	
2 Fe	Ka	LIF	(4)	20.0	134.745	1.93604	3.200	2.000	
3 Ag	La	PETJ	(3)	20.0	133.045	4.15443	5.000	5.000	
4 Cu	Ka	LIF	(4)	20.0	107.263	1.54056	2.500	2.500	
5 Sb	La	PETJ	(3)	20.0	110.182	3.43941	1.850	1.350	
6 Zn	Ka	LIF	(4)	20.0	99.945	1.43515	5.000	6.000	
7 Pb	Ma	PETJ	(3)	20.0	169.209	5.28600	2.570	1.260	

Counting Time

Element	Peak	Back	Pksk	Gain	High.V	Base.L	Window.W	Mode
1 S	20.0	10.0 (sec)	0	64	1764	0.7	0 (V)	Int
2 Fe	20.0	10.0 (sec)	0	32	1734	0.7	0 (V)	Int
3 Ag	20.0	10.0 (sec)	0	32	1750	0.7	0 (V)	Int
4 Cu	20.0	10.0 (sec)	0	16	1770	0.7	0 (V)	Int
5 Sb	20.0	10.0 (sec)	0	32	1750	0.8	0 (V)	Int
6 Zn	20.0	10.0 (sec)	0	16	1770	0.7	0 (V)	Int
7 Pb	10.0	5.0 (sec)	0	32	1750	0.7	0 (V)	Int

Measurement Order of WDS

Order	Channel	1	2	3	4
1		0	0	S	Fe
2		0	0	Ag	Cu
3		0	0	Sb	Zn
4		0	0	Pb	0

Standard Data

Element	Standard name	Wt.(%)	ZAF Fac.	Z	A	F
1 S	FeS2_20K25n	53.4500	3.1986	4.3448	0.7355	1.0009
2 Fe	FeS2_20K25n	46.5500	0.4521	0.4766	0.9487	1.0000
3 Ag	Ag_20K25n	100.0000	2.2921	2.8815	0.7955	1.0000

4 Cu	CuFeS2_20K25n	34.6300	0.2353	0.2486	0.9465	1.0000
5 Sb	Sb2S3_20K25n	71.6800	1.4710	1.8519	0.7943	1.0000
6 Zn	ZnS_20K25n	67.0700	0.1931	0.1971	0.9793	1.0000
7 Pb	PbS_20K25n	86.6000	3.6519	5.2663	0.6935	1.0000

Standard Intensity of WDS

Element	Curr. (A)	Net (cps)	Bg- (cps)	Bg+ (cps)	S.D. (%)	Date
1 S	2.501E-08	7857.8	39.6	53.0	0.10	Jun 24 17:08 2009
2 Fe	2.501E-08	4814.9	20.3	24.5	0.13	Jun 24 17:08 2009
3 Ag	2.502E-08	9998.2	69.6	42.8	0.09	Jun 24 15:41 2009
4 Cu	2.501E-08	3760.8	42.7	39.6	0.15	Jun 24 17:30 2009
5 Sb	2.500E-08	8312.3	99.9	103.7	0.10	Jun 24 17:19 2009
6 Zn	2.500E-08	7228.9	63.6	45.6	0.11	Jun 24 17:25 2009
7 Pb	2.501E-08	2873.5	45.5	81.5	0.25	Jun 24 17:13 2009

Area	n° muestra	S (%)	Fe (%)	Ag (%)	Cu (%)	Sb (%)	Zn (%)	Pb (%)	Total	Formula estimada	Mineral
WENDY	11363B-1	16,27	0,02	55,48	0,03	24,49	0,04	0,00	96,33	S ₃ Ag ₃ Sb	Pirargirita
	11363B-3	16,12	0,02	53,54	0,03	26,14	0,03	0,00	95,89		
	11363B-6	17,79	0,38	61,10	0,04	21,42	0,02	0,00	100,75		
	11363B-13	17,90	0,00	60,01	0,08	25,63	0,00	0,00	103,62		
	11363B-16	18,37	0,00	56,26	0,03	27,20	0,03	0,00	101,88		
	11363B-2	19,91	0,01	35,76	0,02	36,93	0,00	0,00	92,63	AgSbS ₂	Miargirita
	11363B-4	21,44	4,46	26,08	17,98	24,59	1,66	0,00	96,21	S ₁₃ (Ag,Cu) ₁₀ (Zn,Fe) 2(As,Sb) ₄	Argento- tennantita
	11363B-10	21,27	4,54	33,07	14,38	25,87	1,91	0,00	101,05		
	11363B-11	21,75	3,32	32,00	15,70	26,96	3,09	0,00	102,82		
	11363B-14	20,84	3,93	32,94	14,68	26,20	2,22	0,00	100,81	S ₃ AgPbSb	Freieslebenita
	11363B-15	19,67	0,00	25,07	0,05	28,04	0,02	31,04	103,89	SPb	Galena
	11363B-5	14,78	0,51	0,68	0,00	0,39	0,00	92,68	109,04		
	11363B-7	12,64	0,24	0,22	0,01	0,06	0,00	81,89	95,05		
	11363B-12	13,03	0,00	0,23	0,01	0,15	0,02	82,28	95,72		
	11363B-17	13,62	0,00	0,28	0,01	0,23	0,00	84,19	98,33		
11363B-8	53,20	45,94	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	99,18	S ₂ Fe	Pirita	
11363B-9	51,62	44,69	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	96,36			

Area	n° muestra	S (%)	Fe (%)	Ag (%)	Cu (%)	Sb (%)	Zn (%)	Pb (%)	Total	Formula estimada	Mineral
MALBEC	11341-1	33,96	4,14	0,00	0,00	0,01	62,78	0,00	100,89	SZn	esfalerita rica en Fe
	11341-2	33,99	3,68	0,00	0,00	0,00	63,43	0,00	101,09		
	11341-3	34,07	2,23	0,00	0,00	0,00	64,76	0,00	101,07		
	11341-12	33,98	3,12	0,00	0,03	0,00	63,44	0,00	100,57		
	11341-13	33,70	3,22	0,00	0,01	0,00	63,83	0,00	100,76		
	11341-4	13,42	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	86,19	99,67	SPb	galena
	11341-5	13,34	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	85,72	99,15		
	11341-6	13,12	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	85,26	98,46		
	11341-14	13,50	0,00	0,00	0,00	0,02	0,41	87,23	101,16	S ₂ Fe	pirita
	11341-7	48,33	45,79	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	94,18		
	11341-8	55,68	46,61	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	102,36		
	11341-9	50,63	45,82	0,00	0,50	0,00	0,07	0,00	97,01		
	11341-10	35,00	30,23	0,03	35,19	0,00	0,04	0,00	100,48	S ₂ CuFe	Calcopirita
11341-11	33,10	1,18	0,00	0,00	0,00	65,71	0,00	100,00	SZn	Esfalerita pobre en Fe	