



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

Caracterización metalogenética y controles de la mineralización de Au
diseminado en brechas del distrito minero Gualcamayo, Precordillera
Central, provincia de San Juan.

LIC. MARÍA CELESTE D'ANNUNZIO.

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2016

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otras. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en la cátedra de Geología Estructural, dependiente del Departamento de Geología desde el 30 de agosto de 2011, bajo la dirección de los Dres. Nora Alicia Rubinstein (Investigadora independiente de CONICET) y Luis Vicente Dimieri (Profesor Asociado del Departamento de Geología de la UNS e Investigador Independiente del CONICET).

Lic. María Celeste D'Annunzio.

30 de Marzo de 2016

Departamento de Geología
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/...../..... , mercedo la calificación de(.....)

A LUCAS, POR SU AMOR Y PACIENCIA INFINITOS.

AGRADECIMIENTOS

“NO TENGO TALENTOS ESPECIALES, PERO SÍ SOY PROFUNDAMENTE CURIOSO”.
ALBERT EINSTEIN

A Nora y a Luis, por su cariño enorme, por su confianza en mí al encarar este proyecto increíble. Gracias por darme el privilegio enorme de trabajar con ustedes. Por la generosidad para transmitirme sus conocimientos. Por guiarme y alentarme. Por dejarme trabajar en libertad. Porque siempre estuvieron y están presentes, como directores y como amigos.

Al Departamento de Geología- Universidad Nacional del Sur y al CONICET-INGEOSUR por darme la posibilidad de poder desempeñar mis trabajos en su sede. A CONICET por otorgarme las becas que permitieron realizar los estudios de doctorado que hoy estoy finalizando.

A MASA (Minas Argentinas Sociedad Anónima)- Yamana Gold por apoyar este proyecto. Por el constante intercambio de datos e información que pudimos generar en estos años de trabajo. Por el financiamiento de los estudios realizados. A todo el equipo de exploración de MASA por su cordialidad y compañerismo durante los viajes de campo a la mina, especialmente a Walter, Nacho, Juan, Daniel, Fabián, Alejandro, José y Carlita.

A los jurados de esta tesis doctoral, por sus valiosos aportes en la calidad y contenido del manuscrito. Gracias a la Dra. Mirta Garrido, al Dr. Eduardo Zapettini y al Dr. Eugenio Aragón, por su tiempo y dedicación.

A la SEG (Society of Economic Geologist) por las becas otorgadas. Las mismas permitieron realizar capacitaciones y asistir a congresos.

A Laura, por abrirme las puertas del laboratorio y de su casa, durante mi estadía en Chile. Gracias por tu profesionalismo, dedicación y seriedad durante el trabajo realizado en el Laboratorio de Microsonda Electrónica, Instituto GEA, Universidad de Concepción. Gracias por guiarme y alentarme. A Osvaldo, por sus aportes y hospitalidad.

A la cátedra de Petrología del Departamento de Geología de nuestra Universidad, por prestarme sus microscopios y ayudarme a utilizar los programas correspondientes.

A Anabel, Nora Cesaretti y Anita, por ayudarme con el estudio de inclusiones fluidas. Por su tiempo y dedicación.

A Martín, Fer, Sergio, Luis, Vane, Nati, Cris por compartir el día a día. Me siento afortunada de poder trabajar con excelentes profesionales y personas. A Vane y a Nati, por compartir tantas horas hermosas, de mucho trabajo. Por su amistad y apoyo incondicional.

A mis compañeros de docencia, por tantas horas de trabajo y amistad. Por ser tan generosos siempre.

A Nora y a Anabel por su hospitalidad durante mis estadías en Buenos Aires. Por alojarme y consentirme. Por las jornadas eternas de trabajo y por las charlas interminables.

A mis amigos de la vida, a los del pueblo, quienes se alegran por cada uno de mis logros. Esta tesis también es de ustedes. A mis amigos de la carrera de geología, por tan bellos momentos compartidos. A Ana, Vero y Lenís, con quienes además compartimos esta vocación y amor por la investigación. Por todo lo compartido y por todo lo que vendrá.

A Lucas, por el día a día. Por tu amor, tu comprensión y por ayudarme siempre. Gracias amor, por bancarme en este proyecto (y en todos) y por hacerme inmensamente feliz!!.

A mi familia, por dejarme ser. A mamá y papá, por educarme con libertad y amor. Por permitirme estudiar geología y por apoyarme durante estos años. A mamá que me dice “Dra. D’Annunzio”, desde que tengo uso de razón. Gracias por tu confianza, por dejarme soñar y volar alto. A papá por tu amorosa confianza, por guiarme y por transmitirme tu amor por la música. A Anabella y a Favio por su apoyo, su amistad y su amor de todos los días. Porque son enormes y me encantaría ser un poco más como ustedes. A Orne, linda infinita, porque sos autentica y aprendo mucho de vos.

Lic. María Celeste D’Annunzio.
Bahía Blanca, 30 de Marzo de 2016

RESUMEN

El distrito minero Gualcamayo (68°38'26"O; 29°43'10"S), ubicado en la provincia de San Juan, sobre la Precordillera Central Argentina, es explorado por sus depósitos de Au. Entre ellos se destaca Quebrada del Diablo *Main* (QDD *Main*), Quebrada del Diablo *Lower West* (QDD *Lower West*) y *Amelia Inés- Magdalena (AIM)*. En esta tesis doctoral se describen los aspectos metalogenéticos del cuerpo *QDD Lower West*.

QDD *Lower West* es un cuerpo mineralizado no aflorante que se encuentra entre 500 y 600 metros de profundidad. Es elongado en sentido E-O y con dimensiones conocidas de ~500 metros de largo, ~100 metros de ancho y ~80 metros de espesor. La mineralización portadora de oro constituye principalmente el cemento de brechas caracterizadas por una importante variación en la composición y abundancia relativa de clastos, matriz y cemento, así como en el tamaño de los clastos. Las mismas fueron clasificadas, en base a sus parámetros texturales, como brechas tectónicas con asistencia de fluidos (brechas donde la matriz clástica es sumamente escasa o ausente y en las cuales los fragmentos prácticamente "flotan" en el cemento) y sin asistencia de fluidos (brechas con abundante matriz clástica, evidencia de atrición de clastos y crecimiento de arcillas).

La principal orientación de las grandes estructuras del área es N- S y está relacionada a los frentes de corrimiento de las Sierras de la Batea y Alaya. A escala de distrito son importantes las estructuras NO- SE y NE- SE. El control estructural de la mineralización es a través de zonas en extensión E- O coincidente con el σ_1 , actuante durante el Mioceno en la formación de la faja corrida y plegada. Estas zonas en extensión son lugares donde pueden desarrollarse los cuerpos de brecha.

Pudieron reconocerse dos pulsos mineralizantes que dan origen al cuerpo *QDD Lower West*. El primer pulso está formado por la paragénesis pirita, esfalerita, oro, marcasita, (schelita, galena, sulfosales de Pb) en ganga de cuarzo y calcita. Los fluidos responsables de este pulso tienen condiciones de pH cercano al neutro y condiciones de baja sulfuración. Los estudios isotópicos realizados indican que el S es de origen magmático y que los fluidos han tenido participación de aguas meteóricas. . El segundo pulso mineralizante, al que se asocia una paragénesis de realgar, oropimente, calaverita y coloradoita, se presenta en venillas con ganga de calcita blanca o bien como cemento de brechas conformadas por clastos de venillas y/o fragmentos de mena del primer pulso. Los estudios de IF indican temperaturas entre 132 y 335 °C, con una salinidad promedio de 0,90 g/cm³ para los fluidos de esta etapa en tanto que la progresiva y simultánea disminución de la temperatura y la salinidad sugieren un fenómeno de dilución. De acuerdo a la paragénesis mineral estos fluidos tendrían condiciones de sulfuración intermedia.

Se observan similitudes respecto de la asociación de mena de *QDD Lower West* con los depósitos tipo Carlin, aunque la mayor diferencia es el dominio del control estructural y la falta de incidencia de la litología, rasgo característico de este tipo de depósitos.

ABSTRACT

The Gualcamayo mining district (68°38'26"O; 29°43'10"S) is located in the Central Precordillera of San Juan province, Argentina. The district includes the following deposits: Quebrada del Diablo Main (QDD Main) which is a disseminated gold deposit in calcareous breccias and is currently being mined, Amelia Ines –Magdalena (AIM) which corresponds to a skarn deposit of Fe, Cu, Pb, Zn with Au mineralization and Quebrada del Diablo Lower West (QDD Lower West) which is an ore body with disseminated gold mineralization, emplaced in breccias.

The regional structure consists of an imbricated fan of fault propagation folds and out of sequences thrusts related to the lifting of the Eastern Precordillera structures. In the study area, the major structures are NNW-SSE thrusts with marked deflections along the strike.

QDD Lower West is a blind ore body that lies between 500 and 600 m deep. It is an E-W elongated body of 500m long, 100 m wide and 100m thick. The mineralization is hosted by breccias with a significant variation in the amounts of clasts, matrix and cement, as well as in the composition and size of the clasts. Based on their textural characteristics they were classified as tectonic breccias with fluid assistance (with scarce or lack of clastic matrix and abundant cement, see D'Annunzio et al. 2014) or without assistance of fluids (with abundant clastic matrix, attrition evidence and growth of clays, see D'Annunzio et al. 2014). Mineralogical studies reveal that the QDD Lower West ore body is the product of two mineralizing stages. The first stage is formed mainly of pyrite and marcasite with minor sphalerite and scarce gold. For this mineral paragenesis was determined low sulfidation conditions and neutral pH. The second mineralizing stage led to a realgar, orpiment, coloradoita and calaverite paragenesis with a calcite gangue in veinlets up to 30cm thick or as breccia cement. For this Stage, was determined intermediate sulfidation conditions, temperatures between 132 y 335 °C with salinities 0.90 g/cm³. The higher temperatures and salinities correspond to primary and pseudo-secondary IF while in secondary IF the values are lower suggesting that they are the result of colder and diluted fluids.

Was recognized similarities in the association of QDD Lower West ore with Carlin type deposits. The main difference is the structural control and the absence of lithology control, characteristic of this type of deposits.

INDICE

Capítulo 1. Consideraciones Generales	25
1.1. Introducción	25
1.2. Objetivos.....	26
1.3. Ubicación y vías de acceso.....	28
1.4. Trabajos citados en este Capítulo.....	29
Capítulo 2. Metodología de trabajo.....	31
2.1. Trabajo de campo	33
2.2. Mapeo y procesamiento de imágenes satelitales.....	34
2.3. Estudios petro– mineralógicos.....	36
2.4. Análisis geoquímicos	37
2.4.1. Elementos mayores, menores y trazas	37
2.4.2. Elementos metálicos	37
2.5. Determinaciones mineralógicas.....	38
2.5.1. Microsonda Electrónica.....	39
2.5.2. Microscopía Electrónica de barrido con microanálisis de rayos X (SEM/ EDS)	39
2.5.3. Evaluación cuantitativa de minerales por microscopía electrónica de barrido (QEMSCAN)	40
2.6. Estudios de inclusiones fluidas.....	40
2.7. Análisis Isotópicos	41
2.7.1. Estudios de isótopos estables	41
2.7.2. Estudios de isótopos radiogénicos	43
2.8. Trabajos Citados en este Capítulo.....	45
Capítulo 3. Marco Geológico Regional.....	49
3.1. Geología Regional	49
3.2. Estructura.....	55
3.3. Contexto Geodinámico	56
3.4. Trabajos Citados en este Capítulo.....	61
Capítulo 4. Estratigrafía del Área	69
4.1. Introducción	69
4.2. Unidades aflorantes en el distrito minero Gualcamayo	71
4.2.1 Formación Los Sapitos.....	71
4.2.2 Formación San Juan.....	72
4.2.3. Formación Gualcamayo.....	72
4.2.4. Grupo Trapiche.....	73
La Formación Trapiche (<i>Furque, 1963; nom. transl. por Furque, 1972 para "Estratos de Trapiche"</i>) está	77
4.2.5. Los depósitos de la Cuenca de Paganzo.	78
4.3. Trabajos Citados en este Capítulo.....	84
Capítulo 5. Magmatismo mioceno del área.....	89
5.1. Antecedentes.....	89
5.2. Geología del Complejo Ígneo Gualcamayo	90
5.2.1. Filón capa Las Vacas	90
5.2.2. Dacita de Varela	92

5.2.3. Dacita El Rodado.....	96
5.2.4. Diques dacíticos.....	97
5.2.5. Filones capa andesíticos.....	98
5.3. Geocronología.....	99
5.3.1 Edades Previas.....	99
5.3.2. Edades U/Pb por ablación laser en circones.....	103
5.4. Geoquímica.....	109
5.4.1. Introducción.....	109
5.4.2. Elementos mayores.....	114
5.4.3. Elementos traza.....	115
5.5. Geotermometría y geobarometría.....	119
5.6. Petrogénesis y correlaciones regionales.....	130
5.7. Ambiente geodinámico.....	132
5.8. Potencial mineralizante.....	134
5.9. Consideraciones Finales.....	135
5.10. Trabajos Citados en este Capítulo.....	136
Capítulo 6. Antecedentes Mineros del Distrito Minero Gualcamayo e Introducción a los Depósitos de Au.....	143
6.1. Los Depósitos Minerales del distrito.....	143
6.1.1. Mineralizaciones relacionadas a calizas.....	143
6.1.2. Mineralizaciones relacionadas a areniscas.....	147
6.1.3. Mineralizaciones relacionadas a brechas.....	148
6.2. Historia de Exploración del Distrito Minero Gualcamayo.....	151
6.3. Introducción a los Depósitos hidrotermales de Au.....	152
6.4. Trabajos citados en este capítulo.....	158
Capítulo 7. Estructura del área y control estructural de la mineralización.....	163
7.1. Introducción.....	163
7.2. Estructura de las fajas corridas y plegadas.....	164
7.3. Estructura del área.....	166
7.3.1. Frente de corrimiento.....	166
7.3.2. Principales estructuras con orientación NO- SE.....	169
7.4. Las brechas mineralizadas.....	174
7.4.1. Constituyentes y características.....	174
7.4.2. Clasificación.....	178
7.4.3. Origen Propuesto.....	179
7.5. Modelado: extensión de las brechas tectónicas y la forma del cuerpo mineralizado.....	180
7.6. Consideraciones finales.....	180
7.7. Trabajos citados en este Capítulo.....	184
Capítulo 8. Mineralización.....	189
8.1. Introducción.....	189
8.2. Mineralización.....	189
8.3. Química Mineral.....	191
8.3.1. Análisis con microsonda electrónica.....	191

8.3.2. Análisis con SEM-EDS	195
8.3.3. Análisis con QEMSCAN	199
8.4. Geoquímica de Elementos Metálicos.....	199
8.5. Síntesis Interpretativa	207
8.6. Trabajos citados en este capítulo.....	208
Capítulo 9. Caracterización de los Fluidos hidrotermales.....	213
9.1. Estudios de Inclusiones Fluidas. Introducción.	213
9.1.1. Petrografía de Inclusiones Fluidas.....	216
9.1.2. Microtermometría.....	217
9.2. Estudios Isotópicos.....	223
9.2.1. Isótopos Estables.....	223
9.2.2. Isótopos inestables.....	233
9.3. Síntesis interpretativa	238
9.4. Trabajos Citados en este Capítulo.....	241
Capítulo 10. Modelo Metalogenético	245
10.1. Origen y precipitación de los fluidos hidrotermales	245
10.1.1. Condiciones físico- químicas de los fluidos hidrotermales.....	245
10.1.2. Origen de los fluidos.....	249
10.1.3. Transporte de los Fluidos hidrotermales.	252
10.1.4. Precipitación de los Fluidos hidrotermales: El control estructural de la mineralización.	253
10.2. Origen, transporte y precipitación de los metales.....	254
10.2.1. Origen de los metales-	254
10.2.2. Transporte y Precipitación de los metales.	256
10.3. Edad de la mineralización	258
10.3.1. El rol del magmatismo mioceno.....	259
10.3.2. El control estructural.....	260
10.4. Modelo metalogenético.....	262
10.4.1. QDD Main y QDD Lower West: Su vinculación Genética.	262
10.4.2. QDD Lower West: ¿Un depósito tipo Carlin?	265
10.4. Trabajos citados	269
Capítulo 11: Conclusiones.....	275
Anexo.....	279

INDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1.1: Ubicación geográfica de la zona de estudio. a) En el contexto de América del Sur. b) En el contexto regional de la Provincia de San Juan, con las rutas y vías de acceso. c) Imagen tomada de Google Earth, donde se muestra la ubicación de quebradas y cuerpos mineralizados presentados en el texto.	27
Figura 2.1. a) Imagen obtenida de Google, sin combinar bandas. b) Imagen ASTER obtenida mediante el cociente RGB 3/1, 4/6, 4/7. c) Imagen ASTER obtenida mediante el cociente RGB 4/5, 4/6, 4/7. d) Imagen ASTER obtenida mediante el cociente RGB 5/8; 4/6; 6/7 (Xu et al. 2008), utilizada para destacar rasgos estructurales. Obsérvense en color rojo los lineamientos con orientaciones preferenciales NW- SE y N.S.	35
Figura 3.1. Localización y dominios geológicos de la Precordillera Argentina. Modificado de Alonso et al. (2008). .	50
Figura 3.2. Columnas estratigráficas comparativas de Precodillera Occidental, Central y Oriental, modificada de Astini et al (1995) en base a los trabajos citados en el texto. Fases tectónicas tomadas de Giambigi et al. (2010). .	54
Figura 3.3. Esquema simplificado de la evolución geodinámica de la Precordillera desde el Proterozoico hasta el Ordovícico Superior (Caradociano), tomado de Astini et al. (1995).	59
Figura 4.2. Formación Los Sapitos. a) Intercalación de calizas (color gris) con capas dolomitizadas (color blanco). b) Caliza gris con evidencia de bioturbación.	71
Figura 4.3.a y b) Afloramientos de Formación San Juan en el Río Gualcamayo, donde se muestra el plegamiento que afecta a esta unidad. c y d) Corrimientos dentro de la Formación San Juan. c) Afloramiento de la Formación San Juan en la Quebrada de las Vacas. Detalle del plegamiento que presentan los estratos del bloque colgante, desarrollado durante el movimiento de la falla. d) Afloramiento de la Formación San Juan en la Quebrada Rodado donde se observa un corrimiento entre dos estratos calcáreos.	73
Figura 4.5. Afloramientos de la Formación Gualcamayo en el sector de Portezuelo Montoza. a) Falla que sobrepone a la Formación Gualcamayo sobre la Formación San Juan. b) Coloración que otorgan los óxidos a las lutitas de la Formación Gualcamayo. c) Detalle de la zona de falla, donde se observa la Fm. Gualcamayo, en contacto con las brechas generadas en las calizas de la Formación San Juan.	74
Figura 4.6. Diagrama esquemático de las relaciones estratigráficas del “Conglomerado de Las Vacas” y unidades ordovícicas relacionadas basado en una serie de perfiles (Astini 1991) realizados en la región del suroeste de Guandacol. Tomado de Astini (1998).	75
Figura 4.7. a y b) Afloramiento de la Formación Las Vacas en el Río Gualcamayo. Nótese el tamaño homogéneo de los clastos que componen la sección basal de la Formación Las Vacas. c. d.e) Fotografías de afloramiento de la segunda sección de la Formación Las Vacas en la Quebrada de Las Vacas (Localidad Tipo). c) Bloques de caliza que caracterizan esta sección de la Formación Las Vacas. d y e) Detalle de clastos de volcanitas que componen el conglomerado.	76
Figura 4.8. Afloramiento de la Formación Las Plantas en su localidad tipo (Quebrada de las Plantas). a) Vista general de los afloramientos en la cabecera de la quebrada mencionada. b) Detalle de las capas de areniscas que componen esta unidad. c) Conglomerado matriz sostén en contacto neto con areniscas rosadas.	78
Figura 4.9. Fotografías de afloramientos de la Formación Trapiche en camino hacia la Quebrada Saltitos. a) Pliegue que afecta los estratos lutíticos de la Formación Trapiche. En la figura se observa solo un flanco del anticlinal. b) Intercalación de bancos de lutitas y areniscas, evidenciada por su diferencial perfil de erosión.	79
Figura 4.10. Afloramiento de la Formación Guandacol en la Quebrada de las Vacas. a) Vista general de un perfil S-N	

donde se observa la disposición de los bancos y su marcado buzamiento al sudoeste. b) Alternancia de areniscas finas de color blanco, amarillo y verde que hacia arriba alternan con arcilitas verdosas y con lutitas negras carbonosas.....	81
Figura 4.11. Afloramientos de la Supersecuencia Tupe en la zona de Portezuelo Montoza a) Afloramiento de arcosas blancas y areniscas rosas a moradas de grano grueso. El círculo rojo marcado en esta imagen, destaca la posición de la escala utilizada para tomar la foto b) Estratificación entrecruzada observada en los bancos de areniscas moradas. c) y d) Filón capa andesítico entre estratos de la supersecuencia Tupe.....	82
Figura 4.12. Afloramientos de la Supersecuencia Patquía en el área del Distrito Minero Gualcamayo. a) Afloramientos reconocidos camino a quebrada Saltitos. En la imagen puede observarse bancos de areniscas finas rojas a violáceas con intercalaciones de areniscas blancas. b) Afloramientos de la Supersecuencia Patquía en el área de Salamanca. Obsérvese la disposición saltuaria de los afloramientos de esta unidad y su compleja relación de campo con las unidades calcáreas cambro-ordovícicas.	83
Figura 5. 1. Afloramientos del Filón Capa Las Vacas en la quebrada homónima. a) Corte E-W mostrando el buzamiento de los estratos de la Fm. Volcán hacia el oeste y la disposición del Filón Capa las Vacas. b) Vista panorámica SE- NW donde se muestra la dimensión del filón capa y su disposición de acuerdo al buzamiento de las capas sedimentarias. c) Fotomicrografía mostrando la alteración que afecta a la muestra correspondiente al Filón capa Las Vacas. Puede observarse la pasta de la roca afectada por alteración carbonática y sericítica, así como un fenocristal de anfíbol totalmente remplazado por clorita (contorno marcado con línea punteada). Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010).	91
Figura 5.2. Clasificación modal de las rocas de las rocas ígneas aflorantes en el distrito minero Gualcamayo según el diagrama QAPF de la IUGS para las rocas de facies volcánicas.	92
Figura 5.3. Dacita de Varela. a) Vista panorámica desde la zona de “Alicia” hacia el sureste donde se observa un afloramiento de la Dacita de Varela y del skarn de Amelia Inés- Magdalena. b) Muestra GL43/11 perteneciente a la Dacita de Varela, donde se observa una microvenilla de feldespatos potásico y sílice, producto de la alteración potásica que la afecta. Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010). c) Vista panorámica de un sector de la Dacita de Varela en la Quebrada Rodado, donde puede observarse la zona de skarn desarrollada entre el cuerpo ígneo y la roca de caja. d) Contacto caliza- skarn en la zona de “Las Vacas”. e) Jarosita, rejalgos y oropimente en afloramiento de skarn en la zona de Alicia. f) Yeso fibroso en afloramiento de skarn.	94
Figura 5.5. Afloramiento de un dique de composición dacítica en el acceso a quebrada El Rodado. a) Vista panorámica del afloramiento. b) Acercamiento del dique, donde se observan los contactos fríos con la roca de caja. c) Fotografía de detalle donde se muestran las estrías generadas en la roca de caja durante la intrusión. d) Muestra GL14/11 de los Diques dacíticos donde se reconocen nidos de biotita asociados a magnetita, distribuidos en la pasta de la roca. Ser: sericita; Ca: calcita; Chl: clorita; Pl: plagioclasa; Qz: cuarzo; Fsp: feldespatos potásico; Mag: magnetita; Bt: biotita. Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010).	98
Figura 5.8. a) Gráfico % ³⁹ Ar acumulado versus edad en Ma para la muestra de la Dacita de Varela. b) Gráfico ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar versus ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar correspondiente a la misma muestra (Bruno 2005).	103
Figura 5.10. Diagramas de frecuencias relativas de las edades obtenidas.....	109
Figura 5.12. a) Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Middlemost, 1994) con los campos alcalino y subalcalino/toleítico (Le Bas et. Al 1986). b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971). c) Esquema propuesto por Peccerillo y Taylor (1976) para distinguir las series toleítica, calcoalcalina, calcoalcalina de alto potasio y	

shoshonítica.....	114
Figura 5.13. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Winchester y Floyd 1977).	116
Figura 5.14. Diagrama multielemento normalizado a Pearce (1983). a) Diagrama de todas las muestras de rocas analizadas. b) Diagrama de muestras agrupadas por unidad litológica.....	117
Figura 5.15. Diagrama de ETR normalizado al condrito de Boynton (1984). a) Diagrama de todas las muestras de roca analizadas. b) Diagrama de muestras agrupadas por unidad litológica.....	118
Figura 5.16. Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos de Leake et al. (1997) y datos composicionales de los anfíboles medidos.....	123
Figura 5.17. Diagrama La/Ta vs. Ba/Ta (S. M. Kay y Mpodozis 2002). Las rocas características de arco tienen relaciones La/Ta>25 y altas relaciones Ba/Ta. Las muestras GL43/11A perteneciente a la Dacita de Varela y GL15/11A correspondiente a los Diques Dacíticos, no fueron representadas, debido a que por sus relaciones extremadamente altas quedan fuera de la escala del gráfico. El campo en gris corresponde a muestras de Precordillera (tomado de Kay y Mpodozis 2002).	131
Figura 5.18. Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (S. M. Kay y Mpodozis 2002) para las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo. PXY (piroxeno), HBL (hornblenda), GAR (granate).	132
Figura 6.1. Mina “La abundancia”.....	144
Figura 6.2. Skarn de Amelia Inés- Magdalena. a) Detalle de una faja de skarn desarrollada entre la Dacita de Varela y las rocas calcáreas. b) Muestra de mano de los óxidos que se desarrollan a partir de los sulfuros que constituyen la mineralización de skarn en la zona denominada Alicia (cercana a Quebrada El Rodado).	145
Figura 6.3. Diagrama paragenético de la mineralización asociada al skarn en el Distrito Minero Gualcamayo establecido por Logan (1999). ¹ :minerales incorporados a la paragénesis por Bruno (2005).	146
Figura 6.4. Mina “La Salamanca”. a) Vista general de la zona donde pueden observarse las areniscas mineralizadas (amarillas), las areniscas rojas del Grupo Paganzo y las calizas grises de la Formación San Juan. b) Detalle de las areniscas mineralizadas (amarillas) y de la Fm. San Juan (calizas grises).	148
Figura 6.5. Quebrada del Diablo Main. a) Vista panorámica de parte del <i>open pit</i> de Quebrada del Diablo Main. b) Interior mina donde se observan los bancos de explotación y las maquinarias con las que se carga la roca extraída. c) Vista de los bancos de explotación. d) Detalle de la brecha mineralizada característica de Quebrada del Diablo Main.	150
Figura 6.6 Representación esquemática de los niveles corticales de formación inferidos para los diferentes tipos de depósitos de oro conocidos. La escala de profundidad es aproximada y logarítmica. Los números utilizados en la figura coinciden con los utilizados en la tabla 1. Tomada de Robert et al 1997	155
Figura 7.1. Mapa mostrando las unidades geológicas y las estructuras aflorantes e inferidas del área de estudio (tomadas del archivo de MASA -minas Argentinas SA- Yamana Gold-).....	167
Figura 7.2 a) Vista al N- NE, frente orogénico en las cercanías de portezuelo Tamberías, se observan las rocas cambro- ordovícicas que buzcan al NO. b) Fotografía tomada sobre el margen Este del Río Gualcamayo, donde se observan los estratos calcáreos con rumbo 100º y buzamiento de 50º al Suroeste. c) Vista al Sur en la zona del frente orogénico de la sierra de Alaya, donde se observa el flanco de pliegue que puede haber sido generado por flexión en falla (Tomada de Perez Ferreira 2008). d) Vista al SE, mostrando las deflexiones que muestra la falla a lo largo del rumbo (3º/30º SW). e) Fotografía de detalle de la Figura d) donde se muestra el desarrollo de la brecha	

tectónica generada por el corrimiento del frente montañoso mencionado; se observa claramente los clastos orientados indicando el sentido del cizallamiento mostrado con las flechas (modificada de Perez Ferreira 2008). 168

Figura 7.3. Falla Tamberías. a) Vista al SE sobre Quebrada El Rodado, donde se observa la estructura que corresponde a un corredor que continúa hacia quebrada Las Vacas. b) Acercamiento a la zona de falla donde se observa la intrusión del dique dacítico. c) Detalle del dique dacítico. d) Vista hacia el Nor-Oeste sobre Quebrada Rodado, corresponde a la continuación de la estructura de las figuras anteriores. 170

Figura 7.4. Falla Tamberías. Vista al Nor-Oeste sobre Quebrada El Rodado, donde se observa la segunda estructura correspondiente al corredor que continúa hacia quebrada de Las Vacas. En esta imagen tomada de Perez Ferreira (2008) se muestran las brechas tectónicas con importante oxidación, por circulación de fluidos. 171

Figura 7.5. Corrimiento Montosa. a) Vista al Se en Portezuelo Montosa, donde se observa gran potencia de la brecha tectónica en la zona de falla. b) Vista hacia el O- NO en Portezuelo Montosa, donde se observa el contacto por falla entre las calizas cambro-ordovícias (Fm. Los Sapitos- Fm. San Juan) y las pelitas de la Fm. Gualcamayo. Las calizas se encuentran plegadas debido al movimiento de la falla, presentando pliegues con fallas en la charnela y una zona de brecha tectónica. c) Vista hacia el SE (hacia portezuelo Montosa), donde se observa la falla Montosa a lo largo de todo el camino. d) Vista hacia el sur, en el margen del río Gualcamayo donde se observa el contacto entre las rocas calcáreas cambro- ordovícicas y las rocas del Gr. Trapiche, por el corrimiento Montosa. Obsérvese el desarrollo de la brecha tectónica. 172

Figura 7.6 Quebrada del Diablo. a) Figura tomada de Perez Ferreira (2008) donde se observa una vista al Este de la estructura. La doble línea punteada representa una falla de rumbo mientras que la línea con palitos, muestra una estructura tipo flor negativa. b) Imagen obtenida del archivo (2004) de Google Earth, donde se muestra una vista al Norte de la estructura. Puede observarse la magnitud de las paredes. c) Imagen obtenida del archivo (2004) de Google Earth, donde se observa una vista de la estructura hacia el SE. d y e) Imágenes actuales. d) Vista hacia el Sur- SurEste donde se observa parte del open pit desarrollado sobre QDD Main. e) Imagen satelital actualizada obtenida de Google Earth donde se observa el open pit y los caminos mineros actuales..... 173

Figura 7.7. Grupo de clastos calcáreos que constituyen las brechas mineralizadas de QDD Lower West. a) Fotografía tomada de Perez Ferreira (2008). Brecha con grandes clastos de caliza (Ca) negra, matriz clástica escasa y cemento de calcita blanca. b) Fotografía tomada en túnel rampa. Brecha constituida por clastos calcáreos, mostrando la variedad de tamaños que pueden presentarse en un mismo sector. c) Muestra GL 11 QD 678 313,40 (testigo de perforación) brecha clasto sostén compuesta por calizas (Ca) grises y mármol blanco (Mbw). d) Muestra GL 10 QD 597 12,30 (testigo de perforación) brecha clasto sostén compuesta por calizas (Ca), mármol blanco (Mb) y skarn (Sk). e) Muestra GL 10 QD 591 85,80 (testigo de perforación). f) Muestra GL 06 QD 575 396,1 (testigo de perforación). Clastos de mármol blanco (Mbw) y mármol gris (Mbg), escasa matriz clástica y cemento carbonatico con sulfuros. g) Muestra GL 06 QD 380 397,90 (testigo de perforación). Gran clasto de mármol gris (Mbg). 175

Figura 7.8. Brechas tipo II o predominantemente no calcáreas, polimícticas, matriz sostén. a) Fotografía de testigo de perforación donde se observan que los fragmentos líticos (Lt) que constituyen la brecha son rocas porfíricas. b) Fotografía de testigo de perforación de brecha constituida por fragmentos de chert (clastos negros) y cuarcita (clastos irregulares blancos. c) Microfotografía tomada con polarizador, mostrando la abundancia de matriz en la brecha, y el crecimiento de arcillas (ilita?). d) Fotografía de testigo de perforación de brecha con clastos de rocas porfíricas (Lt) y cuarcitas (Cc). e) Microfotografía tomada con polarizador en la que se observa un clasto de arenisca en una brecha matriz sostén con evidencias de corrosión a partir del cemento calcáreo..... 177

Figura 7.9. Fotomicrografía de una brecha con matriz calcárea. Obsérvense los bordes sub- redondeados de los pequeños fragmentos que constituyen la matriz.....	178
Figura 7.10. Perfiles mostrando las unidades litológicas relacionadas a la mineralización.	181
Figura 7.11. a) Imagen satelital mostrando la ubicación de la cámara (proyección en superficie) desde donde se realizó la perforación. b) Sección transversal al cuerpo mineralizado realizada a los 200 m desde el inicio del cuerpo (de Este a Oeste) mostrando la forma y dimensiones del mismo. c) Sección Oeste- Este mostrándola forma y dimensiones del cuerpo mineralizado QDD <i>Lower West</i>	182
Figura 7.12. Mapa de estructuras y esquema estructural mostrando la orientación de σ_1 , durante el desarrollo de la estructura en el Mioceno	183
Figura 8.1. Fotomicrografías de muestras correspondientes al primer pulso mineralizante. a) Masas de cristales de pirita (Py). b) Cristales de esfalerita (Sph) con evidencias de brechamiento, asociados espacialmente a marcasita (Ms).	190
Figura 8.2. Brechamiento observado en los cristales de pirita del primer pulso mineralizante. a) Pirita (Py) brechada y alterada a marcasita (Ms). b) Pirita (Py) constituyendo una micro- brecha. Se observa la presencia de esfalerita (Sph), formando fases discretas dentro de la pirita, algunos sectores alterados a marcasita (Ms) y el relleno de calcita (Ca) que constituye el cemento del segundo pulso mineralizante.	191
Figura 8.3. a) Brecha hidrotermal compuesta por clastos de caliza gris y calcita blanca con oropimente. b) Venillas de calcita blanca y rejalgar. Las venillas cortan una brecha constituida por fragmentos de caliza gris. Se puede observar cierta diseminación del rejalgar en los clastos calcáreos. c) Venillas de calcita blanca con rejalgar cortando brecha compuesta por clastos de caliza gris. Se observa diseminación de rejalgar en los clastos. d) Brecha hidrotermal con relleno de calcita blanca, rejalgar y oropimente. e) Fotomicrografía de una venilla de calcita blanca, con cristales de rejalgar y minerales opacos (oropimente) en su interior. f) Fotomicrografía de venilla de calcita con cristales aislados de rejalgar (Re), asociados a oropimente (Orp) que conforma cristales radiales. g) Fotomicrografía de un cristal de pirita del primer pulso mineralizante rodeado por rejalgar (Re), oropimente (Orp) y calcita. h) Fotomicrografía de la asociación mineralógica que compone el segundo pulso mineralizante. Cristales de Oropimente conformando nidos, asociados a rejalgar y calcita.	192
Figura 8.4. Imágenes de electrones retrodispersados de minerales de mena pertenecientes al primer pulso mineralizante. a) Inclusión de galena (Gn) en pirita (Py). b) Inclusión de sulfosal (Sf) de Pb, Fe, As y Sb en pirita (Py). c) Intercrecimientos de pirita (Py) y esfalerita (Sph). d) Cristales de esfalerita (Sph) relacionados a pirita (Py).	198
Figura 8.5. Imágenes de electrones retrodispersados y mapeo composicional de los telururos que constituyen el segundo pulso mineralizante. a) Cristal con hábito prismático corto del telururo de Au (Te(Au)). b) Mapeo composicional por Au del cristal de la figura a. c) Cristal anhedral irregular, del telururo de mercurio (Te(Hg)) con zonaciones del telururo de Au (Te(Au)). d) Cristal anhedral del telururo de mercurio (Te(Hg)) con intercrecimientos del telururo de Au (Te(Au)).	199
Figura 8.6. a) Fotografía de la muestra GL 12QD738 que fue analizada por este método. b) Mapeo composicional semi- cuantitativos obtenidos con QEMSCAM con una malla de muestreo de 15 μm . c) Campos de la Figura b) analizados con una malla de muestreo de 1,5 μm	201
Figura 8.7. a) Modelado del cuerpo mineralizado QDD <i>Lower West</i> en un perfil O-E. En la figura pueden observarse las formas globosas e irregulares determinadas por las variaciones del contenido de Au (equivalente). b) Sección	

transversal al cuerpo mineralizado realizada a los 100 m desde el inicio del cuerpo (de Este a Oeste) mostrando la forma del mismo. c) Sección transversal al cuerpo mineralizado realizada a los 200 m desde el inicio del cuerpo (de Oeste a Este) mostrando la forma del mismo. d) Variación de las leyes de Au (equivalente) dentro del cuerpo mineralizado mostrada en secciones transversales, realizadas cada 100 m desde el inicio del cuerpo (de este a oeste, de izquierda a derecha respectivamente). Como puede observarse, los contenidos de Au (equivalente) varían erráticamente.	202
Figura 8.8. Diagramas de correlación a)Au- Ag; b)Au- As; c)Au- Pb; y d)Au- Zn. e) Valores de R^2 , coeficiente de correlación de Pearson, Valor p para significación y significado de la correlación. Las correlaciones no son significativas en los pares analizados, excepto para Au- Ag	206
Figura 8.9. Diagrama paragenético propuesto para QDD Lower West.	208
Figura 9.1. Distribución de IF primarias, pseudosecundarias y secundarias, según el criterio de Roedder (1984). .	214
Figura 9.2: Esquemas de clasificación de inclusiones fluidas basada en las fases observadas a temperatura ambiente. a) Clasificación de Nash (1976). b) Clasificación de Shepeherd 1985. L: liquido; V: vapor; S: sólidos; GL: vidrio.....	215
Figura 9.3. Terminología utilizada para describir espacialmente la ubicación de las inclusiones fluidas respecto de los minerales hospedantes en rocas de textura masiva (tomado de Van den Kerkhof y Hein, 2001).	216
Figura 9.4. Fotomicrografías de inclusiones fluidas. a) Inclusión fluida asilada primaria. b) Inclusiones secundarias alineadas formando un tren. c) Inclusiones pseudosecundarias alojadas en un plano de crecimiento del cristal. ...	217
Figura 9.5. Histograma de frecuencia para las IF medidas.	222
Figura 9.6. $\delta^{34}\text{S}$ de diferentes reservorios geológicos (tomado de Seal 2006).	224
Figura 9.8. Variaciones del valor de $\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ (PDB) en diferentes materiales naturales y extra-terrestres. En la parte superior del grafico se encuentran los resultados obtenidos para las muestras analizadas del Distrito Minero Gualcamayo (Tabla 9.3.a) y los tomados de Bruno (2005; ver Tabla 9.3.b).	231
Figura 9.9. Relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ expresada como $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ (SMOW) de algunos materiales naturales y extra-terrestres. Los círculos corresponden a las muestras analizadas del Distrito Minero Gualcamayo y los cuadrados a las muestras analizadas por Bruno (2005)......	233
Figura 9.10. Diagrama de correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ que grafica los campos para aguas de diferente origen (modificado de Crosta y Palacio; 2005) según los valores propuestos por propuesto por Zheng y Hoefs (1993) para aguas magmáticas).....	234
Figura 9.11. Diagramas plumbotectónicos. a) Relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. b) Relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	235
Figura 9.12. Relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. a) Diagrama de Holmes- Houtermans. b) Diagrama de Stacey-Kramers.....	236
Figura 9.13. a) Isócrona obtenida a partir del análisis isotópicos de Re-Os. b) Relaciones de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs la inversa de la concentración obtenida de Os (1/Os; ppb).	237
Figura 9.14. Correlación entre la temperatura de homogenización y la salinidad de las IF medidas. Las flechas indican la trayectoria que siguen los fluidos hidrotermales de acuerdo al fenómeno que sufren (Tomado de Camprubí 2010).	239
Figura 9.15. Diagrama tomado de Wilkinson (2001), donde se muestran los intervalos de salinidad y temperaturas de homogenización para diferentes depósitos de origen hidrotermal. Los puntos marcados corresponden a los la	

salinidad y temperaturas de las IF medidas de QDD Lower West. Se omitieron en este grafico las IF consideradas secundarias.	239
Figura 9.16: Diagrama de Hass (1971).	240
Figura 10.1. Diagrama mostrando los estados de sulfuración del magma y fluidos de sistemas hidrotermales activos ploteados sobre una grilla de sulfuración en reacciones minerales a 1 bar (Tomado de Einaudi et al. 2003)	246
Figura 10.2. Diagrama Log $fS_2 - 1000/T$ mostrando los estados de sulfuración del magma y fluidos de sistemas hidrotermales activos ploteados sobre la grilla de reacciones minerales a 1 bar (Tomado de Einaudi et al. 2003). A $\sim 300^\circ$ el oropimente es estable para sulfuraciones intermedias en fluidos magmáticos hidrotermales.	247
Figura 9.14. Correlación entre la temperatura de homogenización y la salinidad de las IF medidas. Las flechas indican la trayectoria que siguen los fluidos hidrotermales de acuerdo al fenómeno que sufran (Tomado de Camprubí 2010).	248
Figura 9.15. Diagrama tomado de Wilkinson (2001), donde se muestran los intervalos de salinidad y temperaturas de homogenización para diferentes depósitos de origen hidrotermal. Los puntos marcados corresponden a los la salinidad y temperaturas de las IF medidas de QDD <i>Lower West</i> . Se omitieron en este grafico las IF consideradas secundarias	248
Figura 9.16: Diagrama de Hass (1971).	249
Figura 9.8. Variaciones del valor de $\delta^{13}C$ ‰ (PDB) en diferentes materiales naturales y extra-terrestres. En la parte superior del grafico se encuentran los resultados obtenidos para las muestras analizadas del Distrito Minero Gualcamayo (Tabla 9.3.a) y los tomados de Bruno (2005; ver Tabla 9.3.b).....	250
Figura 9.9. Relaciones $^{18}O/^{16}O$ expresada como $\delta^{18}O$ ‰ (SMOW) de algunos materiales naturales y extra-terrestres. Los círculos corresponden a las muestras analizadas del Distrito Minero Gualcamayo y los cuadrados a las muestras analizadas por Bruno (2005).	251
Figura 9.10. Diagrama de correlación entre los valores de $\delta^{13}C_{fluido}$ y $\delta^{18}O_{fluido}$ que grafica los campos para aguas de diferente origen (modificado de Crosta y Palacio; 2005) según los valores propuestos por propuesto por Zheng y Hoefs (1993) para aguas magmáticas).	251
Figura 10.3. Valores de $\delta^{34}S$ de algunos yacimientos hidrotermales y los obtenidos para el distrito minero Gualcamayo. Los valores para el distrito minero Gualcamayo se obtuvieron en esta tesis, excepto los obtenidos por Bruno (2005; Tabla 9.1 b). Los valores de $\delta^{34}S$ para el Diyadin Gold Deposit fueron tomados de Çolakoğlu et al. (2011), mientras que los de los tipo Carlin de Kesler et al. (2005), Arehart et al. (1993) e Ilchik y Barton (1997). Los valores de $\delta^{34}S$ para las venas mesotermales se obtuvieron de Ohmoto y Goldhaber (1997).	255
Figura 9.11. Diagramas plumbotectónicos. a) Relaciones $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{207}Pb/^{204}Pb$. b) Relaciones $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{208}Pb/^{204}Pb$	256
Figura 10.3. Diagrama de log fO_2 versus pH, a $300^\circ C$ (a) y $250^\circ C$ (b) donde se han representado las especies acuosas del S predominantes y los complejos responsables del transporte del oro más comunes; como así también las curvas de solubilidad del oro como $Au(HS)_2$ expresadas en ppb. Los campos de estabilidad de los complejos auríferos se han tomado de Cooke et al. (1996).	258
Figura 9.13. a) Isócrona obtenida a partir del análisis isotópicos de Re-Os. b) Relaciones de $^{187}Os/^{188}Os$ vs la inversa de la concentración obtenida de Os (1/Os; ppb).	259
Figura 7.12. Mapa de estructuras y esquema estructural mostrando la orientación de σ_1 , durante el desarrollo de	

la estructura en el Mioceno.....	261
Figura 10.4: Modelo metalogénico propuesto para QDD Main y QDD Lower West.....	264
Figura 10.5. Diagramas paragenéticos de los depósitos mencionados en la tabla 10.1. a) Secuencia paragenética de los halos, venillas y cuerpos diseminados de alunita- pirita- enargita del depósito epitermal de alta sulfuración Pascua Au-Ag-Cu (Tomado de Chouinard et al. 2005). b) Estadios paragenéticos (S1, S2, S3, S4) y subestadios (a, b, c) identificados en el depósito Caylloma de sulfuración intermedia, Perú (Tomado de Echavarría et al. 2006) c) Diagrama paragenético del epitermal de baja sulfuración, distrito aurífero la Carolina, San Luis, Argentina (Tomado de Gallard-esquivel et al. 2012).....	267
Figura 10.5. Diagramas paragenéticos de los depósitos mencionados en la tabla 10.1 (Continuación). d) Secuencia paragenética del depósito tipo Carlin determinada en Getchell, Nevada (Tomado de Cline et al. 2005). e) Secuencia paragenética del depósito Carlin “like” Barhi y Jhal ubicados en la faja corrida y plegada Mahakoshal, India central (Talusani, 2001) .f) Diagrama paragenético de QDD <i>Lower West</i>	268

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Límites de detección y límites superiores de los métodos empleados en los análisis químicos.....	38
Tabla 2.2. Estándares utilizados en el laboratorio del instituto GEA para medir cada elemento en los análisis realizados sobre silicatos.	39
Tabla 5.5. Composiciones de anfíboles obtenidos con microsonda electrónica.	120
Tabla 5.5. (Continuación). Composiciones de anfíboles obtenidos con microsonda electrónica.....	121
Tabla 5.5. (Continuación). Composiciones de anfíboles obtenidos con microsonda electrónica.....	122
Tabla 5.6. Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.	124
Tabla 5.6 (Continuación). Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.	125
Tabla 5.6 (Continuación). Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.	126
Tabla 5.6 (Continuación). Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.	127
5.6 (Continuación). Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.	128
Tabla 6.1. Tipos reconocidos de depósitos de oro y sus principales atributos geológicos. Tomada de Robert et al. 1997.	154
Tabla 6.1 (Continuación). Tipos reconocidos de depósitos de oro y sus principales atributos geológicos (continuación). Tomada de Robert et al. 1997.	154
Tabla 8.1. Análisis químicos de minerales de mena del primer pulso mineralizante de QDD Lower West realizados con microsonda electrónica. Los valores corresponden a porcentaje en peso total sin recalcular al 100%. dld: debajo del límite de detección.....	193
Tabla 8.1. (Continuación). Análisis químicos de minerales de mena del primer pulso mineralizante de QDD Lower West realizados con microsonda electrónica. Los valores corresponden a porcentaje en peso total sin recalcular al 100%. dld: debajo del límite de detección.	194
Tabla 8.2. Composición química semi-cuantitativa de minerales de mena del primer pulso mineralizante obtenidos con EDS, expresados en % en peso.	196
Tabla 8.3. Composición química semi-cuantitativa de minerales de mena del segundo pulso mineralizante obtenido con SEM-EDS, expresados en porcentaje en peso.	197
Tabla 8.4. Análisis químicos de perforaciones (roca total) de tramos mineralizados para muestras de perforación de Quebrada del Diablo Lower West. Los mismos fueron realizados en ACME bajo el protocolo G6. Representan (30 pozos, 53 muestras, 94,69 m)	203
Tabla 8.4 (Continuación). Análisis químicos de perforaciones (roca total) de tramos mineralizados para muestras de perforación de Quebrada del Diablo Lower West. Los mismos fueron realizados en ACME bajo el protocolo G6. Representan (30 pozos, 53 muestras, 94,69 m).....	205
Tabla 9.1. Datos petrográficos, microtermométricos y de salinidad y densidad para las IF analizadas. (no: no observado).	219
Tabla 9.1 (Continuación). Datos petrográficos, microtermométricos y de salinidad y densidad para las IF analizadas. (no: no observado).	220
Tabla 9.1 (Continuación). Datos petrográficos, microtermométricos y de salinidad y densidad para las IF analizadas. (no: no observado).	221

Tabla 9.2. b): Resultados obtenidos para $\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$ (‰; Bruno 2005) y recalcu de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ (‰).	226
Tabla 9.2.a): Resultados obtenidos para $\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$ (‰) y recalcu de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ (‰).	227
Figura 9.7. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ de algunos yacimientos hidrotermales y los obtenidos para el distrito minero Gualcamayo. Los valores para el distrito minero Gualcamayo se obtuvieron en esta tesis, excepto los obtenidos por Bruno (2005; Tabla 10.1 b). Los valores para los pórfidos fueron tomados de Ohmoto y Rye (1979). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los depósitos de tipo Kuroko fueron tomados de Kajiwra y Krouse (1971), Kajiwara y Date (1971) y Kajiwara (1971). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para el Diyadin Gold Deposit fueron tomados de Çolakoğlu et al. (2011), mientras que los de los tipo Carlin de Kesler et al. (2005), Arehart et al. (1993) e Ilchik y Barton (1997). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las venas mesotermales se obtuvieron de Ohmoto y Goldhaber (1997).	227
Tabla 9.3.a. Resultados obtenidos para $\delta^{13}\text{C}_{\text{mineral}}$ (‰) y el recalcu de $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ (‰) a partir del fraccionamiento calculado a las temperaturas obtenidas del estudio de inclusiones fluidas.	229
Tabla 9.3.b. Resultados obtenidos para $\delta^{13}\text{C}_{\text{mineral}}$ (‰; Bruno 2005) y el recalcu de $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ (‰) a partir del fraccionamiento calculado a las temperaturas obtenidas del estudio de inclusiones fluidas.	230
Tabla 9.4 a: Resultados obtenidos para $\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ (‰) y el recalcu de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰) a partir de los fraccionamientos a diferentes temperaturas obtenidas mediante el estudio de inclusiones fluidas (Capitulo 9). .	232
Tabla 9.4 b: Resultados obtenidos para $\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ (‰; Bruno 2005) y el recálculo de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰) a partir del fraccionamiento calculado a las temperaturas obtenidas del estudio de inclusiones fluidas (Capitulo 9).	232
Tabla 9.5. Resultados obtenidos de isótopos de Pb para las muestras analizadas.	234
Tabla 9.6. Resultados obtenidos para el análisis de Re- Os.	237
Tabla 10.1. Características de algunos depósitos hidrotermales.	266
Tabla 10.2. Comparación de QDD Lower West con los depósitos Carlin Type y con los Carlin Like.	269

ii Capítulo 1.

Consideraciones Generales

Contenido

1.1. Introducción

1.2. Objetivos

1.3. Ubicación y Vías de Acceso

1.4. Trabajos Citados en este Capítulo

Capítulo 1. Consideraciones Generales

1.1. Introducción

El distrito minero Gualcamayo se ubica en la provincia morfoestructural de Precordillera Central, en el extremo nororiental de la provincia de San Juan (Figura 1.1). Este sector está caracterizado por rocas carbonáticas y sedimentitas clásticas de edad ordovícica y carbonífera-pérmica que fueron intruídas por cuerpos de composición dacítica-andesítica de edad miocena. La unidad más antigua del área corresponde a una potente secuencia de rocas calcáreas con marcada estratificación y sin base aflorante que presenta intenso plegamiento y fracturación. Por su litología puede correlacionarse con la Formación Los Sapitos, de edad cámbrica inferior o con la Formación San Juan, de edad ordovícica inferior a media (Furque 1963; Hünicken y Pensa 1981; Cañas 1985; Cañas 1988; Herrera y Benedetto 1991; Albanesi et al. 1998). A los fines del mapeo fueron denominadas genéricamente como calizas cambro-ordovícicas. Sobreyace en concordancia, una sucesión de pelitas negras que conforma afloramientos reducidos, la cual ha sido asignada a la Formación Gualcamayo, de edad ordovícica inferior a media (Astini, 1994). Por encima y en contacto neto, se encuentra una secuencia clástica granodecreciente que se inicia con un conglomerado clasto-sostén compuesto por clastos de calizas, lutitas, rocas volcánicas y chert que alcanzan tamaños entre 0,5 y 5 cm y ocasionales bloques de calizas de formas irregulares de hasta un metro. La secuencia continúa con un conglomerado matriz-sostén de similar composición cuyos clastos no superan los 2 cm de tamaño. Éste, pasa gradualmente a areniscas bien estratificadas que hacia el techo continúan con sabulitas en las que se intercalan niveles de lutitas y areniscas. Por su litología y yacencia, estas rocas han sido asignadas al Grupo Trapiche, que comprende potentes depósitos de ambiente deltaico de edad ordovícica superior (Furque 1963; Furque y Cuerda 1979; Astini et al. 1986; Astini 1998). Hacia el oeste de la zona de estudio, en el sector de la quebrada de las Vacas, aflora una secuencia sedimentaria compuesta por bancos de areniscas gruesas intercaladas con lutitas carbonosas, bancos conglomerádicos y areniscas, cuyas características litológicas y de yacencia corresponden a las de la Formación Volcán de edad carbonífera (Castro, 1990; Furque, 1963). En el sector de Portezuelo Montosa (figura 1.1 c), aflora un conjunto de areniscas con intercalaciones de niveles sabulíticos asignada a la Formación Panacán (Castro, 1990; Furque, 1963). Hacia arriba continúan arcosas que alternan con arcilitas, lutitas y lentes de arcilitas carbonosas que corresponderían a la Formación Ojo de Agua de edad pérmica (Castro, 1990; Furque, 1963). Hacia el oeste del área de estudio, aflora un conjunto de rocas compuestas por facies volcánicas, sedimentarias y mixtas de composición principalmente andesítica. Por su yacencia y características, corresponde al Grupo del Áspero (Furque, 1963; Furqué et al., 1999; Limarino et al., 2002).

Intruyendo a las rocas paleozoicas se encuentra el complejo ígneo Gualcamayo, constituido por pórfiros de composición andesítica a riódacítica- dacítica, diferenciados como filón capa Las Vacas, dacita de Varela y dacita El Rodado (Bruno, 2005; Simon et al., 2001). También se han reconocido un conjunto de diques dacíticos indiferenciados y filones capa andesíticos (D'Annunzio y Rubinstein 2014a; D'Annunzio y Rubinstein 2014b; D'Annunzio y Rubinstein 2013).

El distrito incluye numerosas manifestaciones minerales entre las que se destacan tres depósitos: Quebrada del Diablo *Main*, Amelia Inés- Magdalena y Quebrada del Diablo *Lower West*. Quebrada del Diablo *Main* (Figura 1.1. c) es un cuerpo con mineralización de Au aflorante y alojado en brechas carbonáticas producto de disolución y colapso (Bruno, 2005). Actualmente constituye la mina a cielo abierto del distrito minero Gualcamayo. Amelia Inés- Magdalena son depósitos de hierro, molibdeno, cobre, zinc, plomo y oro, asociados a skarns magnesianos (Logan, 1999). Quebrada del Diablo *Lower West* es un cuerpo no aflorante que se encuentra entre 500 y 600 metros de profundidad. En este cuerpo, la mineralización de oro se encuentra principalmente asociada a brechas caracterizadas por una gran variación en la composición y abundancia relativa de clastos, matriz y cemento (D'Annunzio y Rubinstein 2013b; D'Annunzio et al. 2014).

1.2. Objetivos

Este trabajo de investigación comprende el estudio metalogenético integral del cuerpo mineralizado Quebrada del Diablo *Lower West* que forma parte del distrito minero Gualcamayo con el fin de construir el modelo evolutivo del sistema hidrotermal y contribuir a establecer los metalotectos a escala regional para generar guías que permitan orientar la exploración de depósitos de similares características así como contribuir al conocimiento de los recursos minerales de la Precordillera. El estudio detallado de todos los aspectos metalogenéticos de Quebrada del Diablo *Lower West* permitió la comparación con otros depósitos del distrito y la creación de un modelo integral para los yacimientos hidrotermales que lo componen. Los estudios petro-mineralógicos (que incluyen química mineral) e isotópicos realizados, permitieron caracterizar la mineralización y la evolución del sistema hidrotermal. La caracterización litogeoquímica del magmatismo mioceno del área permitió definir su ambiente geodinámico, así como su relación con la mineralizaciones hidrotermales del distrito. El análisis detallado de la estructura de superficie y subsuelo, permitió definir la ubicación de los esfuerzos principales relacionados a las zonas de apertura, vinculadas con las zonas favorables para la circulación y depositación de fluidos hidrotermales mineralizantes. Permitted definir además, las orientaciones favorables para la formación del cuerpo mineralizado estudiado, generando además una importante guía de exploración.



Figura 1.1: Ubicación geográfica de la zona de estudio. a) En el contexto de América del Sur. b) En el contexto regional de la Provincia de San Juan, con las rutas y vías de acceso. c) Imagen tomada de Google Earth, donde se muestra la ubicación de quebradas y cuerpos mineralizados presentados en el texto.

Los objetivos específicos del presente trabajo de investigación son:

- *Determinar las asociaciones de alteración y mineralización del depósito en base a estudios petro-mineralógicos que permitan definir las paragénesis de minerales de metalíferos y minerales no metalíferos y su vinculación en espacio y tiempo para el cuerpo mineralizado QDD Lower West.*
- *Establecer los controles estructurales de la mineralización, mediante el análisis detallado de la estructura en el área del yacimiento, y establecer la relación entre la estructura, el magmatismo y la mineralización. La vinculación del mismo con la tectónica regional permitió definir la trayectoria de los fluidos mineralizantes.*
- *Establecer el origen y la evolución de los fluidos del sistema hidrotermal. en base al análisis detallado de las paragénesis de minerales alteración y de mineralización y estableciendo la secuencia paragénética de las mismas y su vinculación temporal.*
- *Definir el modelo genético de la mineralización. A partir de la integración de toda la información referida a las características metalogenéticas del cuerpo mineralizado Quebrada del Diablo Lower West y sus controles estructurales.*
- *Establecer la relación entre los depósitos de Quebrada del Diablo Lower West y Quebrada del Diablo Main, generando un modelo genético para QDD Lower West y su posterior confrontación con el modelo existente para Quebrada del Diablo Main.*
- *Construir el modelo genético de la mineralización de Au del distrito minero Gualcamayo. La confrontación del modelo genético generado para el cuerpo mineralizado QDD Lower West, con los existentes para otros cuerpos mineralizados del área de estudio.*

1.3. Ubicación y vías de acceso

El Distrito Minero Gualcamayo (29°43'32.42" S, 68°38'26.11" O) se ubica en el extremo noreste de la provincia de San Juan, en el departamento de Jáchal, cercano al límite con la provincia de La Rioja (Figura 1.1. b). Pertenece a la provincia morfoestructural de Precordillera Central, localizándose en el extremo nor-oriental de la misma.

Se accede a la zona por la Ruta Nacional N° 40, desde la ciudad de San Juan, transitando 250 Km. pavimentados hasta la garita de acceso de la mina. Luego, por camino consolidado, 20 km hasta las instalaciones de campamento (Figura 1 b).

El cuerpo mineralizado Quebrada del Diablo *Lower West* (QDD *Lower West*) se encuentra entre 500 y 600 m de profundidad en dirección oeste al cuerpo mineralizado de Quebrada del Diablo *Main* ubicado sobre la estructura de Quebrada del Diablo y en la margen superior de la quebrada de Varela (Figura 1.1. c).

1.4. Trabajos citados en este Capítulo.

- Albanesi, G.L., Hünicken, M.A., Barnes, C.R., 1998. Bioestratigrafía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*.
- Astini, R.A., 1998. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Tardío. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 53, 489–503.
- Astini, R.A., 1994. Paleoambientes y análisis secuencial de las unidades de pelitas negras (Aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 49, 71–84.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L., Carrera, M., 1986. La fauna de trilobites de la Formación Las Plantas (Ordovícico tardío), Precordillera de La Rioja, Argentina., in: *Actas Del IV Congreso Argentino de Paleontología Y Bioestratigrafía*. Mendoza, pp. 81–89.
- Bruno, N.E., 2005. Metalogénesis aurífera en rocas carbonáticas, Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
- Cañas, F., 1988. Facies perimareales del Cámbrico Inferior en el área de Guandacol., in: *Actas de La 2º Reunión Argentina de Sedimentología*. pp. 46–50.
- Cañas, F.L., 1985. Análisis de las facies carbonáticas de la Formación Los Sapitos (Cámbrico?- Tremadociano), en la quebrada del Río Guandacol, La Rioja., in: *Actas de La 1º Jornadas de Geología de Precordillera*. pp. 271–276.
- Castro, C., 1990. Geología de un sector del Distrito Minero Gualcamayo, provincia de San Juan. Universidad Nacional de San Juan.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2014a. Caracterización Geoquímica de las Rocas Pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo, Precordillera de San Juan. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 71, 356–364.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2014b. Nuevos Aportes al Conocimiento del Complejo Ígneo Gualcamayo, Precordillera Central de la Provincia de San Juan, in: *Actas Del 19º Congreso Geológico Argentino*.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2013a. Caracterización Geoquímica de las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo. Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina, in: *Actas Del 2º Simposio Sobre Petrología Ígnea Y Metalogénesis Asociada*. pp. 24–25.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2013b. Origen y Eventos de Mineralización de las Brechas de Quebrada del Diablo Lower West, Distrito Minero Gualcamayo, Provincia de San Juan. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 70, 542–548.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., Dimieri, L.V., 2014. Las Brechas Tectónicas de Quebrada del Diablo Lower West: Principal Control de la Mineralización de oro. Distrito Minero Gualcamayo, San Juan., in: *Actas Del 19º Congreso Geológico Argentino*. pp. 2–3.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b-Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería 92., Buenos Aires.
- Furque, G., Cuerda, A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza., in: *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*. pp. 455–522.
- Furqué, G., González, P. De, Caballé, M.F., 1999. Hoja Geológica 3169-II: San José de Jáchal.
- Herrera, Z., Benedetto, J.L., 1991. Early Ordovician brachiopods fauna of the Precordillera basin, western Argentina: biostratigraphy and paleogeographical affinities. En: (eds.), *Brachiopods through time*. 2nd Inte, in: Mackicnonn, D., Lee, D., Campbell, J. (Eds.), *Brachiopods through Time*. 2nd International Congress of Brachiopods. pp. 283–301.
- Hünicken, M.A., Pensa, M., 1981. Secuencia carbonática estromatolítica cambro- ordovícica (Formación Los Sapitos) en la quebrada del río Guandacol, La Rioja., in: *Actas de La Reunión de Comunicación Proyecto 44, (IGCP) IUGS*. IUGS, p. 1981.

- Limarino, C.O., Fauqué, L.A., Cardó, R., Gagliardo, M.L., Escoteguy, L., 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. Rev. la Asoc. Geológica Argentina 57, 305–314.
- Logan, A.V., 1999. Distritos auríferos de Gualilán y Gualcamayo, San Juan., in: Recursos Minerales de La República Argentina. pp. 1525– 1534.
- Simon, W., Castro, C.E., Moreiras, S.M., Lanzilotta, M.I., Matar de Sarquis, A., 2001. Procesos de alteración hidrotermal vinculados con el complejo ígneo Gualcamayo, San Juan, Argentina., in: Actas Del 2º Encuentro Minero Del Cono Sur de América Y Encuentro Minero de Tarapaca. Iquique, pp. 1–25.

Capítulo 2.

Metodología de trabajo.

Contenido

- 2.1.** Trabajo de campo
- 2.2.** Mapeo y procesamiento de imágenes satelitales
- 2.3.** Estudios petrográficos- mineralógicos
- 2.4.** Análisis geoquímicos
 - 2.4.1. Elementos mayores, menores y trazas
 - 2.4.2. Elementos metálicos
- 2.5.** Determinaciones mineralógicas
 - 2.5.1. Microscopio electrónico con equipo de energía dispersiva (MEB-EDS)
 - 2.5.2. Microsonda Electrónica.
 - 2.5.3. Qemscan.
- 2.6.** Procesamiento estadístico
- 2.7.** Inclusiones fluidas
- 2.8.** Análisis isotópicos
 - 2.8.1. Estudios de isótopos radiogénicos
 - 2.8.1.1. *Datación U- Pb en circones.*
 - 2.8.1.1.1. Diques dacíticos.
 - 2.8.1.1.2. Dacita túnel.
 - 2.8.1.2. *Datación Re/Os.*
 - 2.8.1.3. *Isótopos de Pb.*
 - 2.8.2. Estudios de isótopos estables
 - 2.8.2.1. Isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$).
 - 2.8.2.2. *Isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$).*
- 2.9.** Trabajos Citados en este Capítulo

Capítulo 2. Metodología de trabajo

2.1. Trabajo de campo

Se llevaron a cabo 4 campañas al Distrito Minero Gualcamayo. Los trabajos de campo, estuvieron orientados al reconocimiento de la geología local del distrito, incluyendo la identificación y mapeo de las unidades litológicas aflorantes en el área, así como de los rasgos estructurales. Se observaron en el campo además, las relaciones entre las unidades aflorantes, su grado de alteración, la presencia de venillas y de sulfuros.

La primera campaña se realizó entre julio y agosto del año 2011 y tuvo 6 días de duración. Durante la misma se efectuó el reconocimiento general de algunas unidades rocosas aflorantes en el área de estudio, se tomaron 12 muestras de roca para estudios petro-mineralógicos, 4 muestras para análisis químicos de roca total y 20 puntos con Sistema de Posicionamiento Global (GPS).

Se trabajó también dentro de los túneles de exploración que conducen al cuerpo mineralizado de QDD Lower West, reconociendo diferentes unidades litológicas y estructuras. Se tomaron 7 muestras de roca de las paredes del mismo para estudios petro-mineralógicos y 2 para análisis químicos de roca total. También se llevó a cabo el reconocimiento de las brechas que conforman el cuerpo mineralizado y se tomaron muestras de mineralización y de las brechas.

Se examinaron además, las descripciones y análisis químicos de aproximadamente 600 metros de testigos de perforaciones del cuerpo mineralizado de QDD Lower West, realizadas entre 2006 y 2011, con el objetivo de seleccionar muestras representativas de la mineralización y sus cajas para estudios petro-calcográficos y de isótopos de S, C, O y Pb. Se consultaron además, mapas regionales e imágenes satelitales proporcionados por Minas Argentinas Sociedad Anónima (M.A.S.A.). La cantidad de metros de perforación realizados y analizados, es un dato confidencial de la empresa, por lo que se referirá en general como “perforaciones”, sin hacer alusión a las cantidades específicamente.

La segunda campaña se realizó en noviembre de 2011 y tuvo 6 días de duración. Durante la misma se realizaron trabajos de campo en la zona de estudio con el objetivo de reconocer, mapear y muestrear las unidades rocosas no relevadas en la primera campaña. Se recorrieron otros cuerpos mineralizados del área (Amelia Inés- Magdalena, Salamanca y Mina Virgen de Lourdes) con el objetivo de observar el estilo de la mineralización a los fines de una posterior comparación entre ellos. Durante los trabajos de campo se recolectaron 30 muestras de roca de superficie para llevar a cabo estudios petro-mineralógicos, 3 muestras para realizar análisis químicos de roca total, una muestra para datación (U/Pb en roca total) y se tomaron 45 puntos con GPS. Así mismo, se procedió al muestreo de los tramos de perforación revisados durante la campaña anterior, tomándose un total de 21 muestras para

estudios petro-mineralógicos. Se continuó con el examen de las descripciones y análisis químicos de 43 elementos (metales pesados: Au, Ag, Al, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Sc, Sn, Ta, Ti, Tl, V, W, Y, Zr y Zn; metales alcalino térreos: Ba, Ca, Mg y Sr; metales alcalinos: K, Li, Na; no metales: As, P, Sb, Se, Te y B y ETR: La, U y Th), de los testigos de perforación de los pozos realizados a partir de 2011. Estos resultados fueron aportados por M.A.S.A.

La tercera campaña se llevó a cabo durante el mes de noviembre del año 2012 y tuvo una duración de 5 días. Se efectuaron trabajos de campo en los que se realizó la identificación y medición de rasgos estructurales de superficie. Durante los mismos se recolectaron 9 muestras de roca para estudios petro-mineralógicos y se tomaron 20 puntos con GPS. Se investigaron además, las relaciones de los intrusivos del área (diques, filones capa y cuerpos mayores) entre sí y con las rocas de caja.

Por otra parte se examinaron las descripciones y los análisis químicos, aportados por M.A.S.A, de perforaciones realizadas entre el año 2011 y 2012 sobre el cuerpo mineralizado de QDD *Lower West*. Se tomaron 33 muestras representativas para estudios petro-mineralógicos y 13 muestras para análisis de isótopos estables e inestables. Finalmente se trabajó dentro de los túneles de exploración abiertos durante el período 2011-2012, con el objetivo de identificar y tomar muestras para la confección de cortes petro- calcográficos de las diferentes unidades litológicas atravesadas por ellos.

La cuarta campaña se llevó a cabo durante el mes de julio de 2015 y tuvo una duración de 7 días. Se efectuaron muestreos de testigos de perforación, del túnel y de la mina a cielo abierto. También se extrajeron de la base de datos de la empresa numerosos blocks diagramas y perfiles en diferentes orientaciones con el fin de ilustrar la descripción e interpretación de las estructuras, la forma del depósito y la relación de la mineralización con las diferentes litologías y estructuras.

2.2. Mapeo y procesamiento de imágenes satelitales

El mapeo preliminar de las unidades litológicas se realizó utilizando la imagen ASTER de la zona de estudio. El procesamiento digital se llevó a cabo sobre imágenes ASTER nivel 1A (datos crudos) y 1B (radiancia al sensor), las que se encuadran dentro de lo que se conoce como "Estándar Data Products". Mediante la utilización del ASTER DEM Data Generation Software y ASTER Geocoded Ortho Image Generation Software, se obtuvieron el Modelo Digital de Elevaciones (DEM) y las imágenes ortorrectificadas (radiancia al sensor). Para ello, se utilizó el programa ENVI 4.8 con licencia de educación. Toda la información preliminar obtenida sobre la estructura y litología, mediante el procesamiento de las imágenes ASTER tuvo un intenso control de campo.

Entre los procesamientos iniciales se realizaron diferentes combinaciones de bandas, cocientes entre bandas y se aplicaron fórmulas matemáticas. Se combinaron bandas a fin de llevar a cabo una primera interpretación fotogeológica de la región. Se realizaron las combinaciones entre bandas 124, 431, 432, 531, 451, 457, 654, 831, 321 y 631 (RGB-ASTER) con el objetivo de identificar diferentes

litologías y correlacionarlas con mapas preexistentes del área. Es una metodología particularmente útil, debido a que el procesamiento de la imagen permite discriminar rasgos que no son perceptibles en las imágenes ASTER crudas o en las imágenes satelitales que pueden obtenerse de Google Earth (Figura 2.1.a).

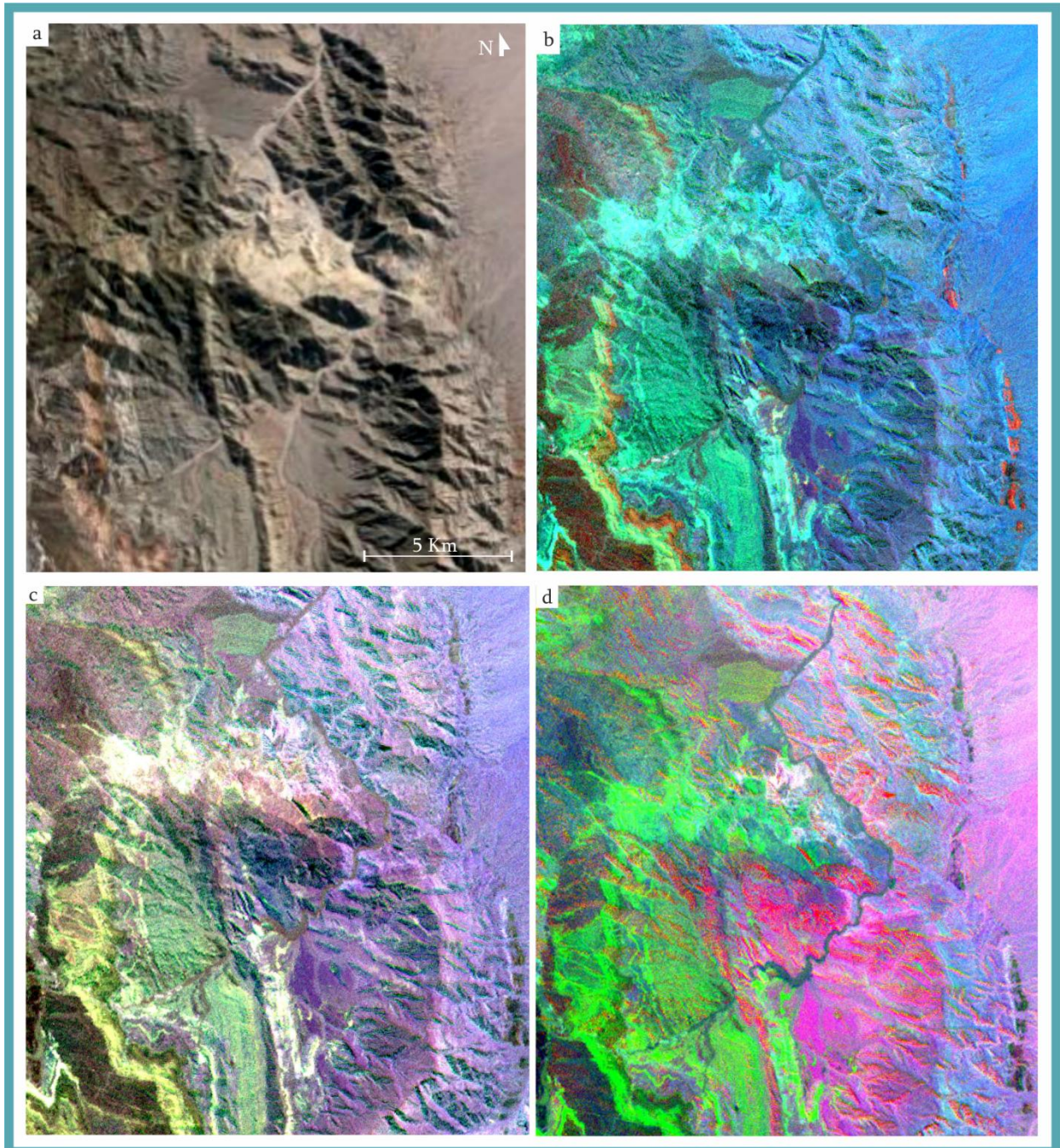


Figura 2.1. a) Imagen obtenida de Google, sin combinar bandas. b) Imagen ASTER obtenida mediante el cociente RGB 3/1, 4/6, 4/7. c) Imagen ASTER obtenida mediante el cociente RGB 4/5, 4/6, 4/7. d) Imagen ASTER obtenida mediante el cociente RGB 5/8; 4/6; 6/7 (Xu et al. 2008), utilizada para destacar rasgos estructurales. Obsérvense en color rojo los lineamientos con orientaciones preferenciales NW- SE y N.S.

Debido a que los resultados no fueron positivos se utilizaron cocientes de bandas del SWIR para discriminar y diferenciar litologías (Pérez y Ducart 2007) ya que muchos minerales formadores de rocas ya sea sedimentarias o magmáticas, presentan picos de absorción y de reflectancia característicos en las regiones del espectro electromagnético (Yamaguchi y Naito 1999; Yamaguchi y Naito 2003). Algunos ejemplos son: 4/5, 4/6, 4/7 (Figura 2.1.b) y 3/1, 4/6, 4/7 (Figura 2.1.c). Estos cocientes permitieron identificar diferentes litologías separando por colores las rocas carbonáticas (calizas, dolomías, mármoles, skarn) de las rocas dacíticas y de las rocas sedimentarias clásticas.

Para destacar rasgos estructurales se utilizaron diferentes cocientes de bandas. La que arrojó resultados coherentes con los rasgos estructurales del área fue la RGB 5/8; 4/6; 6/7 (Xu et al. 2008) a partir de la cual pueden observarse los lineamientos NW- SE característicos de este sector de Precordillera, en color rojo (Figura 2.1.d). También pueden observarse lineamientos con direcciones predominantes N-S.

Con el objetivo de identificar zonas de alteración, se realizaron las combinaciones de bandas 461, 459 y 469, pero debido a que la alteración que afecta a los intrusivos del área es de naturaleza muy discreta, las combinaciones aplicadas no dieron resultados positivos.

La información obtenida mediante el procesamiento de datos ASTER permitió ampliar el conocimiento de la distribución de los cuerpos intrusivos en el área, como así también discriminar las distintas formaciones geológicas aflorantes en el área de estudio y destacar rasgos estructurales.

El mapa de la zona de estudio se realizó con el programa ArcGis a partir de la imagen ASTER procesada y el control de campo llevado a cabo en las sucesivas campañas.

2.3. Estudios petro– mineralógicos

Los estudios petrográficos-mineralógicos se realizaron en los laboratorios del Departamento de Geología- INGEOSUR de la Universidad Nacional del Sur. En total se estudiaron 35 cortes delgados de muestras de superficie, 30 cortes delgados de muestras de perforación, 5 secciones delgadas de muestras de túnel, 22 secciones pulidas o petrocalcográficas de muestras de perforación y 2 secciones pulidas de muestras de túnel. Adicionalmente, se han estudiado 6 secciones bipulidas y 8 muestras petrocalcográficas de muestras de superficie (ver Anexo).

En total se estudiaron 108 muestras a partir de las cuales pudo establecerse la textura y mineralogía primaria de las rocas así como también la distribución, intensidad y paragénesis de la alteración (en rocas con alteración hidrotermal) y de mena (en muestras mineralizadas; ver Anexo).

2.4. Análisis geoquímicos

2.4.1. Elementos mayores, menores y trazas

Con el fin de caracterizar el magmatismo mioceno de éste sector de la Precordillera Central sanjuanina, se enviaron a los laboratorios Actlabs (Canadá) 7 muestras de roca representativas de todos los cuerpos intrusivos del área de estudio. Las muestras fueron preparadas siguiendo el protocolo Code X1 y analizadas con el paquete 4B2lithoresearch que combina la técnica de fusión en metaborato/tetraborato de Li con ICP (Induced Coupled Plasma) para asegurar un alto límite en la detección de los elementos traza. Una de las muestras de la Dacita de Varela (GL09/11) fue analizada por FeO en los laboratorios mencionados a través de titulación usando un ácido frío para digerir la muestra (metavanadato de amonio y ácido hidrofluorhídrico) en un sistema abierto. Luego de la digestión se agrega ferrosulfato de amonio y dicromato potásico como agente titulador. Esta digestión en frío puede disolver silicatos y sulfuros, aunque la pirita en general no se disuelve totalmente. La extensión de la disolución es afectada por un alto contenido de Fe^{3+} cuya concentración se incrementa con la disolución de la pirita. La concentración de S tiene tendencia a reducir el Fe^{3+} a Fe^{2+} , lo cual es minimizado en un sistema abierto. Si la concentración de S es mayor al 10% puede aplicarse una digestión en caliente.

2.4.2. Elementos metálicos

Los análisis químicos por elementos metálicos llevados a cabo en tramos mineralizados de testigos de perforación del cuerpo de QDD Lower West fueron cedidos por la empresa M.A.S.A. Los mismos fueron realizados en los laboratorios ACME (Chile) por 43 elementos que incluyen metales pesados (Au, Ag, Al, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Sc, Sn, Ta, Ti, Tl, V, W, Y, Zr y Zn), metales alcalino térreos (Ba, Ca, Mg y Sr), metales alcalinos (K, Li, Na), no metales (As, P, Sb, Se, Te y B) y ETR (La, U y Th).

El protocolo utilizado para la preparación de las muestras es el R200- 1000 que incluye el pesado y secado a 60°C de la misma (el tiempo de secado dependerá de la humedad de la muestra). Luego se procede al chancado de la muestra en malla #10 y se realiza un control granulométrico. La chancadora, se limpia con cuarzo cada 10 muestras y entre muestras con aire comprimido. Mediante cuarteo y homogeneizado se genera un *split* de 1000 g que se pulveriza hasta la malla de #200. La pulverizadora se limpia con cuarzo cada 10 muestras y entre muestras con aire comprimido. Este procedimiento permite evitar la contaminación. Finalmente, se envía a análisis un *split* de 300 g y el resto de muestra se almacena.

Luego de la preparación se procede a aplicar el método GROUP G6 (colección de oro en plomo por ensayo a fuego) para el Au y el método ICP Grupo 1D (digestión agua regia) para los demás elementos analizados. El ensayo a fuego, consiste en dos separaciones piroquímicas consecutivas denominadas fusión reductora y oxidante. En la primera ocurre una colección en plomo de metales preciosos, luego en la fusión de oxidante (copelación) se obtiene un botón de plata y oro. Finalmente el botón es digerido con HNO₃ por 20 minutos en una plancha de baño maría, luego se agrega HCl por 5 minutos en las mismas condiciones. En la digestión en agua regia (H₂O, HCl, HNO₃) la muestra preparada es digerida por una hora en baño maría. La muestra es llevada a un cierto volumen con solución de HCl. Los límites de detección de ambos métodos utilizados son presentados en la tabla 2.1.

Código	Elemento	Límite de Detección (ppm)	Límite Superior (ppm)	Código	Elemento	Límite de Detección (ppm)	Límite Superior (ppm)
G6 Inst AAS	Au	0,005		1 D	K	0,01	10 (%)
G6 Inst	Au	-	10		La	1	10000
G6 Inst ICP	Au	0,002			Mg	0,01	30(%)
G6 Grav	Au	0,9			Mn	2	10000
1D	Ag	0,3	100		Mo	1	2000
	Al	0,01	10		Na	0,01	5 (%)
	As	2	10000		Ni	1	10000
	Au	2	100		P	0,01	5 (%)
	B	20	2000		Pb	3	10000
	Ba	1	10000		S	0,05	10 (%)
	Bi	3	2000		Sb	3	2000
	Ca	0,01	40 (%)		Sr	1	10000
	Cd	0,5	2000		Th	2	2000
	Co	1	2000		Ti	0,01	5 (%)
	Cr	1	10000		Tl	5	1000
	Cu	1	10000		U	8	2000
	Fe	0,01 (%)	40(%)		V	1	10000
	Hg	1	50		W	2	100
					Zn	1	10000

Tabla 2.1. Límites de detección y límites superiores de los métodos empleados en los análisis químicos.

2.5. Determinaciones mineralógicas

Con el fin de establecer las composiciones químicas de las fases minerales de ambos pulsos mineralizantes, se llevaron a cabo análisis de química mineral por los métodos de microsonda electrónica (EMPA), microscopía electrónica de barrido con microanálisis de rayos X (Scanning Electron Microscopy with X-ray microanalysis, SEM/EDS) y evaluación cuantitativa de minerales por microscopía electrónica de barrido (Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning electron microscopy; QEMSCAN). Los mismos fueron realizados en el CEP SAR (Research Centre for Physical and Environmental Science) de la Open University (UK), en el CMA (Centro de Microscopía Avanzada) de la FCEN-UBA y en el Laboratorio de Microsonda Electrónica del Instituto GEA (Geología Económica Aplicada) de la Universidad de Concepción (Chile). Se realizaron adicionalmente estudios de difracción de rayos X en el Laboratorio de Estudios Especiales de la Comisión Nacional Energía Atómica.

2.5.1. Microsonda Electrónica

En el CEPSAR se utilizó una microsonda electrónica (EM) Cameca SX-100 con aceleración de voltaje de 20 kV, corriente de 20 nA y diámetro del haz de electrones de 10, 5 ó 2 μm .

En el Instituto GEA se utilizó una microsonda electrónica JEOL JXA8600M, provista de 5 espectrómetros dispersores de longitud de onda (WDS) y un espectrómetro dispersor de energía (EDS) Bruker modelo XFLASH 5010, con resolución de 123 eV para Mn. El programa utilizado fue QUANTAX200 (Bruker) y las condiciones analíticas 15kV de aceleración de voltaje, corriente de 10 nA y un diámetro de 5 μm . Los estándares naturales utilizados para las mediciones realizadas (silicatos), se presentan en la Tabla 2.2.

Elemento	Estándar
Ti₅	MnTiO ₃
Fe₄	Fayasmita
Mn₄	MnTiO ₃
Ca₂	wollastonita
K₂	sanidina
Cl₂	tugtupita
Al₃	anortita
Si₃	diopsido
Mg₁	forsterita
Na₃	jadeita

Tabla 2.2. Estándares utilizados en el laboratorio del instituto GEA para medir cada elemento en los análisis realizados sobre silicatos.

2.5.2. Microscopía Electrónica de barrido con microanálisis de rayos X (SEM/ EDS)

En el CMA se utilizó un microscopio electrónico de barrido con cañón de electrones por emisión de campo marca Zeiss, un detector de electrones retrodispersados (SEM) y un espectroscopio de energía dispersiva (EDS) marca Oxford Instruments. Los programas utilizados fueron SmartSEM (SEM) e INCA (EDS). Las condiciones analíticas de operación fueron de 20kV, distancia de trabajo 8,5mm y tiempo de adquisición del espectro 55 segundos. Fueron analizadas 2 secciones pulidas para la determinación de la composición química semicuantitativa de minerales de mena.

En el Instituto GEA la plataforma SEM utilizada para la aplicación de este método fue Vega 3.5 y las mediciones se realizaron con dos distancias de punto diferentes 1,5 y 15 μm por el modo de campos (Field Scan) con un voltaje de aceleración de 25Kv. Este sistema es un método instrumental esencialmente no destructivo, de carácter semi-cuantitativo que se basa en la identificación de fases/minerales a través de la combinación de imágenes de electrones retrodispersados y de espectros

de energía dispersiva (rayos X) captados punto a punto sobre una malla de muestreo en la superficie de una muestra. Se analizaron 10 secciones petro- calcográficas correspondientes a ambos pulsos mineralizantes.

2.5.3. Evaluación cuantitativa de minerales por microscopía electrónica de barrido (QEMSCAN)

En el Instituto GEA se utilizó un QEMSCAN Tescan System con la plataforma Idiscover e Imeasure 4.2 Beta y cuatro detectores Xflash Bruker N2L Free. Esta metodología se utilizó con el objetivo de mostrar la distribución espacial de minerales de mena del segundo pulso (Au, rejalgar) respecto a los del primero (principalmente pirita) y a los minerales de ganga (cuarzo y carbonato). El QEMSCAN permitió realizar un mapeo composicional de una muestra correspondiente al segundo pulso mineralizante. La muestra seleccionada, se barrió completamente con análisis puntuales separados 15 μm unos de otros. Para lograr una mayor densidad de muestreo se eligieron 9 áreas que fueron mapeadas a 1,5 μm de distancia entre puntos.

2.6. Estudios de inclusiones fluidas

Los estudios petrográficos de IF se llevaron a cabo en secciones bipulidas realizadas sobre calcita de venillas correspondientes al segundo pulso mineralizante. El método no pudo ser aplicado al primer pulso debido a que los minerales portadores de IF son sumamente pequeños y escasos (esfalerita, carbonatos, cuarzo). Se examinaron sistemáticamente las características generales de las IF como ser arreglo textural, forma y relaciones líquido/vapor.

La microtermometría es la técnica empleada para determinar los cambios que ocurren dentro de una IF en función de la temperatura. El análisis microtermométrico de las inclusiones fluidas fue realizado en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (UNS, Bahía Blanca). El laboratorio de la UNS cuenta con una platina de calentamiento - enfriamiento Linkam MDS 600 instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX 50. Esta platina utiliza un sistema de circulación de nitrógeno líquido y una resistencia para el calentamiento que le permite operar entre los -180°C y $+600^{\circ}\text{C}$. Además, cuenta con una cámara fotográfica adosada al microscopio y una conexión a una PC de escritorio que permite recuperar la información en forma digital. A partir las mediciones de microtermometría se obtuvieron las temperaturas de homogenización de las IF (T_h) y las temperaturas de fusión final del hielo (T_f). Los puntos en los que el hielo comienza a fundirse, no fueron observados debido al pequeño tamaño de las IF, por lo cual no se tiene información sobre el punto eutéctico. La salinidad (% en peso de NaCl equivalente) y densidad de las IF medidas se calculó utilizando la ecuación de Brown (1998) a partir de los datos de T_f . La misma es válida para fluidos de sistemas hidrotermales con IF acuosas.

2.7. Análisis Isotópicos

2.7.1. Estudios de isótopos estables

2.7.1.1. Isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$)

Se seleccionaron dos muestras representativas de la mena masiva de Quebrada del Diablo Lower West y dos muestras de la mineralización masiva alojada en el skarn para ser analizadas en los laboratorios ActLabs (Canadá). Muestras puras de gas de BaSO_4 y SO_2 combustionan bajo $\sim 10^{-3}$ torr de vacío. El SO_2 entra directamente desde la línea de vacío de la fuente de iones de un espectrómetro de masas de relación isotópica VG 602 (Ueda 1990). Cuantitativamente la combustión de SO_2 se consigue mediante la mezcla de una muestra con 100 mg de V_2O_5 y SiO_2 (1:1). La reacción es llevada a cabo a 950°C por 7 minutos en un tubo de reacción de vidrio de cuarzo. Virutas de cobre puro se utilizan como catalizador para asegurar la conversión de SO_2 a SO_3 .

Los estándares internos del laboratorio (SeaWater BaSO_4 y Fisher BaSO_4) se ejecutan al principio y al final de cada serie de muestras (típicamente 25) y se utilizan para normalizar los datos, así como para corregir cualquier deriva del instrumento. Todos los resultados se presentan en la notación por mil (‰) relativa a la CDT estándar internacional. La precisión y reproducibilidad utilizando esta técnica, es típicamente mejor que 0,2 ‰ (n = 10 estándares internos de laboratorio).

La expresión del fraccionamiento de los isótopos de este elemento se realiza utilizando sus dos isótopos más abundantes (^{34}S y ^{32}S) y el valor de $\delta^{34}\text{S}$ ‰, está dado por la ecuación:

$$\delta^{34}\text{S} = \left[\frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{M}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{E}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{E}}} \right] \times 1000$$

donde, $(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{M}}$ y $(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{E}}$ son las relaciones isotópicas medidas en la muestra y en el estándar, respectivamente.

Un valor positivo de $\delta^{34}\text{S}$ indica un enriquecimiento en la cantidad del ^{34}S presente en la muestra con respecto a su abundancia en el estándar, en tanto que un valor negativo representa un empobrecimiento en la cantidad del ^{34}S de la muestra con respecto al estándar. Para el caso de los isótopos de azufre, se considera como material de referencia la composición isotópica de la troilita (FeS) del meteorito Cañón Diablo, procedente del Meteor Crater de Arizona, USA y conocido como CDT. Para este material el valor del $\delta^{34}\text{S}$ ‰ es de 0‰.

2.7.1.2. Isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$)

Se seleccionaron 4 muestras para análisis de isótopos de C y O las cuales corresponden a una muestra de la mena de los cuerpos de skarn, una muestra de las rocas de caja (calizas), una muestra del cuerpo intrusivo no aflorante, más cercano a las brechas mineralizadas de QDD *Lower West* (denominada informalmente, dacita Túnel) y una muestra de mena de QDD *Lower West*. Para aplicar esta técnica, se digieren unos 2 a 5 mg de la muestra de polvo de carbonatos con ácido fosfórico anhidro en un recipiente de reacción a 25 °C. El CO₂ generado es criogénicamente destilado del recipiente de reacción en un tubo Pyrex de 6 mm. El gas CO₂ pasa a la fuente de iones de un espectrómetro de masas VG- SIRA-10 en el que se analiza la relación entre la proporción ¹³C/¹²C y ¹⁸O/¹⁶O. Al inicio y al final de cada serie de muestras (normalmente 20) se ejecutan normas internas del laboratorio (“Lublin” carbonate) que se utilizan para normalizar los datos, así como para corregir la desviación del instrumento. El estándar interno de laboratorio es calibrado periódicamente contra el estándar Internacional NBS-19 (calcita).

Al igual que lo explicado en el apartado de isótopos de S, tanto para C como para él O la notación de las mediciones isotópicas se expresa en valores δ por mil (‰) y los resultados se presentan en relación a los estándares internacionales. Para el caso del C los valores se expresan en relación al PDB (Pee Dee Belemnite) y la ecuación:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_M - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_E}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_E} \right] \times 1000$$

donde, (¹³C/¹²C)_M y (¹³C/¹²C)_E son las relaciones isotópicas medidas en la muestra y en el estándar, respectivamente.

En tanto que para el O los valores se expresan en relación al SMOW (Standard Mean Ocean Water) según la ecuación:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_M - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_E}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_E} \right] \times 1000$$

donde, (¹⁸O/¹⁶O)_M y (¹⁸O/¹⁶O)_E son las relaciones isotópicas medidas en la muestra y en el estándar, respectivamente.

2.7.2. Estudios de isótopos radiogénicos

2.7.2.1. Datación U- Pb en circones

Se realizaron dos dataciones U/Pb sobre diferentes cuerpos pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo con el objetivo de establecer la edad del magmatismo de este sector de la Precordillera Central Argentina. Una datación se realizó sobre una muestra de los diques dacíticos y la otra sobre una muestra de la dacita Túnel.

2.7.2.1.1. Diques dacíticos

Para determinar la edad de los diques dacíticos aflorantes en la zona de estudio, se analizaron circones provenientes de una muestra tomada en el área denominada Target K. En primer lugar, se identificó mediante el análisis de cortes delgados, el rango de tamaño de circones presentes en la roca (10 a 100 μm) y se procedió a la molienda de 5 kg de roca. Se tamizó la muestra molida conservando las fracciones granulométricas adecuadas.

Luego se procedió a la separación mineralógica mediante el uso de un elutriador. El elutriador o hidroseparador es un equipo utilizado para separar partículas de diferente densidad y tamaño. Está compuesto por una serie de tubos, con diámetros decrecientes, donde se obtiene una fracción de partículas determinada por la velocidad de sedimentación y la velocidad con la que asciende el agua que es introducida por la parte inferior del primer tubo. El caudal de agua es determinado de acuerdo a la granulometría que se quiera separar. En este caso fue de 18 s/l para el retenido de #230; 32 s/l para el retenido de #230 y 38 s/l para el fondo.

Luego de obtenido el concentrado de minerales pesados, se pasó la muestra por un separador Frantz, para eliminar los minerales magnéticos. Adicionalmente, se realizó un cuidadoso picking en lupa binocular para separar los cristales de circón de otros minerales pesados. El procedimiento se llevó a cabo en el laboratorio del Departamento de Geología- INGEOSUR de la Universidad Nacional del Sur. Debido a que la metodología aplicada no fue suficiente para reunir la cantidad de circones necesarios para realizar el estudio, se envió a Geo-Analytical Lab de la Washington State University (USA) una cantidad de muestra adicional.

Los granos de circón obtenidos fueron analizados utilizando la técnica de LA-ICP-MS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry). Los circones fueron montados en un vidrio (de 1 pulgada de diámetro) con resina epoxi junto con estándares conocidos para realizar estudios de catodoluminiscencia y tomar microfotografías. Las imágenes se utilizaron para distinguir las características internas, las zonas de crecimiento e inclusiones de los circones y para generar un mapa de base con la localización de los puntos medidos con el láser. El análisis fue llevado a cabo con un sistema de ablación laser New Wave UP-213 conjuntamente con un sistema colector simple de doble

enfoque magnético Thermo Finnigan Element2. El láser del equipo, tiene una frecuencia de 10Hz con un spot fijo en 30 o 40 mm. Cuando el material es nebulizado se entrega a la antorcha de He y Ar gaseoso. El equipo tiene una sensibilidad para la nebulización de la solución de $\approx 2 \times 10^9$ cuentas por segundo (cps) por ppm para el U^{238} con un tamaño del *beam* de 40 mm y a $10J/cm^2$ de flujo con el sistema del láser New Wave UP-213. La intensidad de la señal para U^{238} es cercana a los 40.000 cps/ppm sobre el vidrio estándar NIST 612 con una concentración de U de 37 ppm (Chang et al. 2006).

2.6.2.1.2. Dacita Túnel

Para determinar la edad de la dacita Túnel una muestra de 3 kg de roca fue enviada a los laboratorios ActLabs (Canadá). La misma fue molida y se separaron de ella granos de circón. Los circones fueron montados en epoxi junto con chips de TEMORA (Middledale diorita gabroide, New South Wales, Australia) y circones de referencia (91500 Geostandard Zircon, Wiedenbecke, 1995).

Los análisis de U- Pb de los circones fueron obtenidos usando SHRIMP II. Los datos fueron reducidos de manera similar a la descrita por Williams (1998 y referencias allí citadas). Las incertidumbres dadas por análisis individuales (relaciones y edades) están en el nivel de un σ , sin embargo, las incertidumbres en las edades de concordia calculados se presentan como dos σ . Los gráficos de concordia (Wetherill 1956), los diagramas de densidad de probabilidad y los cálculos de edad concordia fueron obtenidos usando ISOPLOT/EX (Ludwig 1998).

2.6.2.2. Datación Re/Os

Esta datación radimétrica se basa en el decaimiento isotópico β del ^{187}Re a ^{187}Os . Estos son dos elementos fuertemente siderófilos y calcófilos por lo que son usados en dataciones de menas de sulfuros.

Se seleccionó una muestra de mineralización del cuerpo de QDD Lower West y se envió a los laboratorios ActLabs (Canadá) para su procesamiento y análisis.

La muestra fue digerida con una mezcla de ácidos (1 ml 7N HNO_3 + 0.5 ml 8N HCl) en recipientes de cuarzo de 15 ml a 300 ° C y 125 bares de presión durante 12 h en el High Pressure Asher Anton Paar HPA-S. El osmio fue separado por extracción con bromo y micro destilación, el renio fue extraído por iso-amilol y agua. Las determinaciones de las concentraciones de Re y Os fueron llevadas a cabo por el método de dilución isotópica con el trazador ^{185}Re - ^{190}Os , el cual es adicionado antes de la digestión de la muestra. Los blancos analíticos para Re y Os fueron de 70 y 1 pg respectivamente. El Os fue cargado en filamentos de platino con HBr y cubierto por 0,2 μl de $\text{Ba}(\text{OH})_2 + \text{NaOH}$. La composición del isótopo de Os fue medida como iones negativos en un espectrómetro de masa Triton (Thermo Scientific) en copas Faraday y multiplicado en modo estático y dinámico. La relación de estándares internos fue $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,106828 \pm 0,000012$. La composición isotópica del Re fue medida con un espectrómetro de masa ICP Element 2 (thermo Scientific). La solución de renio en 3% de ácido nítrico fue analizada sobre un

multiplicador en modo dinámico a baja resolución. Fue utilizada la bomba peristáltica que es un nebulizador de cuarzo con conos de Ni. Las reacciones isotópicas de la muestra fueron corregidas en un sesgo de masa por horquillado del estándar Re. La exactitud del análisis de Re es mayor a 0,5%.

2.6.2.3. Isótopos de Pb

Se seleccionaron 4 muestras representativas (una muestra de la mineralización masiva de QDD Lower West, una muestra de la mineralización masiva alojada en el skarn, 1 muestra de la roca de caja calcárea y 1 muestra de la dacita Túnel y se enviaron al laboratorio ActLabs (Canadá) para su preparación y estudio. El Pb fue separado usando la técnica de intercambio iónico con Bio-Rad 1x8. La composición isotópica del Pb fue analizada con un espectrómetro de masa multicolector Finnigan MAT – 261. Las relaciones isotópicas de Pb medidas fueron corregidas por el fraccionamiento de masa calculado a partir de mediciones repetidas de la composición isotópica del Pb de estándares NBS SRM-982. La reproducibilidad externa de las relaciones isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0,1\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0,1\%$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0,2\%$) sobre un nivel de 2σ se ha demostrado a través de múltiples análisis de la norma BCR-1.

2.8. Trabajos Citados en este Capítulo

- Brown, P.E., 1998. Fluid inclusion modeling for hydrothermal systems. In J. P. Richards & P. B. Larson, eds. *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology*. Reviews in Economic Geology. Society of Economic Geologists, Inc, pp. 151–171.
- Chang, Z. et al., 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(5), pp.1–14. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GC001100> [Accessed October 28, 2014].
- Ludwig, K.R., 1998. On the Treatment of Concordant Uranium-Lead Ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4), pp.665–676.
- Pérez, D.J. & Ducart, D.F., 2007. Mapeo Geológico con Datos ASTER y ETM en Sierra de Umango (29°00 S) Sierras Pampeanas Occidentales, Provincia de La Rioja, Argentina. In *Actas del 13° Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Florianópolis, Brasil, pp. 2103–2110.
- Ueda, K., 1990. Designing a Concurrent Programming Language. In P. I. J. '90, ed. *Information proceeding Society of Japan*. pp. 87–94.
- Wetherill, G., 1956. Discordant uranium – lead ages. *Transaction of the American Geophysical Union*, 37, pp.320–326.
- Williams, I.S., 1998. U – Th – Pb geochronology by ion microprobe. In M. McKibben, W. C. I. Shanks, & W. Ridley, eds. *Reviews in Economic Geology. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, pp. 1– 35.
- Xu, Z., De-chang, L. & Zhang, J., 2008. Ore-Search Information Using Aster Data in Bashibulake Uranium Deposit Area in Xinjiang. *International Society for Photogrammetry and Remote Sensing, v XXXVII Part B6b*, pp.283 – 286. Available at: <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/summary?doi=10.1.1.184.3762>.
- Yamaguchi, Y. & Naito, C., 2003. Spectral indices for lithologic discrimination and mapping by using the ASTER SWIR bands. *International Journal of Remote Sensing*, 24(22), pp.4311–4323.

Yamaguchi, Y. & Naito, C., 1999. Spectral Indices for Lithologic Discrimination Using the ASTER Swir bands. In *International Conference on Applied Geologic Remote Sensing*. pp. 151–158.

Capítulo 3.

Marco geológico regional

Contenido

- 3.1.** Geología regional
- 3.2.** Estructuración regional
- 3.3.** Contexto geodinámico
- 3.4.** Trabajos citados en este capítulo

Capítulo 3. Marco Geológico Regional

3.1. Geología Regional

El Distrito Minero Gualcamayo se encuentra en el borde nororiental de Precordillera Central. La Precordillera es una faja plegada y corrida andina, que se extiende 400 Km en sentido Norte- Sur con un ancho aproximado de 80 Km. La misma yace sobre rocas sedimentarias paleozoicas como resultado de la migración hacia el este del frente orogénico.

Regionalmente la Precordillera se presenta como una provincia geológica bien definida, interpuesta entre las Sierras Pampeanas y la Cordillera Frontal (Figura 3.1) coincidiendo sus límites oriental y occidental con valles longitudinales. Su límite septentrional no está bien definido. El límite austral queda ubicado al sur del valle transversal del río Mendoza, donde desaparece cubierta por sedimentitas de edad triásica y cenozoica (Furque y Cuerda 1979).

La Precordillera se divide en Occidental, Central y Oriental sobre la base de rasgos estructurales y estratigráficos (Figura 3.2). Desde el punto de vista estructural, los sectores Occidental y Central están representados por una faja plegada y corrida epidérmica, mientras que el sector oriental corresponde a un bloque de basamento con vergencia occidental, al igual que las Sierras Pampeanas (Ramos et al., 1986).

La Precordillera Occidental está constituida por una secuencia siliciclástica ordovícica a carbonífera que incluye turbiditas e intercalaciones de flujos de lavas máficas y diques máficos a ultramáficos (Astini et al., 1995; Keller, 1999; Ramos et al., 1986). Las rocas máficas y ultramáficas forman una importante unidad que aflora como un cinturón discontinuo a lo largo del oeste de Precordillera. Consisten en gabros que forman cuerpos y diques y lavas máficas. Las edades y geoquímica de estas rocas demostraron que forman parte del Proterozoico tardío- Ordovícico y que no pueden representar a una sola unidad ofiolítica (Davis et al., 2000; Gerbi et al., 2002). Las rocas máficas a ultramáficos están afectadas por un metamorfismo en facies de sub- esquistos verdes (Robinson et al., 2005).

La Precordillera Central posee cordones montañosos que se desarrollan con rumbo meridional. Sus afloramientos corresponden principalmente a rocas ordovícicas y siluro-devónicas, sobre las que yacen rocas carboníferas y terciarias en neta discordancia o en contacto por falla. Estructuralmente, es una faja plegada y corrida epidérmica con vergencia hacia el este constituida por corrimientos principales con su nivel de despegue en la secuencia cambro-ordovícica (Ramos et al. 1984; Zapata y Allmendinger 1996). De acuerdo con Zapata y Allmendinger (1996), la interacción entre estos corrimientos con vergencias opuestas durante el Cenozoico, una hacia el este de tipo Ándica y otra hacia

el oeste de tipo Pampeana, favorecieron el desarrollo de una zona triangular de piel gruesa a lo largo de toda la depresión (Perucca y Vargas 2014).

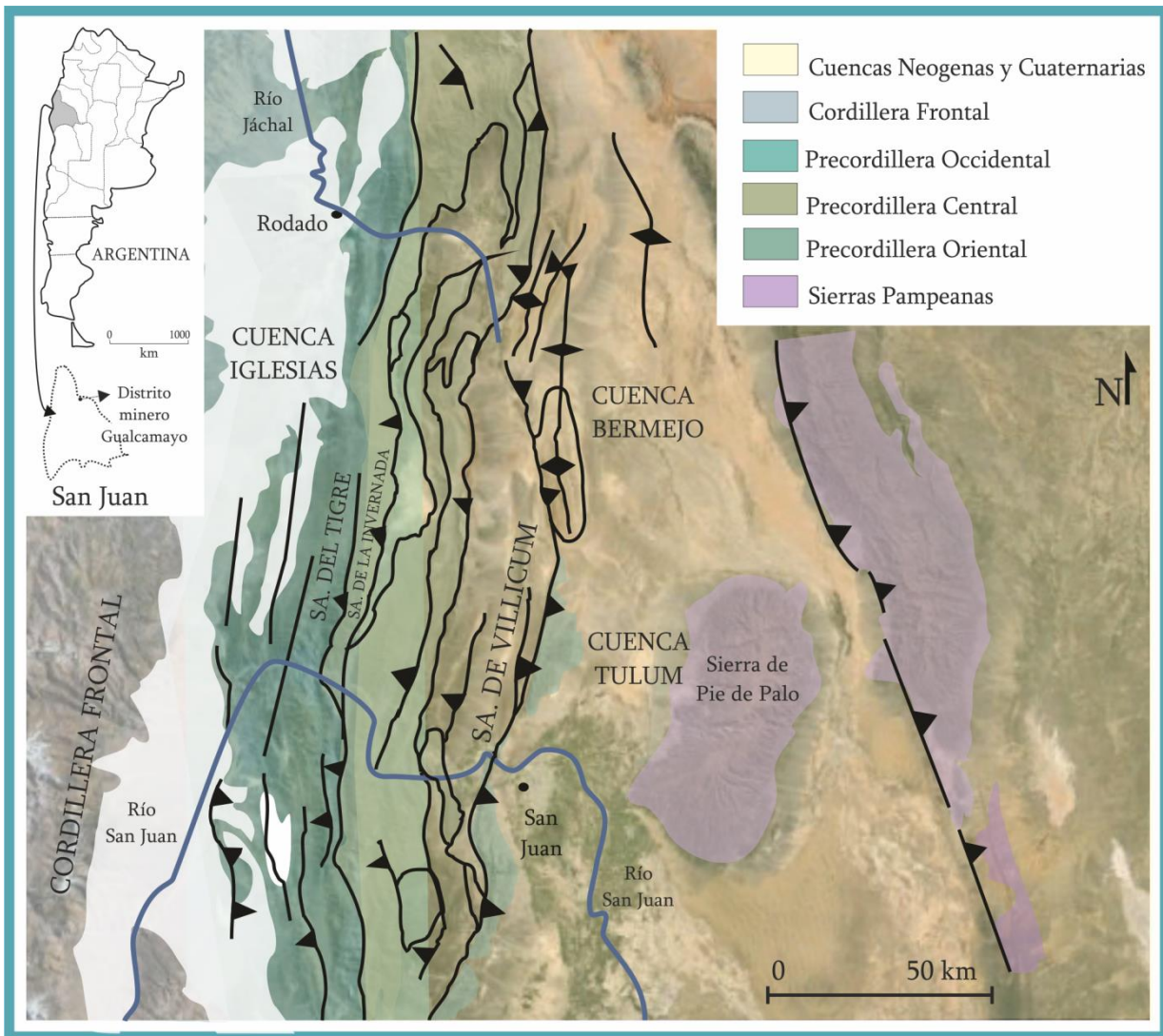


Figura 3.1. Localización y dominios geológicos de la Precordillera Argentina. Modificado de Alonso et al. (2008).

La Precordillera Oriental se extiende exclusivamente dentro de la provincia de San Juan. Definida por Ortíz y Zambrano (1981), se caracteriza por un estilo estructural de sobrecorrimientos con vergencia occidental. Está constituida por sierras de rumbo submeridional, en general integradas por estructuras plegadas en forma de grandes anticlinales asimétricos al oeste, cuyos ejes son paralelos a los ejes de los cordones montañosos que la integran. Los planos axiales de estos anticlinales inclinan al este con alto ángulo, en tanto que en la mayoría de los casos los flancos occidentales se presentan verticales, rebatidos o suprimidos por fallas inversas de alto ángulo y rumbo predominantemente norte-sur, que en principio constituirían el límite occidental de la Precordillera Oriental (Baldis et al. 1982; Baldis y Chebli 1969). Ramos (2004) y Ramos (et al. 1986) plantearon la naturaleza pampeana de los esfuerzos que dieron origen al levantamiento de la Precordillera Oriental.

A continuación se realiza una breve descripción de las unidades estratigráficas que constituyen la Precordillera Argentina, haciendo especial énfasis sobre las unidades de la Precordillera Central, por constituir el marco geológico de la zona de estudio.

En todo el ámbito de la Precordillera no se conocen afloramientos de basamento precámbrico. Sin embargo, éste ha sido caracterizado a partir de evidencias indirectas provenientes de xenolitos extraídos de rocas volcánicas miocenas vinculadas a los centros volcánicos de Ullum, cerro Blanco, Ciénaga de Gualilán y Tocota (Leverato, 1976). Dichas evidencias indican que el basamento está formado por rocas metamórficas fuertemente deformadas, de composición ácida y máfica en facies de anfibolita y granulita (Abbruzzi et al. 1993b; Abbruzzi et al. 1993a; Kay y Abbruzzi 1996). El estudio geocronológico de U/Pb efectuado en circones extraídos de estos xenolitos evidencian una edad greenvilliana para el basamento de Precordillera (Kay y Abbruzzi 1996).

La depositación carbonática de plataforma en la Precordillera tuvo lugar desde el Cámbrico inferior (Zona de Olenellus, Bordonaro 1986) al Ordovícico (Llanvirniano inferior, Zona de Eoplacognathus suecicus; Sarmiento 1986), durante una etapa de margen pasivo. Las rocas cámbricas de la Precordillera Argentina están distribuidas a lo largo de 400 km en dirección N-S con un ancho máximo de 66 km E-O, ocupando el sur de la provincia de La Rioja, el centro de la provincia de San Juan y el norte de la provincia de Mendoza. Las unidades que la constituyen fueron clasificadas como *unidades autóctonas* y *unidades alóctonas* por Bordonaro (2003). Las unidades autóctonas (tienen propiedades estratigráficas primarias, ya que se depositaron en la cuenca original y no muestran evidencias de resedimentación posterior) de la Precordillera Central incluyen las Formaciones San Roque, Los Sapitos y La Silla (Keller, 1999; Keller et al., 1994) y las Formaciones Zonda (Bordonaro, 1980), La Flecha (Baldis et al., 1982) y La Silla (Keller et al., 1994), aflorantes en la Precordillera Oriental. Las unidades alóctonas u olistolitos representadas en la Precordillera Occidental de San Juan se hallan contenidas en olistostromas ordovícicos de la Formación Los Sombreros (*sensu* Bordonaro 1999).

La transgresión ordovícica (de fines del Tremadociano) inundó la plataforma carbonática depositando las calizas de la Formación San Juan en un ambiente subtidal más profundo. Esta secuencia fue la respuesta a un aumento relativo del nivel del mar de extensión global (Keller, 1999; Keller et al., 1994). La Formación San Juan aflorante en Precordillera Central y Oriental, está constituida por wackestones esqueléticos, packstones y bioconstrucciones de esponjas y receptaculítidos. Como consecuencia de la progresiva profundización, durante el Arenigiano inferior, los ambientes subtidales se expandieron (Beresi, 2002). Las características texturales, faunísticas y composicionales indican un ambiente de rampa sobre un sustrato estable, conectado al océano abierto, con salinidad normal y adecuado suministro de nutrientes dentro de la zona fótica (Baldis et al., 1982).

El talud está representado en la Precordillera Occidental por sistemas deposicionales turbidíticos arenosos y pelíticos de la Formación Los Sombreros, con olistolitos carbonáticos del Cámbrico y Ordovícico inferior (Beresi, 2002).

Una espesa sucesión de lutitas negras cuencales cubre transgresivamente a la plataforma carbonática. La secuencia pelítica mencionada incluye a la Formación Gualcamayo aflorante en la Precordillera Central y Oriental. Un sistema clástico se instala a partir del Llanvirniano inferior (Beresi, 2002).

Un descenso relativo del nivel del mar a escala global durante el Llanvirniano (Vail et al., 1991), está evidenciado en la Precordillera Occidental por las Formaciones Portezuelo del Tontal, Yerba Loca y Alcaparrosa, en la Precordillera Central por el Grupo Trapiche y en la Precordillera Oriental por las formaciones La Cantera, La Pola y Don Braulio. Estas unidades corresponden a secuencias de talud, predominantemente siliciclásticas, constituidas por conglomerados calcáreos (megaturbiditas), megaolistolitos y megabrechas depositadas por flujos de detritos y turbidíticos, como consecuencia del incremento de la actividad tectónica de la cuenca (Astini, 1998; Beresi, 2002). Respecto de las unidades silúricas y devónicas se hace necesario puntualizar las marcadas diferencias que existen en los aspectos litoestratigráficos y bioestratigráficos, entre las unidades del Silúrico de la Precordillera Oriental y del Silúrico y Devónico inferior de la Precordillera Central de San Juan. En la Precordillera Occidental la relación entre las unidades eopaleozoicas es tectónica (Furque y Baldis 1973, entre otros) no teniendo representación las unidades silúricas y devónicas. En la Precordillera Central, los depósitos silúricos se reconocen con la denominación de Grupo Tucunuco que incluye a las Formaciones La Chilca y Los Espejos (Cuerda, 1965). En la Precordillera Oriental el Silúrico está representado por la Formación Rinconada. El Devónico en la Precordillera Central y Oriental está representado por las formaciones Talacasto (Pádula et al., 1967) y Punta Negra (Bracaccini, 1946). La Formación Talacasto consiste en fangolitas de coloración verde, que contienen niveles de concreciones pelíticas que forman capas de base neta y tope plano u ondulado (Furque y Baldis 1973; Espisúa 1968). La Formación Punta Negra está formada por una sucesión de lutitas verdes y moradas de marcada distribución regional (Baldis y Chebli 1969).

La división de la Precordillera Argentina en Occidental, Central y Oriental es aceptada hasta el Devónico Tardío ya que el margen continental habría permanecido estable hasta ese tiempo (Alonso *et al.* 2008). Otros autores aseguran la existencia de una deformación de edad Silúrica- Devónica que refleja la acreción del terreno alóctono de Chileña (Bissig et al. 2003; Thomas y Astini 2003). Desde el Carbonífero en adelante se describirán en general las unidades litológicas cuyos afloramientos corresponden a la Precordillera Argentina, sin enfatizar sobre los sectores pertenecientes a la división antes mencionada.

Los movimientos chánicos, de fines del Devónico y principios del Carbonífero, modelaron las depresiones que conforman la cuenca Paganzo (Azcuay, 1985) y dieron origen al piso estructural donde

se alojaron los depósitos neopaleozoicos. Los depósitos esencialmente terrígenos que rellenaron la cuenca Paganzo fueron originalmente separados por Bodembender (1896) en tres pisos atribuidos por el autor al Carbonífero, Pérmico y Triásico respectivamente. Su estratotipo fue propuesto por (Azcuy y Morelli 1970) donde se interponen en las capas rojas basales, coladas de basaltos alcalinos datados en 292- 295 ± 6 Ma (Thompson y Mitchel 1972).

El levantamiento detallado de un alto número de perfiles analizados desde la óptica de la estratigrafía secuencial (Vail et al., 1991), permitió a Fernandez Seveso et al. (1993), reagrupar los depósitos de la cuenca Paganzo en cuatro supersecuencias que denominan: Guandacol, Tupe, Patquía-De La Cuesta Inferior y Patquía-De La Cuesta Superior. Estas unidades sedimentarias presentan afloramientos extendidos en la Precordillera Central, mientras que en la Precordillera Occidental y Oriental afloran respectivamente el Stock del Cerro Médanos y el Stock Cerro Cacheuta, que corresponden a rocas granodioríticas a graníticas. La edad K/Ar del Stock Cerro Cacheuta es 253 a 258 Ma (Cingolani et al., 2012) y si bien no existen dataciones para el Stock Cerro Médanos es considerado Pérmico temprano (Varela, 1973).

Las rocas sedimentarias depositadas durante el Triásico, se vinculan regional y cronológicamente con las unidades volcánicas y volcanoclásticas de la Provincia Choiyoi, generadas por un magmatismo de edad gondwánica. Esta provincia magmática, conforma una faja de rumbo NNO a NO que se extiende entre los 28° y 42° S en Argentina y Chile (Nasi et al. 1985; Mpodozis y Kay 1992; Llambías et al. 1993; Llambías y Sato 1995; Kleiman y Japas 2009). En la Argentina dicho ciclo magmático está expuesto en Cordillera Frontal (Llambías y Sato 1995), Bloque de San Rafael (Llambías et al. 1993; Kleiman y Japas 2009), Macizo Norpatagónico (Rapela y Llambías 1985), Precordillera (Strazzere et al. 2006; Rubinstein y Koukharky 1995), Cordillera Principal (Dessanti y Caminos 1967), Macizo de Chandileuvú (Llambías et al., 2003), Sierras Australes (Gregori et al., 2004) y Sierras Pampeanas (Ramos, 1988).

En Precordillera, intruyen y cubren en discordancia erosiva a los depósitos pérmicos rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de facies sedimentarias. Estas unidades reconocidas en la regiones de Tocota (18,3 ± 2,5 Ma), Cerro Negro (17 ± 5 Ma; Leverato 1976) y distrito minero Gualcamayo (Limarino et al., 2002), serían producto del magmatismo mioceno temprano más alto (20-16 Ma). En el distrito minero Gualcamayo aflora una unidad definida como Formación del Áspero (Furque, 1963) constituida por una facies volcánica formada por brechas andesíticas y andesitas y una facies sedimentaria constituida por areniscas, arcilitas y lutitas (Furque, 1963). Inicialmente fue considerada post- Pérmica por no existir dataciones o alguna otra evidencia para confirmar su edad. Esta unidad fue redefinida como Grupo del Áspero y ubicada estratigráficamente en el Mioceno inferior (17,6 ± 0,5 y 18,3 ± 0,7 Ma, Limarino et al. 2002). Las facies andesíticas, constituyen filones capa intercalados en la secuencia de areniscas pérmicas.

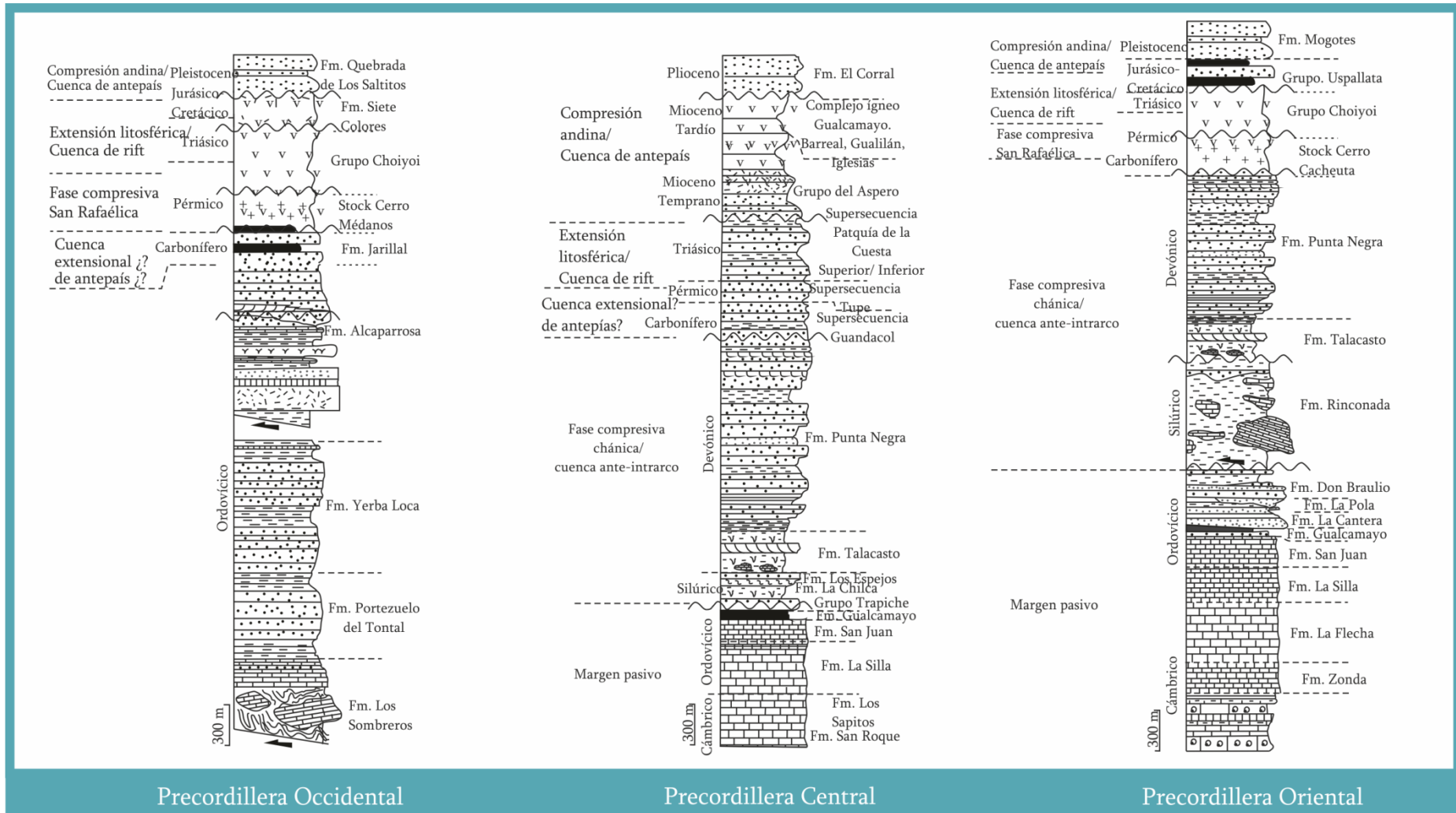


Figura 3.2. Columnas estratigráficas comparativas de Precordillera Occidental, Central y Oriental, modificada de Astini et al (1995) en base a los trabajos citados en el texto. Fases tectónicas tomadas de Giambigi et al. (2010).

Posteriormente, un evento magmático intruye las unidades mencionadas. El mismo está representado por facies riodacíticas- dacíticas y andesíticas que constituyen afloramientos aislados de pequeñas dimensiones a lo largo de la Precordillera. Estos han sido reconocidos en las zonas del distrito minero Gualcamayo (Limarino et al., 2002), Ullún-Zonda, Gualilán y Barreal. En las regiones de Gualilán y Ullún se reconocen pequeños cuerpos aislados de composición dacítica con edades de $11 \pm 0,5$ Ma y $10,2 \pm 0,8$ Ma respectivamente (Leverato 1976; Kay y Abbruzzi 1996). En el distrito minero Gualcamayo, aflora el Complejo Ígneo Gualcamayo, constituido por cuerpos aislados y pequeños diques de composición riodacítica-dacítica y andesítica que corresponden a rocas calcoalcalinas relacionadas a subducción con una fuerte alteración hidrotermal (D'Annunzio y Rubinstein 2014a; D'Annunzio y Rubinstein 2014b; D'Annunzio y Rubinstein 2013). Respecto de la Precordillera Occidental en la zona de Barreal se reconocen andesitas cuya geoquímica es consistente con rocas calcoalcalinas relacionadas a subducción (Kay et al., 1987).

Cubren estas rocas un grueso conjunto de sedimentitas clásticas dispuestas en el borde de las serranías que constituyen la Precordillera. Estas unidades fueron agrupadas por Furque (1963) bajo el nombre de Formación Quebrada de Los Saltitos para la Precordillera Occidental, Formación El Corral para los afloramientos de la Precordillera Central y Formación Mogotes para la Precordillera Oriental. Estas unidades correspondientes a abanicos aluviales fueron depositadas durante el Plioceno al Pleistoceno (Ciccioli et al., 2010).

3.2. Estructura

Las áreas de la Precordillera Occidental y Central pueden considerarse, en conjunto, como una faja plegada y corrida de piel fina constituida, dependiendo de la latitud, por cuatro a seis corrimientos principales de vergencia oriental los cuales aparentemente tienen su nivel de despegue en la secuencia cambro-ordovícica (Allmendinger et al., 1990). Estos corrimientos se disponen en abanico imbricado hacia el antepaís (Boyer y Elliot 1982) en el cual la fracturación se propaga hacia el este transportando las láminas imbricadas antiguas sobre las más jóvenes, produciendo un aumento progresivo de las inclinaciones originales de las fallas hacia el oeste e incluso el vuelco de los planos de corrimiento (von Gosen, 1992). A este esquema hay que adicionar la existencia de corrimientos fuera de secuencia y estructuras de interferencia resultantes de la interacción con la estructuración de la Precordillera Oriental (Zapata y Allmendinger 1996).

Las primeras interpretaciones sobre la estructura de la Precordillera comprendían modelos de plegamiento que explicaban las sucesivas repeticiones estratigráficas observables en perfiles E-O, como resultado del desarrollo de pliegues volcados con o sin corrimientos asociados (Bodenbender, 1902;

Stappenbeck, 1910). Braccini (1946; 1950) introduce el concepto de estructuras de fallamiento dominante, acompañadas por pliegues que dan lugar al modelo actual de bloques imbricados.

La Protoprecordillera o Precordillera Acádica fue definida para designar a una cadena montañosa producto del diastrofismo posdevónico medio- precarbonífero (Baldis y Chebli 1969). Dicho diastrofismo fue denominado como movimientos precordilleranos o fase Precordillerana para diferenciarlos de la fase Acádica dentro del ciclo Variscico del este de Norteamérica. Las primeras interpretaciones sobre la estructura profunda del área central de la Precordillera, indican que los corrimientos se resuelven en un único plano de muy bajo ángulo ubicado en las calizas Ilanvirnianas y que aumenta rápidamente su inclinación hacia la superficie (Baldis y Chebli 1969).

La acción de la fase Precordillerana determinó la compresión enérgica de los depósitos del Paleozoico inferior, efectos compresivos que fueron seguidos de una etapa de ascenso generalizado, responsable del relieve positivo de la Protoprecorillera (Furque y Cuerda 1979). En varios trabajos de síntesis (Furquey Cuerda 1979; Baldis et al. 1982; Baldis et al. 1990, entre otros) se admite la existencia de la Protoprecordillera como una cadena orográfica que controló la evolución paleogeográfica de las cuencas desarrolladas durante el Carbonífero, como son las cuencas de Paganzo y Río Blanco.

Los movimientos chánicos fueron considerados como la fase de deformación más importante del ciclo Famatiniano. La principal evidencia utilizada para la colisión del terreno de Chilenia fue la supuesta existencia de la Protoprecordillera (Ramos et al., 1998, 1986; Ramos, 1995).

Gonzalez Bonorino y Gonzalez Bonorino (1991) y von Gosen (1992), entre otros, llaman la atención sobre la ausencia de angularidad entre los depósitos del Devónico y los del Carbonífero, particularmente evidente en la Precordillera Central donde se supone que se habría desarrollado el arco estructural de la Protoprecordillera. A pesar de ello (López-Gamundi y Rossello 1993) reafirmaron la importancia del evento contraccional chánico en el control paleogeográfico de la Precordillera y cuencas vecinas del sur de Sudamérica.

von Gossen (1997) en una sección en el río Jáchal, interpreta que los depósitos marinos del Paleozoico Inferior, en el Este, presentan un plegamiento con vergencia aproximada hacia el oeste, sin marcado metamorfismo. Probablemente esta deformación ocurrió en el intervalo Devónico- pre-Carbonífero superior mientras que hacia el oeste habría comenzado en el Silúrico tardío.

3.3. Contexto Geodinámico

Siguiendo la teoría de aloctonía según la definición de Keller (1999), los fragmentos de Laurentia encontrados en el margen occidental de Gondwana, son agrupados en el terreno de Cuyania. Este terreno, estaría compuesto por la faja plegada y corrida de Precordillera, el bloque de San Rafael, el área de Pié de Palo y el Bloque de las Matras.

El terreno Cuyania ha sido interpretado por diversos autores (Ramos 2004; Thomas y Astini 2003, entre otros) como un terreno compuesto acrecionado al borde occidental del margen de Gondwana en el Ordovícico, durante la Orogenia Famatiniana. Los límites actuales del terreno de Cuyania están representados al norte por el lineamiento de Valle Fertil- Desaguadero, ubicado al norte de la ciudad de Guandacol en la provincia de la Rioja, mientras que el límite sur no está definido. El mismo se encuentra cubierto por sedimentitas que constituyen la Cuenca de Cacheuta, no elevada durante la compresión andina (Ramos, 2004). El límite occidental actual corresponde a la depresión tectónica entre Cordillera Frontal y Precordillera que atraviesa los valles de Iglesias, Calingasta, Barreal y Uspallata (Ramos, 2004). Esta depresión coincide con una serie de rocas máficas y ultramáficas, identificadas como un conjunto ofiolítico por Borrello (1969). Hacia el este, el límite actual de este terreno se relaciona con la megafractura de Valle Fértil a la que se asocia el levantamiento de la sierra homónima. Esta estructura separa al terreno Cuyania del de Pampia, implicando un cambio en la composición de las rocas y el tipo de corteza (Rapela et al., 1998).

La teoría de que Cuyania es un terreno alóctono (Ramos et al., 1986) está avalada por las faunas cámbricas y sucesiones sedimentarias de plataforma continental casi idénticas a las de Laurentia (Astini et al., 1996, 1995; Keller et al., 1994; Ramos et al., 1986). Edades greenvilianas mediante U- Pb en xenolitos de basamento unidas a la falta de edades brasilianas y pampianas (en contraste con las rocas metamórficas del terreno de Pampia), refuerza el origen exótico del terreno de Cuyania (Abbruzzi et al. 1993b; Kay y Abbruzzi 1996; Rapela et al. 1998). Los isótopos de plomo de los xenolitos de basamento permitieron interpretar estas rocas como equivalentes al basamento de la región Ouachita en el sureste de Laurentia (Kay *et al.* 1996). Aunque algunos autores han postulado que la colisión entre Cuyania y Gondwana fue devónica (Rapela et al., 1998) o devónica temprana- silúrica tardía (Keller, 1999) sobre la base de diferentes conjuntos de datos, otros autores han propuesto una edad ordovícica tardía. Entre las evidencias de una colisión en el Ordovícico tardío, se destacan la coherencia entre los cambios en el patrón de sedimentación (Astini y Thomas 1999), la edad del metamorfismo de bajo grado en el margen oriental de Cuyania ($454,4 \pm 4,6$ Ma, Buggisch et al. 1994), el pico de metamorfismo regional en el basamento (~460 Ma, Casquet et al. 2001; Vujovich et al. 2004) el cese de la actividad magmática de subducción en el margen occidental de Pampia (470- 460 Ma, Rapela et al. 2001) y el pico de metamorfismo regional en el basamento de Pampia (~470-460 Ma, Rapela et al. 2001). Estudios de conodontes en unidades metamórficas de bajo grado en la Precordillera Occidental han establecido un evento metamórfico temprano en el rango de 480 a 465 Ma que se interpreta como un reflejo de una acreción ordovícica media del terreno de Cuyania en el margen occidental de Gondwana, la estratigrafía de margen pasivo (Astini et al., 1996), el análisis de subsidencia y el cambio de asociaciones fosilíferas (Benedetto y Astini 1993) indican que Cuyania y Laurentia, estaban separadas completamente en el Cámbrico. La intercalación progresiva de capas de ceniza (ahora K- bentonitas) con edades coincidentes

con las del vulcanismo Famatiniano ($469,5 \pm 3,2$ Ma y $470,1 \pm 3,3$ Ma) en el margen occidental del terreno Pampia indican que Cuyania y Gondwana estaban en estrecha proximidad en ese momento (Baldo *et al.* 2003).

La evolución geodinámica de la Precordillera argentina (Figura 3.3) se inició durante el Cámbrico inferior tardío con una etapa de *rifting* con sedimentación siliciclástica y evaporítica dentro de un graben intracontinental que evolucionó hacia una plataforma abierta. Se detecta un *hiatus* faunístico en el límite Cámbrico inferior-Cámbrico medio correlacionable con el evento regresivo Hawke Bay de Los Apalaches. En el Cámbrico medio tardío se instaló una plataforma restringida con *lagoon*, barreras internas, terrígenos internos y *sabkha* costero desarrollados en el este de la Precordillera, mientras que barreras marginales y una plataforma externa se desarrollaban en el oeste de la Precordillera. Durante el Cámbrico superior una amplia plataforma perimareal progradaba hacia el oeste limitada por barreras marginales en el sur de la cuenca, mientras que en el norte se manifestaba con una menor restricción. Cerca del límite Cámbrico-Ordovícico una nueva plataforma retrogradaba hacia el este como consecuencia de un evento de inundación de la cuenca. Durante el Cámbrico superior comenzaba a manifestarse un colapso tectónico distensivo en el sur de la cuenca que luego se generalizaría en toda la Precordillera durante el Ordovícico (Bordonaro, 2003).

La importante deformación dúctil de las secuencias del Paleozoico Inferior en la Precordillera Occidental del Devónico temprano a medio (Davis *et al.*, 2000; Gerbi *et al.*, 2002), sería producto de la colisión entre Chilenia y Precordillera (Astini *et al.*, 1995; Davis *et al.*, 2000; Ramos *et al.*, 1986). Si bien no existen afloramientos del terreno de Chilenia la existencia de un evento magmático de edad 346 ± 7 a 294 ± 4 Ma (documentada por circones; Willner *et al.* 2008) y la presencia del prisma colisional de acreción del Complejo Guarguaráz (Willner *et al.*, 2008) serían evidencia de su existencia.

La polaridad de subducción entre los terrenos de Chilenia y Precordillera, es objeto de debate. Un argumento a favor de un sistema de subducción hacia el oeste se basa en la ausencia de rocas volcánicas de arco en la Precordillera (Astini *et al.*, 1995). Las características geoquímicas e isotópicas de parte de las rocas volcánicas máficas de la Precordillera occidental han permitido interpretarlas como la parte profunda de un arco volcánico en el margen oriental de Chilenia (Davis *et al.*, 2000). Ablación láser combinada con ICP-MS UPB y análisis Lu-Hf en circones detríticos, confirman un arco magmático en el Carbonífero temprano relacionado con la subducción por debajo de Chilenia (Willner *et al.*, 2008). El principal argumento a favor de un sistema de subducción hacia el este (Ramos *et al.*, 1986) es la convergencia hacia el oeste de las estructuras reconocidas en algunas áreas de la Precordillera Occidental (Ramos *et al.*, 1986; von Gossen, 1997). Sin embargo se han reinterpretado estructuras paleozoicas con vergencia al este que habían sido consideradas vergentes al oeste (Alvarez-Marron *et al.*, 2006; Davis *et al.*, 2000; Gerbi *et al.*, 2002).

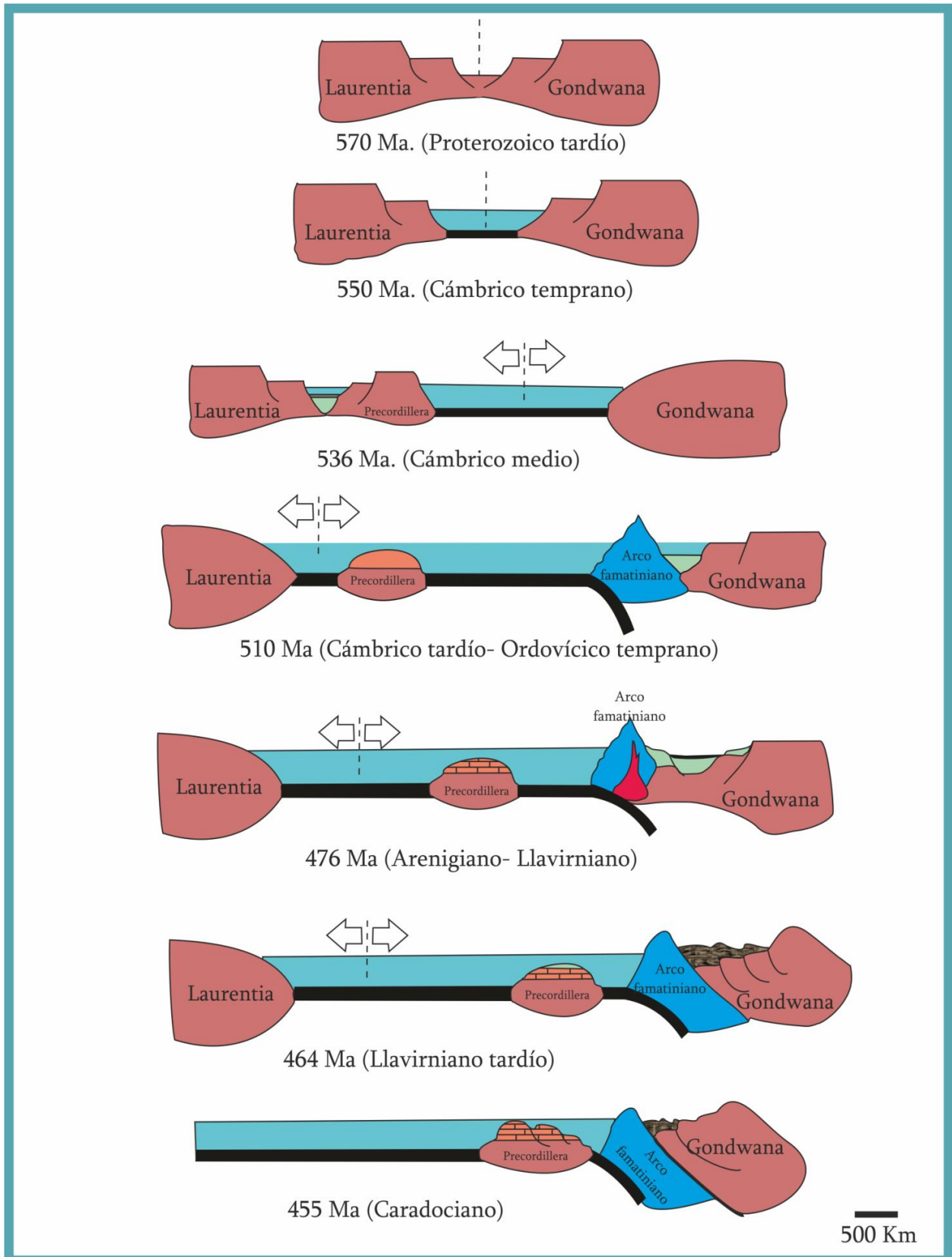


Figura 3.3. Esquema simplificado de la evolución geodinámica de la Precordillera desde el Proterozoico hasta el Ordovícico Superior (Caradociano), tomado de Astini et al. (1995).

Durante el Triásico, en el oeste de la República Argentina y en Chile central se desarrollaron diversas cuencas sedimentarias que se presentan como un conjunto de depresiones angostas y

elongadas en sentido NO-SE, dispuestas en forma subparalela, con un diseño *en echelon* (Charrier et al., 1979) y oblicuas al margen activo pacífico de Gondwana (Uliana y Briddle 1988; Kokogian y Boggetti 1987; entre otros)

La Cuenca Cuyana triásico-terciaria está compuesta de norte a sur por una sucesión de subcuencas o depocentros (Legarreta et al., 1993; Spalletti et al., 1999) parcial o totalmente desconectados entre sí por altos intracuencales de basamento (Rolleri y Criado Roque 1968; Kokogian y Boggetti 1987; Uliana y Briddle 1988; Legarreta et al. 1993). Esta cuenca tuvo su desarrollo durante el Triásico superior en un ambiente de retroarco y se asienta sobre una corteza continental espesa constituida por rocas del basamento cristalino y por un conjunto plutónico-volcánico que corresponde al magmatismo gondwánico (Llambías et al., 1993). Está constituida por sistemas de rifts pasivos generados por mecanismos de cizalla simple y colapso extensional de áreas orogénicas, producto de esfuerzos tensionales que debilitaron la litósfera continental con geometría de hemigrábenes (Legarreta y Gulisano 1989; Gulisano y Gutierrez Pleimling 1994; López-Gamundi y Rossello 1993; Milana y Alcober 1994; Tankard et al. 1995). Se caracterizan por perfiles estructurales y de acumulación fuertemente asimétricos debidos a significativos cambios en la movilidad de los sistemas de fallas (Spalletti et al., 1999).

La construcción de los Andes modernos se inicia en el Oligoceno tardío luego de la división de la placa oceánica Farallón en las placas Cocos y Nazca (Somoza, 1998). Dicho fenómeno produce una triplicación de la velocidad de convergencia y una ortogonalización de su azimut (Somoza, 1998).

El segmento comprendido entre los 28º y 33º de latitud sur es conocido como el segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales (Jordan et al., 1983). Este segmento se caracteriza por la ausencia de volcanes activos, dado que a lo largo de su eje volcánico la actividad magmática cesó aproximadamente a los 6 Ma. Diversos estudios pusieron en evidencia las relaciones entre la horizontalización de la placa y la migración del magmatismo (Kay et al., 1987; Ramos et al., 1991), la evolución de la estructura (Allmendinger et al., 1990), el desarrollo de las cuencas de antepaís y la evolución tectónica del área (Astini et al., 1996; Ramos et al., 1998, 1991, 1986; Ramos, 1995).

Desde el Oligoceno al Mioceno temprano el volcanismo a lo largo del segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales está caracterizado por grandes volúmenes de magmas eruptados en asociación con cuencas de intraarco y esporádicas ocurrencias de basaltos y andesitas de retroarco. El ambiente tectónico es consistente con cuencas extensionales (Kay y Mpodozis 2002).

A partir del Mioceno tardío la extensión del volcanismo y deformación dentro del valle de Calingasta/ Uspallata y Precordillera sobre la región de subducción subhorizontal, ha sido interpretada como una señal del comienzo del adelgazamiento de la zona de subducción. Este evento, sincrónico con la extensión en el retroarco, la iniciación de la deformación compresional y la migración hacia el este del arco a lo largo del margen andino, se correlaciona con un cambio en los parámetros de convergencia de la placa de Nazca. Intervalos de ausencia de volcanismo y firmas químicas inusuales en las unidades

magmáticas eruptadas pueden ser explicados por componentes introducidos en el manto a través de la subducción/erosión del antearco. La actividad magmática es dominada por estratovolcanes andesíticos de aproximadamente 16 a 8 Ma en un ambiente tectónico compresional. Luego de 8 Ma, los estratovolcanes andesíticos son reemplazados por domos dacíticos aislados y un incremento del vulcanismo de retroarco (Kay y Mpodozis 2002).

La migración hacia el este del frente del arco sobre los márgenes sur y norte del segmento de subducción subhorizontal entre 7 a 4 Ma de años aproximadamente y la culminación del vulcanismo dacítico en la zona central del segmento de subducción subhorizontal entre los 6 y 5 Ma, ocurrió en un régimen compresional a lo largo del margen andino. La subducción de la dorsal Juan Fernández aparece como una perturbación que lleva a un pronunciado adelgazamiento de la corteza por encima del segmento de subducción subhorizontal. (Kay y Mpodozis 2002).

Desde el final del Mioceno al Plioceno, los centros magmáticos Farallón Negro, Pocho y San Luis están relacionados con el adelgazamiento de la corteza mencionado en el retroarco. Los magmas neógenos eruptados en la región de subducción subhorizontal como los de las regiones volcánicas central y sur, son fundidos de manto con contaminación cortical que se formaron en un manto hidratado por encima de la losa subducida (Kay y Mpodozis 2002).

3.4. Trabajos Citados en este Capítulo

- Abbruzzi, J.M., Kay, S.M., Bickford, M.E., 1993a. Implications for the nature of the Precordilleran basement from the geochemistry and age of Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province., in: *Actas Del 12° Congreso Geológico Argentino Y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Mendoza, pp. 331–339.
- Abbruzzi, J.M., Kay, S.M., Bickford, M.E., 1993b. Evidence of a Grenville age island arc basement in Precordillera, San Juan Province, Argentina., in: *Geological Society of America Abstracts with Programs*. pp. 232–233.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., C., M., Isacks, B., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9, 789–809. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Alonso, J.L., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farias, P., Fernández, L.R.R., Ramos, V. a., 2008. Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Res.* 13, 204–215. doi:10.1016/j.jgr.2007.05.014
- Alvarez-Marron, J., Rodriguez-Fernandez, R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F., Brown, D., 2006. Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30 S latitude. *J. Geol. Soc. London.* 163, 949–964. doi:10.1144/0016-76492005-142
- Astini, R.A., 1998. Stratigraphical evidence supporting the rifting, drifting and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 142, 11–33. doi:10.1144/GSL.SP.1998.142.01.02
- Astini, R.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 253–273.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N., Cañas, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana., in: *Actas Del XIII Congreso Geológico Argentino Y III Congreso de Exploraciones E Hidrocarburos*. Buenos Aires, pp. 293–324.

- Astini, R.A., Thomas, W.A., 1999. Un bloque cámbrico inferior en la Precordillera occidental de San Juan con afinidad apalachiana: nueva evidencia de la vinculación Precordillera- Laurentia., in: Actas Del 14° Congreso Geológico Argentino. Salta, pp. 56– 57.
- Azcuy, C.L., 1985. Late Carboniferous paleogeography and Stratigraphy of Argentina, in: Actas Del Compte Rendu Du 10^o Xongrés International de Stratigraphie et de Geologie Du Carbonifere. Madrid, pp. 281– 293.
- Azcuy, C.L., Morelli, J.R., 1970. The Paganzo Basin, Tectonic and sedimentary characteristics of Gondwana sequences in northwestern Argentina., in: Actas Del Second Gondwana Symposium. South Africa, pp. 241– 247.
- Baldis, B.A., Chebli, G.A., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina., in: Actas de Las 4° Jornadas Geológicas Argentinas. Buenos Aires, pp. 47–65.
- Baldis, B.A., Martinez, R., Villegas, C., Pereyra, M.T., Pew, A.M., 1990. Estructura, provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas., in: Relatorio de Geología Y Recursos Naturales de La Provincia de San Juan. pp. 159–211.
- Baldis, B.A.J., Beresi, M.S., Bordonaro, O., Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Actas del 5° Congr. Latinoam. Geol. 4, 399–445.
- Benedetto, J.L., Astini, R.A., 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Paleozoic., in: Actas Del 2° Symposio Internacional de Geodinámica Andina. Oxford, pp. 501– 504.
- Beresi, M.S., 2002. Ordovician Sedimentary Cycles in the Precordillera Terrane, Western Argentina., in: Serie Correlación Geológica (SCG). INSUGEO, Buenos Aires, pp. 127–131.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W., von Quadt, A., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu belt, Chile/Argentina. Miner. Depos. 38, 844– 862. doi:10.1007/s00126-003-0375-y
- Bodembender, G., 1896. Sobre la edad de algunas formaciones carboníferas de la Republica Argentina. Rev. Mus. La Plata 7, 131–148.
- Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera y de las Sierras Centrales de la República. Acad. Nac. Ciencias 18, 203– 264.
- Bordonaro, O., 1999. Hiatus faunístico (evento Hawke Bay ?) entre el Cámbrico Inferior y el Cámbrico Medio en la Formación La Laja, Precordillera de San Juan., in: Actas Del 14° Congreso Geológico Argentino. Salta, pp. 1– 45.
- Bordonaro, O., 1986. El Cámbrico de San Isidro, Mendoza, en facies de borde extremo y talud de la plataforma calcárea de Precordillera., in: Actas 1° Jornadas Geológicas de Precordillera. Asociación Geológica Argentina., Buenos Aires, pp. 12– 17.
- Bordonaro, O., 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, San Juan. Rev. la Asoc. Geológica Argentina 35, 26–40.
- Bordonaro, O.L., 2003. Evolución paleoambiental y paleogeográfica de la cuenca cámbrica de la Precordillera argentina. Rev. la Asoc. Geológica Argentina 58, 329–346.
- Borrello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. An. Dir. Nac. Geol. y Minería 14, 1–188.
- Boyer, S.E., Elliot, D., 1982. Thrust Systems. Am. Asoc. Petrol. Geol. Bull. 66, 1196– 1230.
- Braccini, O., 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Boletín Inf. Pet. 301, 201.
- Braccini, O.I., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-mendocina. Boletín Inf. Pet. 258–264.
- Buggisch, W., von Gossen, W., Henjes-Kurst, F., Krumm, S., 1994. The age of early Paleozoic deformation and metamorphism in the Argentine Precordillera- evidence from K- Ar data. Zentralblat Geolische und Paläontologie 275– 286.
- Casquet, C.E., Baldo, R., Pankhurt, C., Rapela, C., Galindo, C., Fanning, M., Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famtianian mobile belt: U- Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. Geology 29, 703– 706.

- Charrier, R., Linares, E., Niemeyerm, H., Skarmeta, J., 1979. Edades Potasio- Argón de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta Buenos Aires, Aysen, Chile, y su significado geológico., in: Actas Del 7° Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires, pp. 23–41.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M., Tripaldi, A., 2010. Estratigrafía de La Cuenca de Vinchina, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Noroeste de La Provincia de La Rioja. Rev. la Asoc. Geológica Argentina 66, 146– 155.
- Cingolani, C.A., Uriz, N., Chemale, F., Varela, R., 2012. Las rocas monzoníticas del sector oriental del plutón de Cacheuta, Precordillera mendocina: Características geoquímicas y edad U/Pb (LA-ICP-MS). Rev. la Asoc. Geol. Argentina 69, 195–206.
- Cuerda, A.J., 1965. *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana* 4, 1965.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2014a. Caracterización Geoquímica de las Rocas Pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo, Precordillera de San Juan. Rev. la Asoc. Geológica Argentina 71, 356–364.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2014b. Nuevos Aportes al Conocimiento del Complejo Ígneo Gualcamayo, Precordillera Central de la Provincia de San Juan, in: Actas Del 19° Congreso Geológico Argentino.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2013. Caracterización Geoquímica de las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo. Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina, in: Actas Del 2° Simposio Sobre Petrología Ígnea Y Metalogénesis Asociada. pp. 24–25.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Kay, S.M., 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. *Geology* 28, 171–174. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<171
- Dessanti, R.N., Caminos, R., 1967. Edades potasio- argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierra de San Rafael, Provincia de Mendoza. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 22, 135– 162.
- Espisúa, E., 1968. El Paleozoico inferior del Río de Las Chacritas, Dpto. de Jáchal, Provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 23, 297– 311.
- Fernandez Seveso, F., Pérez, M.A., Brisson, I.E., Alvarez, L.A., 1993. Sequence Stratigraphy and Tectonic analysis of the Paganzo Basin, Western Argentina, in: Actas Del 12° International Congress on Carboniferous- Permian. pp. 223– 260.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b-Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería 92., Buenos Aires.
- Furque, G., Baldis, B.A., 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del Noroeste de la Precordillera., in: Actas V Congreso Geológico Argentino. pp. 241– 252.
- Furque, G., Cuerda, A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza., in: Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. pp. 455–522.
- Gerbi, C., Roeske, S.M., Davis, J.S., 2002. Geology and structural history of the southwest Precordillera margin , northern Mendoza Province , Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 14, 821–835.
- Gonzalez Bonorino, G., Gonzalez Bonorino, F., 1991. Precordillera de cuyo y cordillera frontal en el paleozoico temprano: terrenos “bajo sospecha” de ser autoctonos. Rev. Geológica Chile 18, 97–107.
- Gregori, D.A., López, V.L., Grecco, L.E., 2004. A Late Proterozoic—Early Paleozoic magmatic cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 579– 593.
- Gulisano, C.A., Gutierrez Pleimling, A., 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin. Asociación Geológica Argentina.
- Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V., Allmendinger, R.W., 1983. Mountain Building in the Central Andes. Episodes I. U. G. S. 3, 20–26.
- Kay, S.M., Abbruzzi, J.M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “ flat-slab ” between 30 ° S and 32 ° S. *Tectonophysics* 259, 15–28.
- Kay, S.M., MaksaeV, V., Moscoso, R., Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary

- magmatism in Chile (29°–30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophys. Res.* 92, 6173–6189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 39–57.
- Keller, M., 1999. Argentine Precordillera, sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 341, 1–131.
- Keller, M., Cañas, F.L., Lehnert, O., Vaccari, N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters Stratigr.* 31, 115–132.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34° S–36° S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 283–299.
- Kokogian, D., Boggetti, D., 1987. Reconocimiento de las formaciones Barrancas y Punta de las Bardas en la zona de Paramillos de Uspallata, provincia de Mendoza, Argentina., in: *Actas Del 10° Congreso Geológico Argentino. San Miguel de Tucumán*, pp. 131–134.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), in: Chebil, G.A., Spalletti, L.A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. pp. 221–243.
- Legarreta, L., Kokogian, D., Dellape, D., 1993. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: Cuanto de Inversión tectónica? *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 47, 83–86.
- Leverato, M.A., 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 53–58.
- Limarino, C.O., Fauqué, L.A., Cardó, R., Gagliardo, M.L., Escoteguy, L., 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 57, 305–314.
- Llambías, E., Kleiman, L., Salvarredi, J., 1993. El magmatismo gonwánico, in: Ramos, V. (Ed.), *Relatorio de Geología Y Recursos Naturales de Mendoza*. pp. 53–64.
- Llambías, E., Sato, A.M., 1995. El batolito de Colanguil: transición entre orogénesis y anarogénesis. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 50, 111–131.
- Llambías, E.J., Quenadelle, S., Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from Central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 243–257.
- López-Gamundi, O.R., Rossello, E.A., 1993. López-Gamundi, O.R. y Rossello, E.A. *Rev. Asoc. Geológica Argentina* 50, 35–39. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Milana, J.P., Alcober, O., 1994. Modelo tectonosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualastp (San Juan, Argentina). *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 49, 217–235.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin : Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28 ° S to 31 ° S). *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 999–1014. doi:10.1130/0016-7606(1992)104<0999
- Nasi, P.C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., Maksaev, V., 1985. El batolito Elqui- Limarí (paleozoico- superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Rev. Geol. Chile* 25–26, 77–111.
- Ortiz, A., Zambrano, J.J., 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental., in: *Actas Del 8° Congreso Geológico Argentino*. pp. 59–74.
- Pádua, E., Rolleri, E., Mingramm, A., Roque Criado, P., Flores, M.A., Baldis, B., 1967. Devonian of Argentina, in: *Actas Del Symposium of Devonian Systematic. Calgary*, pp. 165–199.
- Perucca, P., Vargas, N., 2014. Neotectónica de la Provincia de San Juan. *Boletín la Soc. Geológica Mex.* 66, 291–304.
- Ramos, V. a., Dallmeyer, R.D., Vujovich, G., 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 142, 143–158. doi:10.1144/GSL.SP.1998.142.01.08

- Ramos, V.A., 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Res.* 7, 1009–1026.
- Ramos, V.A., 1995. Evolución tectónica del segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales (27°-34° S) y su control en las manifestaciones auríferas epitermales., in: *Actas Del 5° Congreso Nacional de Geología Económica.* pp. 120–123.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic- Early Paleozoic of South America- a collisional history. *Episodes* 11, 168–173.
- Ramos, V.A., E., J.T., Allmendinger, R.W., C, M., Kay, S.M., M., C.J., M., P., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine- Chilean Andes. *Tectonics* 5, 855– 880.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M., Palma, M., 1984. Chilena: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales., in: *Actas Del 9° Congreso Geológico Argentino.* San Carlos de Bariloche, pp. 89–106.
- Ramos, V.A., Munizaga, F., Kay, S.M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S latitud: geocronología y relaciones tectónicas., in: *Actas Del 6° Congreso Geológico Chileno.* Viña del Mar, pp. 892–896.
- Rapela, C.W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., J, P.R., Galindo, C., Saavedra, J., 2001. Las orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *J. Iber. Geol.* 27, 23– 41.
- Rapela, C.W., Llambías, E.J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, Pcia. de Río Negro. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 40, 4– 25.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26, 707– 710.
- Robinson, D., Bevins, R.E., Rubinstein, N., 2005. Subgreenschist facies metamorphism of metabasites from the Precordillera terrane of western Argentina; constraints on the later stages of accretion onto Gondwana. *Eur. J. Mineral.* 17, 441–452. doi:10.1127/0935-1221/2005/0017-0441
- Rolleri, E., Criado Roque, P., 1968. La cuenca Triásica del Norte de Mendoza, in: *Actas de Las Terceras Jornadas Geológicas Argentina.* pp. 145– 158.
- Rubinstein, N.A., Koukharky, M., 1995. Edades K/Ar del volcanismo neopaleozoico en la Precordillera noroccidental sanjuanina (30°00'S; 69°03'O). *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 50, 270–272.
- Sarmiento, G.N., 1986. La biozona de *Amorphognathus variabilis* *Eoplacognathus pseudoplanus* (Conodonta), Llanvirniano inferior, flanco oriental Sierra de Villicum., in: *Actas de Las 4° Jornadas Geológicas Argentinas.* Buenos Aires, pp. 119–123.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón)- South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *J. South Am. Earth Sci.* 11, 211–215.
- Spalletti, L.A., Artabe, A.E., Mored, E.M., Brea, M., 1999. Biozonación Paleoflorística y cronoestratigráfica del Triásico Argentino. *Ameghiniana* 36, 419–451.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *An. Minist. Agric. la Nación, sección Geol.* 4, 1– 187.
- Strazzere, L., Gregori, D.A., Dristas, J.A., 2006. Genetic evolution of Permo-Triassic volcanolastic sequences at Uspallata, Mendoza Precordillera, Argentina. *Gondwana Res.* 9, 485– 499.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., França, A.B., Milani, E.J., de Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Weins, F., Cirbian, M., Lopez Paulsen, O., Germs, G.J.B., De Wit, M.J., Machacha, T., McG Miller, R., 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic., in: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America.* pp. 5–52.
- Thomas, W. a., Astini, R. a., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 67–79. doi:10.1016/S0895-9811(03)00019-1
- Thompson, R., Mitchel, J.G., 1972. Paleomagnetic and Radometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in South America. *J. Geophys. Res.* 207– 214.

- Uliana, M.A., Briddle, K.T., 1988. Mesozoic- Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America, in: *Memour 46. American Association of Petroleum Geologist*. pp. 599– 614.
- Vail, P.R., Audermard, S.A., Bowman, P.N., Eisner, G., 1991. The stratigraphy signatures of tectonics, eustasy and sedimentology., in: G. Einsele, W. Ricken, A.S. (Ed.), *Cycles and Events in Sedimentology*. Berlin, pp. 617 – 659.
- Varela, R., 1973. Edad rubidio- estroncio de las rocas ígneas de La Mascota- La Saavedra, provincia de Buenos Aires., in: *Anales Sociedad Científica Argentina*. pp. 71–80.
- von Gosen, W., 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section. *J. Struct. Geol.* 14, 643– 667. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- von Gossen, W., 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Río Jáchal section of the Argentine Precordillera. *J. South Am. Earth Sci.* 10, 361–388.
- Vujovich, G.I., van Staal, C.R., Davis, W., 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina, in: Vujovich, G.I., Fernandez, L.A.D., Ramos, V.A. (Eds.), *Cuyania, an Exotic Block to Gondwana*. pp. 1041– 1056.
- Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.-J., 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°–36° S revealed by a U–Pb and Lu–Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chem. Geol.* 253, 114–129. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.04.016
- Zapata, T.R., Allmendinger, R.W., 1996. Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a thick skinned triangle zone. *Bullentin Am. Assoc. Pet. Geol.* 80, 350–381.

Capítulo 4.

Estratigrafía del Área

Contenido

- 4.1.** Introducción
- 4.2.** Formación Los Sapitos
- 4.3.** Formación San Juan
- 4.4.** Formación Gualcamayo
- 4.5.** Grupo trapiche
 - 4.5.1 Formación Las Vacas
 - 4.5.2. Formación Las Plantas
 - 4.5.3. Formación Trapiche
- 4.6.** Los depósitos de la Cuenca de Paganzo
 - 4.6.1. Supersecuencia Guandacol
 - 4.6.2. Supersecuencia Tupe
 - 4.6.3. Supersecuencia Patquía
- 4.7.** Trabajos Citados en este Capítulo

Capítulo 4. Estratigrafía del Área

4.1. Introducción

La unidad más antigua aflorante en el área del distrito minero Gualcamayo corresponde a una potente secuencia de rocas calcáreas con marcada estratificación y sin base aflorante que presenta intenso plegamiento y fracturación. Por su litología puede correlacionarse con la Formación Los Sapitos, de edad cámbrica inferior o con la Formación San Juan, de edad ordovícica inferior a media (Furque 1963; Hünicken y Pensa 1981; Cañas 1985; Cañas 1988; Herrera y Benedetto 1991; Albanesi et al. 1998). Sobreyace en concordancia, una sucesión de pelitas negras que conforma afloramientos reducidos, la cual ha sido asignada a la Formación Gualcamayo, de edad ordovícica inferior a media (Astini, 1994a). Por encima y en contacto neto, se encuentra una secuencia clástica granodecreciente que se inicia con un conglomerado clasto-sostén compuesto por clastos de calizas, lutitas, rocas volcánicas y chert que alcanzan tamaños entre 0,5 y 5 cm y ocasionales bloques de calizas de formas irregulares de hasta un metro. La secuencia continúa con un conglomerado matriz-sostén de similar composición cuyos clastos no superan los 2 cm de tamaño. Este pasa gradualmente a areniscas bien estratificadas que hacia el techo continúan con sabulitas en las que se intercalan niveles de lutitas y areniscas. Por su litología y yacencia, estas rocas han sido asignadas al Grupo Trapiche que comprende potentes depósitos de ambiente deltaico de edad ordovícica superior (Astini, 1998a; Astini et al., 1986; Furque, 1963). Hacia el oeste de la zona de estudio, en el sector de la quebrada de las Vacas, aflora una secuencia sedimentaria compuesta por bancos de areniscas gruesas intercaladas con lutitas carbonosas, bancos conglomerádicos y areniscas, cuyas características litológicas y de yacencia corresponden a las de la Supersecuencia Guandacol de edad carbonífera (Castro, 1990; Furque, 1963). Se reconocen además un conjunto de areniscas con intercalaciones de niveles sabulíticos asignadas a la Supersecuencia Tupe (Castro, 1990; Furque, 1963). Hacia arriba continúan arcosas con arcilitas, lutitas y lentes de arcilitas carbonosas que corresponderían a la Supersecuencia Patquía de edad pérmica (Castro, 1990; Furque, 1963). En el mapa de la figura 4.1, se muestra la ubicación de localidades, ríos, quebradas, cerros y puestos que se mencionan en la descripción de las unidades.

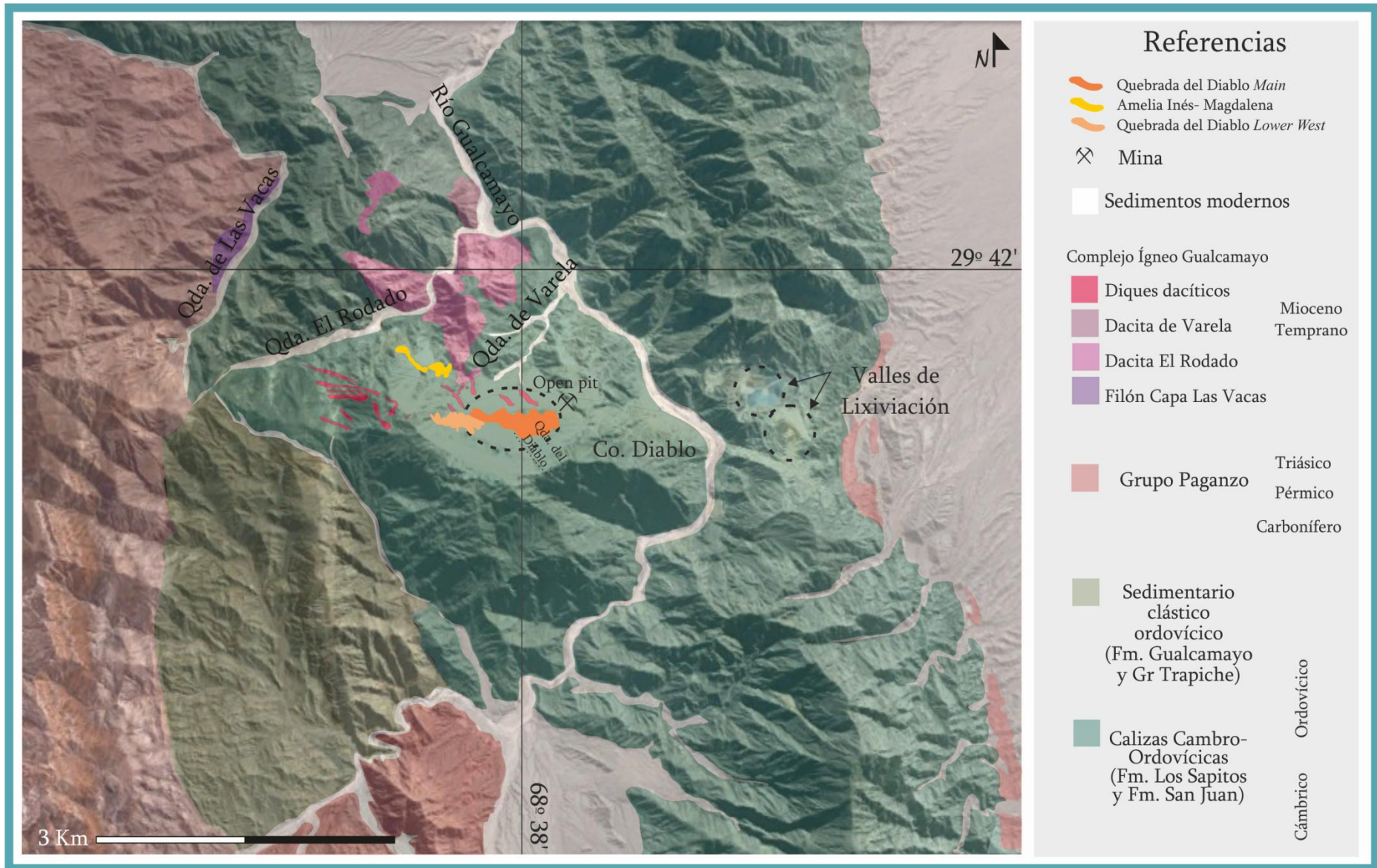


Figura 4.1. Mapa geológico del distrito, donde se muestra la ubicación de ríos, quebradas, cerros y unidades litológicas aflorantes.

4.2. Unidades aflorantes en el distrito minero Gualcamayo

4.2.1 Formación Los Sapitos.

La Formación Los Sapitos (Hünicken y Pensa 1981) equivalente a la Formación La Flecha (Baldis et al., 1982) aflora en la mayor parte de la Precordillera Oriental y Central de San Juan y de La Rioja. Con una potencia promedio de 500 m se caracteriza por una alternancia cíclica de calizas y dolomías con chert, con abundantes estructuras microbialíticas, estromatolíticas y trombolíticas con formas muy diversas. Keller et al. (1994) detectan ciclos somerizantes hacia arriba que varían entre ambientes submareales a supramareales en una plataforma perimareal. La edad de esta formación se halla dentro del Cámbrico superior, entre el Steptoeano y el Sunwaptano, por la presencia de trilobites (Keller et al., 1994). Su base se desconoce y su ambiente de depositación se interpreta como una costa carbonática (Zambrano et al., 1996). La misma se depositó antes de los 440 Ma (Keller et al., 1994).

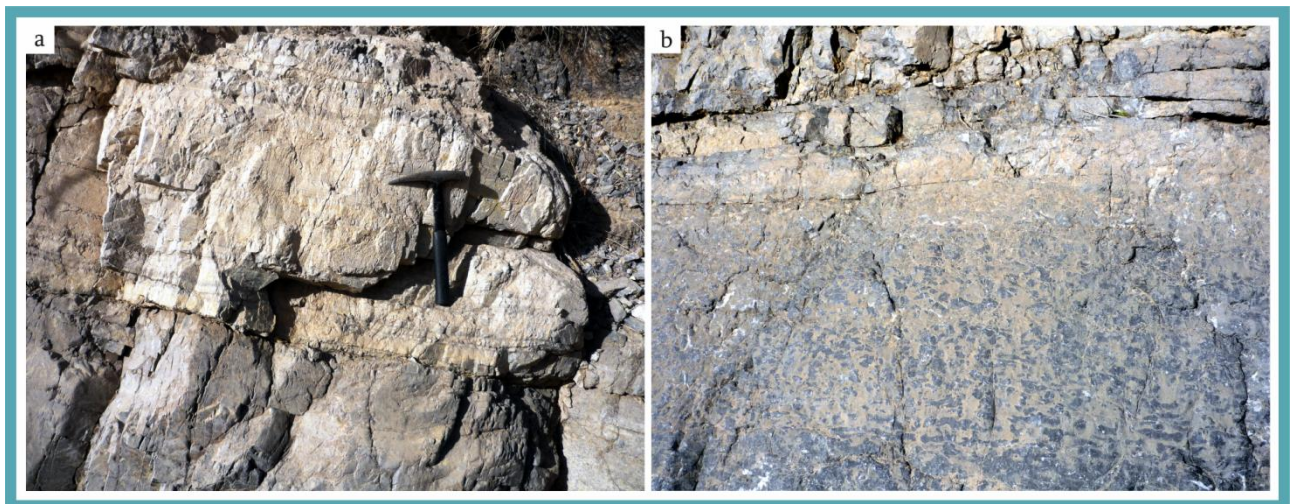


Figura 4.2. Formación Los Sapitos. a) Intercalación de calizas (color gris) con capas dolomitizadas (color blanco). b) Caliza gris con evidencia de bioturbación.

La Formación Los Sapitos presenta extensos afloramientos en el sector oriental del área de estudio, los cuales fueron descriptos a lo largo del curso del río Gualcamayo. Está constituida por calizas grises con importante bioturbación (Figura 4.2 a) e intercalaciones con dolomías blancas formando bancos con espesores de hasta 50 cm (Figura 4.2 b). La dolomitización diagenética temprana se produce por la concentración de una salmuera rica en magnesio por evaporación Sin embargo los valores de ^{13}C (Bruno, 2005) en el área de estudio son similares a los de calizas con alteración hidrotermal, por lo que se interpreta que al menos en parte la

dolomitización sería producto de este fenómeno.

4.2.2 Formación San Juan

La Formación San Juan (Furque 1963; *emend* Keller et al. 1994) es una unidad carbonática de edad ordovícica de 300-360 m de espesor, ampliamente distribuida en la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Es portadora de una abundante fauna marina de mar abierto lo cual ha permitido establecer, mediante la definición de biozonas, que su depositación se extendió entre el Tremadociano superior-Arenigiano hasta el Llanvirniano (Herrera y Benedetto 1991; Albanesi et al. 1998).

La bioestratigrafía de la Formación San Juan se ha basado principalmente en conodontes (Keller et al. 1994; Albanesi et al. 1998; Heredia et al. 2011) y en faunas de braquiópodos. Su depositación se produjo entre los 440 a 540 Ma (Herrera y Benedetto 1991; Benedetto 1998)

Aflora en el sector oriental del área de estudio y fue descrita en tres sectores: Río Gualcamayo, Río de Los Piojos y Quebrada de Las Vacas. Está compuesta principalmente por calizas grises, con intercalaciones de areniscas grises en la base y lutitas negras hacia el techo. Presenta una estratificación muy neta en sus capas que se encuentran intensamente plegadas y fracturadas (Figura 4.3).

Es notable además la presencia de corrimientos dentro los estratos calcáreos, evidenciados por superficies pulidas y estriadas. En la Quebrada de las Vacas puede observarse como el movimiento de la falla pliega los estratos del bloque colgante (Figura 4.3 c). En Quebrada Rodado, se observa el desarrollo de una pequeña brecha (Figura 4.3 d) en la zona de falla, compuesta principalmente por clastos de composición calcárea, así como por clastos de una roca que por su textura relíctica podría corresponder a una roca ígnea.

4.2.3. Formación Gualcamayo

La Formación Gualcamayo (Furque, 1963) constituye una sucesión dominada por pelitas negras graptolíticas características de depocentros restringidos del Ordovícico inferior-medio (Arenigiano superior- Llandeiliano inferior; Astini 1998). Su espesor máximo es de 700 m y en el área de Gualcamayo alcanza los 220 m (Astini, 1998b, 1994a, 1994b).

Esta unidad aflora con amplia distribución en el Norte de la Precordillera de San Juan y La Rioja. Su perfil típico se encuentra en el río homónimo y en la Quebrada de las Corriditas, aunque un perfil de referencia con mejor desarrollo de su tramo cuspidal lo constituye el de la

quebrada de las Plantas. Sus afloramientos forman fajas meridionales que están generalmente deprimidas con respecto al entorno, por su menor resistencia a los agentes físicos (Astini, 1998a).

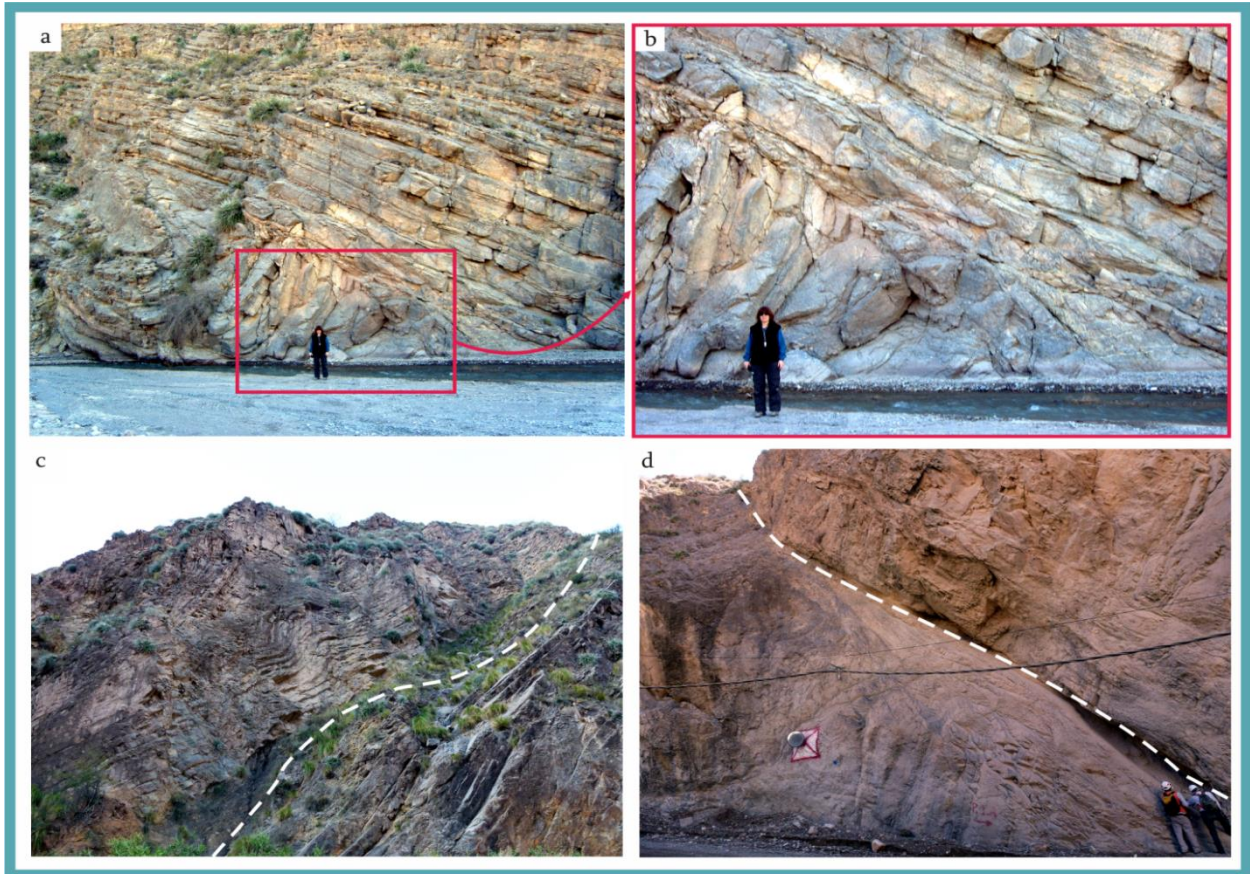


Figura 4.3.a y b) Afloramientos de Formación San Juan en el Río Gualcamayo, donde se muestra el plegamiento que afecta a esta unidad. c y d) Corrimientos dentro de la Formación San Juan. c) Afloramiento de la Formación San Juan en la Quebrada de las Vacas. Detalle del plegamiento que presentan los estratos del bloque colgante, desarrollado durante el movimiento de la falla. d) Afloramiento de la Formación San Juan en la Quebrada Rodado donde se observa un corrimiento entre dos estratos calcáreos.

En la zona de estudio aflora en una delgada franja en el sector denominado portezuelo Montoza y en la quebrada de Las Plantas. En el sector de portezuelo Montoza, la unidad se encuentra afectada por una falla de magnitud regional que la sobrepone a la Formación San Juan (Figura 4.5 a). La Formación Gualcamayo aparece de colores naranjas y amarillos, debido a la presencia de óxidos (Figura 4.5. b).

4.2.4. Grupo Trapiche

El Grupo Trapiche, clásicamente integrado por las Formaciones Las Vacas, Las Plantas y Trapiche (Furque y Cuerda 1979) aflora exclusivamente al norte de la latitud del Río Jáchal. El

grupo Trapiche yace sobre las pelitas graptolíticas de la Formación Gualcamayo y es cubierto en discordancia por estratos del Carbonífero (Furque, 1963).

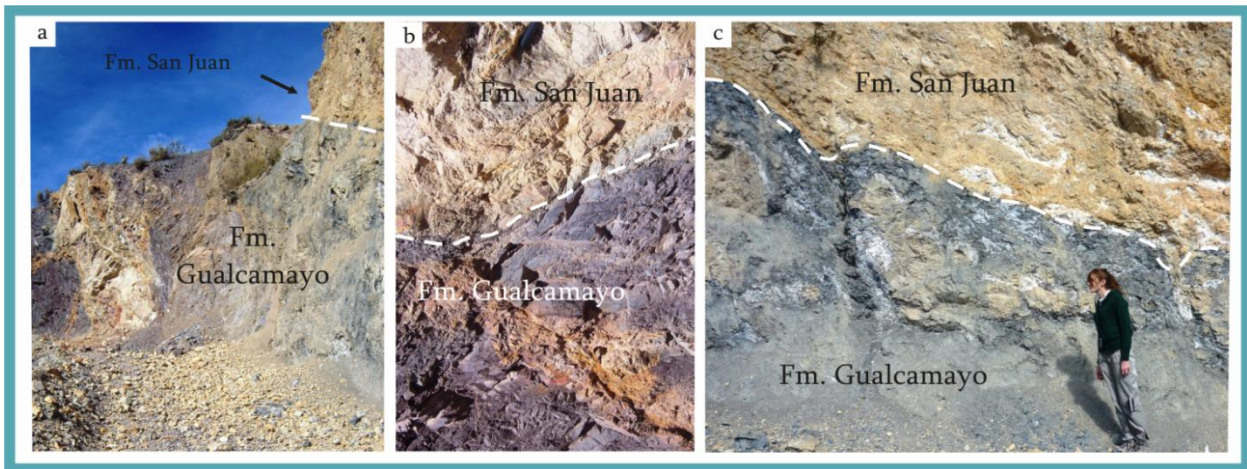


Figura 4.5. Afloramientos de la Formación Gualcamayo en el sector de Portezuelo Montoza. a) Falla que sobrepone a la Formación Gualcamayo sobre la Formación San Juan. b) Coloración que otorgan los óxidos a las lutitas de la Formación Gualcamayo. c) Detalle de la zona de falla, donde se observa la Fm. Gualcamayo, en contacto con las brechas generadas en las calizas de la Formación San Juan.

Originalmente fue considerado como una sucesión continua entre el Ordovícico inferior a superior (Llandeiliano y Caradociano) pero posteriormente fue restringida al Ordovícico medio a superior (Llandeiliano superior- Caradociano inferior; Herrera y Benedetto 1991) con una importante discontinuidad estratigráfica dentro de la Formación Trapiche, tope del Grupo, que eleva su parte cuspidal hasta el Ashgilliano superior dentro de la Zona de *Glyptograptus persculptus*.

A continuación se describen las unidades que lo constituyen en orden estratigráfico ascendente.

4.2.4.1. Formación Las Vacas

Los afloramientos de la Formación Las Vacas (Astini, 1998a; Furque, 1963) se circunscriben a una faja angosta y casi continua de aproximadamente 30 km de longitud, que se extiende entre el cerro Piedra Blanca, localizado a la latitud de Guandacol (68°46'O, 29°35' S) hasta el borde occidental de la sierra de la Batea (68°37'O, 29°50'S; Astini 1998a). La unidad engloba a un conjunto de conglomerados gruesos, bien redondeados que incluyen olistolitos calcáreos (Astini, 1998a). En base a sus relaciones estratigráficas Furque y Cuerda (1979) le asignaron una edad Ordovícica media (Llanvirniana superior- llandeiliana), un espesor aproximado de 300 m y lo incluyeron dentro del Grupo Trapiche. Astini (1998a) lo reasigna al Ordovícico superior (Caradociano inferior) en su localidad tipo (Quebrada de las Vacas).

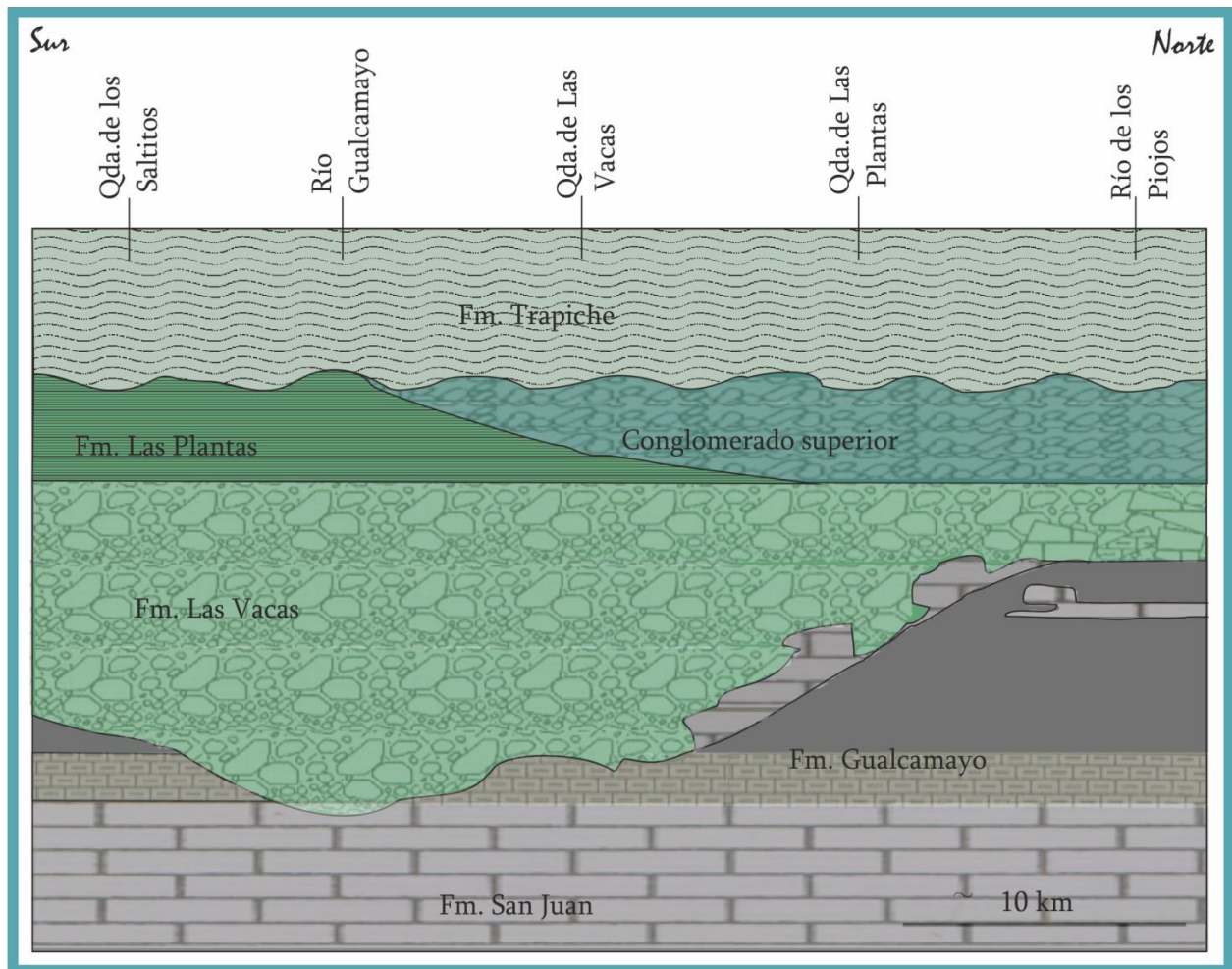


Figura 4.6. Diagrama esquemático de las relaciones estratigráficas del "Conglomerado de Las Vacas" y unidades ordovícicas relacionadas basado en una serie de perfiles (Astini 1991) realizados en la región del suroeste de Guandacol. Tomado de Astini (1998).

Las relaciones estratigráficas de la Formación las Vacas son complejas. Su contacto inferior está dado por una discordancia erosiva que corta distintos niveles estratigráficos (Figura 4.6). La misma podría ser interpretada como un depósito abanicado o de abanico deltaico, donde el ápice podría haber generado una incisión labrada en las unidades infra yacentes como las formaciones San Juan y Gualcamayo (Astini, 1994c). El contacto superior de la Formación Las Vacas es aún más complejo.

La Formación Las Vacas, está constituida principalmente por conglomerados clasto-sostén que conforman afloramientos de color verde a gris. Furque (1963) definió tres secciones de acuerdo a la litología y tamaño de los clastos.

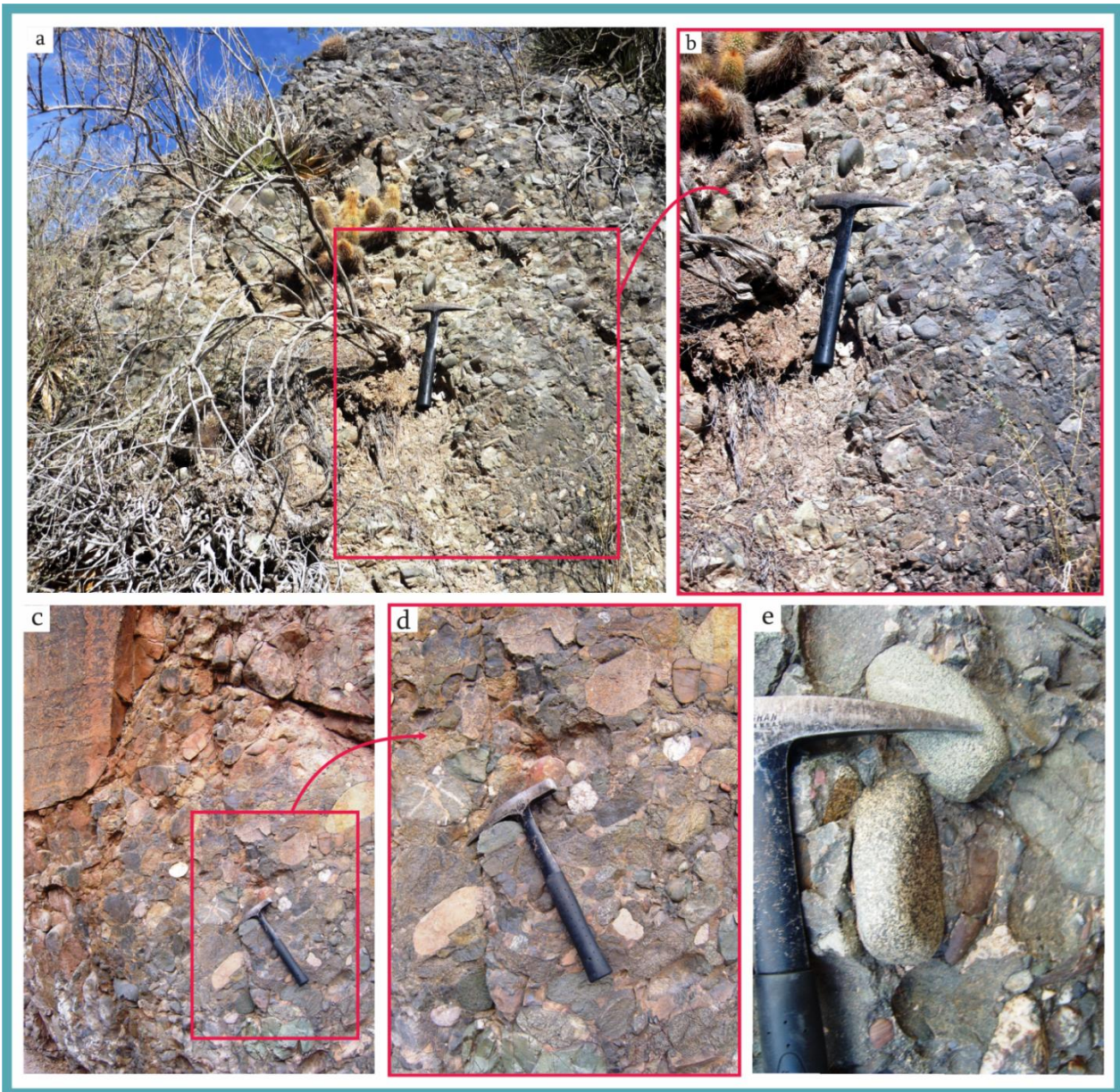


Figura 4.7. a y b) Afloramiento de la Formación Las Vacas en el Río Gualcamayo. Nótese el tamaño homogéneo de los clastos que componen la sección basal de la Formación Las Vacas. c. d.e) Fotografías de afloramiento de la segunda sección de la Formación Las Vacas en la Quebrada de Las Vacas (Localidad Tipo). c) Bloques de caliza que caracterizan esta sección de la Formación Las Vacas. d y e) Detalle de clastos de volcanitas que componen el conglomerado.

La sección basal se reconoció en el tramo sur del curso del Río Gualcamayo. Los clastos que componen el conglomerado son de tamaño homogéneo y miden alrededor de 5 cm. La litología predominante es cuarcita y chert y la morfología es ecuate con bordes redondeados (Figura 4.7 a y b).

La sección media se identificó en la Quebrada de Las Vacas. Está caracterizada por la presencia de bloques angulosos de caliza de tamaño variable (Fig. 4.7 c) que alcanzan hasta 5 m de longitud y clastos redondeados de volcanitas (Figura 4.7 d y e), chert y pelitas que miden entre 2 y 10 cm.

En la tercera sección los conglomerados son más finos alcanzando los clastos tamaños

máximos de 4 cm. La misma, fue identificada en la Quebrada de Las Plantas, donde alterna con bancos de areniscas cuarzosas. Según Furque (1963) en este perfil puede observarse como la tercera sección de la Formación Las Vacas pasa transicionalmente a la siguiente unidad del Grupo Trapiche, la Formación Las Plantas. Sin embargo Astini (1998c), reconoció otra unidad por encima de la tercera sección a la que denominó informalmente, Conglomerado Superior.

4.2.4.2. Formación Las Plantas

Harrington y Leanza (1956), denominaron “Las Plantas *shales*” a una sucesión de lutitas laminadas gris-azuladas con concreciones calcáreas fosilíferas expuestas al oeste de la localidad de Guandacol. Luego fueron referidas formalmente a la Formación Las Plantas por Furque (1963). Su localidad tipo está situada en las cabeceras de las Quebradas Potrerillos y Las Plantas, al sur del Río de Los Piojos. Sus afloramientos se extienden en forma discontinua a lo largo de aproximadamente 60 km entre las localidades de Guandacol, el norte de Jachal, en el flanco occidental de las sierras de La Batea, Potrerillos y Perico. Su espesor máximo es de 200 m en su localidad tipo (Benedetto 1995). Por su rica fauna de trilobites, compuesta por asáfidos, trinúclidos, caliménidos, eucrinúridos y líchidos, se ha asignado a esta unidad una edad ordovícica superior (Caradociana; Astini et al., 1986).

Desde el punto de vista litológico está constituida principalmente por fangolitas limo-arcillosas oscuras con nódulos carbonáticos fosilíferos que contienen braquiópodos (Benedetto 1995). Sus afloramientos fueron descritos en la cabecera de la quebrada homónima (Figura 4.8.a) donde puede observarse una alternancia de lutitas grises oscuras o grises azuladas con areniscas (Figura 4.8.b.) y escasos bancos calcáreos. Localmente son comunes los conglomerados matriz sostén en contacto neto con capas más finas de areniscas rosadas (Figura 4.8. c).

4.2.4.3. Formación Trapiche

La Formación Trapiche (Furque, 1963; *nom. transl. por Furque, 1972 para "Estratos de Trapiche"*) está formada por una intercalación de limolitas, arcilitas, lutitas negras, cuarcitas, grauvacas y conglomerados con un espesor aproximado de 800 m, aunque podría estar sobreestimado debido a repeticiones tectónicas (Baraldo 1977; Furque y Cuerda 1979). Astini (1994) documentó además, la presencia de turbiditas, megabrechas y debritas, por lo que asignó esta unidad a un ambiente de talud profundo. La edad de la unidad es ordovícica superior

(caradociana) basada en el estudio de la abundante fauna de trilobites y graptolites que contiene (Furque 1963).



Figura 4.8. Afloramiento de la Formación Las Plantas en su localidad tipo (Quebrada de las Plantas). a) Vista general de los afloramientos en la cabecera de la quebrada mencionada. b) Detalle de las capas de areniscas que componen esta unidad. c) Conglomerado matriz sostén en contacto neto con areniscas rosadas.

Los afloramientos de la Formación Trapiche fueron reconocidos y descritos en el camino hacia la Quebrada Saltitos y en el sur del curso del Río Gualcamayo. Esta unidad se presenta como intercalaciones de bancos de potencia variable compuestos por lutitas, grauvacas y conglomerados. Localmente se reconocen bancos lutíticos que intercalan con delgadas capas de areniscas y limolitas (Figura 4.9 a). En el techo de algunos de ellos pueden observarse ondulitas (Figura. 4.9 b).

En el sector camino a Quebrada a Saltitos se reconoce el flanco de un sinclinal, en el que la Formación Trapiche se encuentra en el centro, lo cual evidencia el tectonismo que afecta a esta unidad (Figura 4.9 c).

4.2.5. Los depósitos de la Cuenca de Paganzo.

La cuenca Paganzo (Azcu y Morelli, 1970b; Salfity y Gorustovich, 1983; Azcu y et al., 1987a), presenta una extensión aproximada de 150.000 km² y se halla ubicada entre los 27° y

33° de latitud Sur y los 65° y 69° de longitud Oeste. Sus límites no sobrepasan el territorio nacional y ocupa casi la totalidad de las provincias de San Juan y La Rioja, el norte de Mendoza y San Luis, una limitada área occidental de Córdoba y la región suroccidental de Catamarca.



Figura 4.9. Fotografías de afloramientos de la Formación Trapiche en camino hacia la Quebrada Saltitos. a) Pliegue que afecta los estratos lutíticos de la Formación Trapiche. En la figura se observa solo un flanco del anticlinal. b) Intercalación de bancos de lutitas y areniscas, evidenciada por su diferencial perfil de erosión.

Los depósitos esencialmente terrígenos que rellenaron la cuenca Paganzo fueron originalmente separados por Bodenbender (1902) en tres «pisos» atribuidos por el autor al Carbonífero, Pérmico y Triásico respectivamente. Posteriormente, fueron reunidos por Azcuy y Morelli (1970) en el Grupo Paganzo, en el cual distinguieron una sección I (inferior) de areniscas y pelitas con niveles de carbón atribuida al Carbonífero superior, y otra sección II (superior) de capas rojas esencialmente referida al Pérmico inferior y concordante con la anterior. El grupo está compuesto por un elevado número de formaciones, en parte debido a la discontinuidad de los afloramientos que aparecen en paleovalles glaciales y en valles intermontanos. Su estratotipo fue propuesto por Azcuy y Morelli (1970a) en la localidad homónima, donde se interponen en las capas rojas basales, coladas basálticas las cuales han sido datadas en $292-295 \pm 6$ Ma (Thompson and Mitchel, 1972).

El levantamiento detallado de un alto número de perfiles analizados desde la óptica de la estratigrafía secuencial (Vail et al., 1991), permitió a Fernandez Seveso et al. (1993) reagrupar los depósitos de la cuenca Paganzo en cuatro supersecuencias que denominan: Guandacol, Tupe, Patquía-De La Cuesta Inferior y Patquía-De La Cuesta Superior, las cuales representan un lapso que se extiende desde el Carbonífero tardío temprano hasta el Pérmico tardío con

alrededor de 70 Ma de duración.

A continuación se describen las supersecuencias aflorantes en distrito minero Gualcamayo en orden estratigráfico ascendente, excepto para las supersecuencias Patquía De La Cuesta Inferior y Patquía-De La Cuesta Superior, entre las que no se hará división, y solo se describirá en general como supersecuencia Patquía.

4.2.5.1. Supersecuencia Guandacol

La Supersecuencia Guandacol (Fernandez Seveso et al., 1993; *equiv a Formación Volcán*; Furque (1963) se compone de cuatro secuencias G1, G2, G3 y G4, con base discordante sobre rocas del Paleozoico inferior. Su depositación comienza en el Carbonífero tardío en base a los restos vegetales bien conservados (Furque 1963). Las cuatro secuencias se caracterizan por un ordenamiento interno granodecreciente desde conglomerados (depósitos de talud y fan deltas) a pelitas (flujos turbidíticos). Las evidencias de glaciación en todas las secuencias son múltiples y variadas (Milana and Alcober, 1994). Las mimas indican procesos genéticos recurrentes.

Esta unidad fue identificada y descrita en la Quebrada de las Vacas donde presenta extensos afloramientos. El rumbo general del afloramiento es N 171° y la inclinación de las capas es de 76° al SO (Figura 4.10. a).

En su parte inferior está compuesta por bancos de areniscas finas grises, blancas, amarillas y verdes. Hacia arriba las areniscas alternan con arcilitas verdosas y con lutitas negras carbonosas (Figura 4.10. b).

4.2.5.2. Supersecuencia Tupe

La Supersecuencia Tupe (Fernández Seveso et al. 1993; *equiv a Formación Panacán* Furque 1963;) se halla integrada por cuatro secuencias T1, T2, T3 y T4. Se dispone sobre la supersecuencia anterior a través de una discontinuidad y sus depósitos traslapan sobre una topografía en la que todavía se manifiestan dorsales y otros accidentes indicadores de un paleorelieve. Facies aluviales, fluviales entrelazadas y de fan deltas están bien representadas y han brindado importantes micro y megaflores, las cuales son indicadoras de una edad carbonífera tardía (Stephaniano; Azcuy y Morelli (1970); Azcuy, 1985) Según Zambrano et al. (1996) tiene un espesor de 700 m y su ambiente de acumulación fue el de una llanura fluvial.

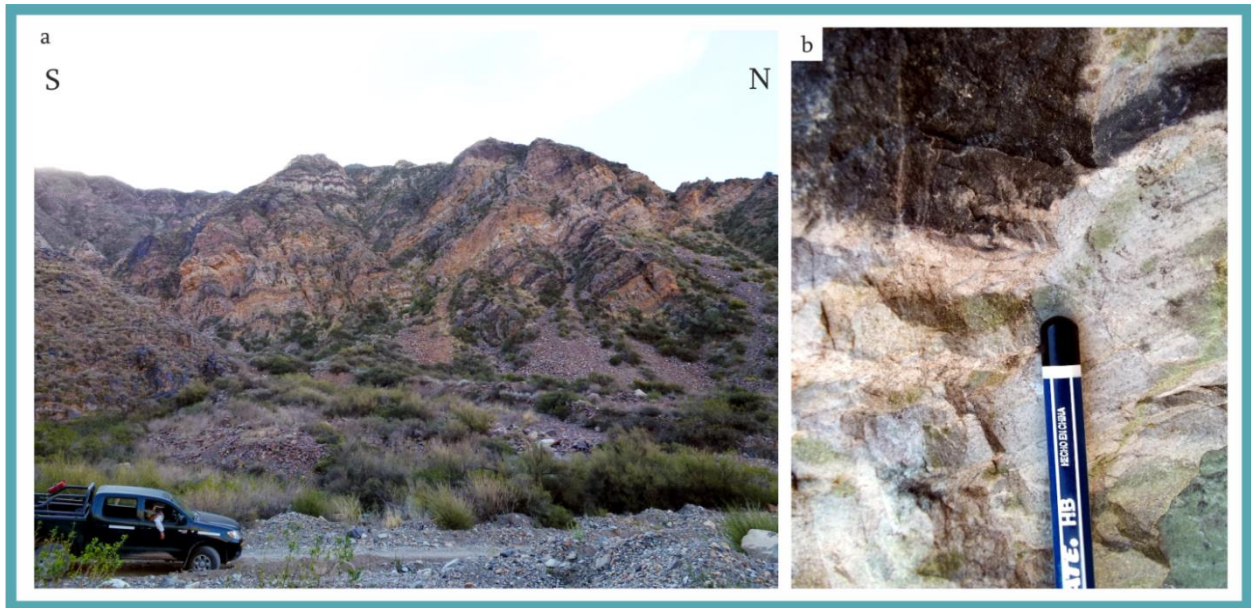


Figura 4.10. Afloramiento de la Formación Guandacol en la Quebrada de las Vacas. a) Vista general de un perfil S-N donde se observa la disposición de los bancos y su marcado buzamiento al sudoeste. b) Alternancia de areniscas finas de color blanco, amarillo y verde que hacia arriba alternan con arcilitas verdosas y con lutitas negras carbonosas.

Los afloramientos de ésta unidad fueron reconocidos y descritos en el camino hacia el Portezuelo Montoza. En este sector, la unidad está compuesta principalmente por arcosas blancas y areniscas rosas a moradas de grano grueso (Figura 4.11 a) con algunas intercalaciones de arcilitas verdosas. En los bancos de areniscas moradas, suele observarse estratificación entrecruzada (Figura 4.11 b); son frecuentes las intercalaciones de limolitas y lutitas negras en toda la secuencia. Localmente, está intruída por pequeños cuerpos andesíticos que siguen el rumbo de los estratos constituyendo filones capa de aproximadamente 40 cm de espesor y afloramientos discontinuos que no superan los 2 m de largo (Figura 4.11 c y d).

4.2.5.3. Supersecuencia Patquía

La Supersecuencia Patquía-De La Cuesta (Fernandez Seveso et al. 1993; *equiv. a Formación Ojos de Agua*; Furque 1963) ha sido subdividida en dos secuencias, una inferior con tres cortejos sedimentarios PD-I1, PD-I2 y PD-I3, y otra superior con cuatro cortejos sedimentarios PD-S1, PD-S2, PD-S3 y PD-S4. El cortejo PD-I se apoya sobre supersecuencia anterior a través de una discontinuidad. Evoluciona ocupando una cuenca prácticamente sin dorsales a través de sistemas aluviales y fluviales y salvo el registro de un efímero episodio marino marginal representa una continentalización generalizada de toda la cuenca para culminar en un extenso campo eólico (Fernández Seveso et al., 1993). La Supersecuencia Patquía, se asigna al Pérmico en base a su correlación con otros estratos rojos de las Sierras

Pampeanas Occidentales, Precordillera Central y Oriental y su espesor en la zona de estudio es de 300 m aproximadamente (Zambrano et al., 1996).



Figura 4.11. Afloramientos de la Supersecuencia Tupe en la zona de Portezuelo Montoza a) Afloramiento de arcosas blancas y areniscas rosas a moradas de grano grueso. El círculo rojo marcado en esta imagen, destaca la posición de la escala utilizada para tomar la foto b) Estratificación entrecruzada observada en los bancos de areniscas moradas. c) y d) Filón capa andesítico entre estratos de la supersecuencia Tupe.

Los Afloramientos de esta unidad fueron identificados y descritos en el camino hacia quebrada Saltitos y en Salamanca (sector norte del distrito minero Gualcamayo). Los afloramientos identificados camino a Quebrada Saltitos están constituidos por bancos de areniscas finas rojas a violáceas con intercalaciones de areniscas blancas (Figura 12 a). Los

afloramientos identificados en el sector de Salamanca están compuestos por areniscas medianas a gruesas rojas, en parte arcillosas y de colores violetas con intercalaciones de areniscas blancas. Sus afloramientos son saltuarios y presentan complejas relaciones de campo con las otras unidades aflorantes en el área (Figura 4.12 b).



Figura 4.12. Afloramientos de la Supersecuencia Patquía en el área del Distrito Minero Gualcamayo. a) Afloramientos reconocidos camino a quebrada Saltitos. En la imagen puede observarse bancos de areniscas finas rojas a violáceas con intercalaciones de areniscas blancas. b) Afloramientos de la Supersecuencia Patquía en el área de Salamanca. Obsérvese la disposición saltuaria de los afloramientos de esta unidad y su compleja relación de campo con las unidades calcáreas cambro-ordovícicas.

4.3. Trabajos Citados en este Capítulo

- Albanesi, G.L., Hünicken, M.A., Barnes, C.R., 1998. Bioestratigrafía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*.
- Astini, R.A., 1998a. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Tardío. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 53, 489–503.
- Astini, R.A., 1998b. Stratigraphical evidence supporting the rifting, drifting and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 142, 11–33. doi:10.1144/GSL.SP.1998.142.01.02
- Astini, R.A., 1994a. Paleoambientes y análisis secuencial de las unidades de pelitas negras (Aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 49, 71–84.
- Astini, R.A., 1994b. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (Suroeste de Guandacol y Cordón de Perico-Potrerillo), Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 55-70. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 49, 55–70.
- Astini, R.A., 1994c. Las megaturbiditas de la Formación Trapiche (Ordovícico superior de la Precordillera): procesos sedimentarios y marco geológico., in: *Actas de La V Reunión Argentina de Sedimentología*. San Miguel de Tucumán, pp. 107–112.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L., Carrera, M., 1986. La fauna de trilobites de la Formación Las Plantas (Ordovícico tardío), Precordillera de La Rioja, Argentina., in: *Actas Del IV Congreso Argentino de Paleontología Y Bioestratigrafía*. Mendoza, pp. 81–89.
- Azcuy, C.L., 1985. Late Carboniferous paleogeography and Stratigraphy of Argentina, in: *Actas Del Compte Rendu Du 10^o Xongrés International de Stratigraphie et de Geologie Du Carbonifere*. Madrid, pp. 281– 293.
- Azcuy, C.L., Morelli, J.R., 1970. The Paganzo Basin, Tectonic and sedimentary characteristics of Gondwana sequences in northwestern Argentina., in: *Actas Del Second Gondwana Symposium*. South Africa, pp. 241–247.
- Baldis, B.A.J., Beresi, M.S., Bordonaro, O., Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Actas del 5^o Congr. Latinoam. Geol.* 4, 399–445.
- Benedetto, J.L., 1998. Early Palaeozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana; their bearing on the geodynamic history of the pre- Andean margin., in: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto- Andean Margin of Gondwana*. London, pp. 57–83.
- Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera y de las Sierras Centrales de la República Argentina. *Acad. Nac. Ciencias, Boletín* 18, 203–264.
- Bruno, N.E., 2005. Metalogénesis aurífera en rocas carbonáticas, Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
- Cañas, F., 1988. Facies perimareales del Cámbrico Inferior en el área de Guandacol., in: *Actas de La 2^o Reunión Argentina de Sedimentología*. pp. 46–50.
- Cañas, F.L., 1985. Análisis de las facies carbonáticas de la Formación Los Sapitos (Cámbrico?- Tremadociano), en la quebrada del Río Guandacol, La Rioja., in: *Actas de La 1^o Jornadas de Geología de Precordillera*. pp. 271–276.
- Castro, C., 1990. Geología de un sector del Distrito Minero Gualcamayo, provincia de San Juan. Universidad Nacional de San Juan.
- Fernandez Seveso, F., Pérez, M.A., Brisson, I.E., Alvarez, L.A., 1993. Sequence Stratigraphy and Tectonic analysis of the Paganzo Basin, Western Argentina, in: *Actas Del 12^o International Congress on Carboniferous- Permian*. pp. 223– 260.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b-Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería 92., Buenos Aires.

- Furque, G., Cuerda, A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza., in: Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. pp. 455–522.
- Harrington, Leanza, 1956. Ordovician trilobites of Argentine. Spec. Publ. Dep. Geol. Univ. Kansas 1, 120.
- Heredia, S., Beresi, M., Mestre, A., 2011. Estratigrafía y bioestratigrafía del Ordovícico Medio del río Las Chacritas , Precordillera Central de San Juan . Ser. Correlación geológica 27, 18–26.
- Herrera, Z., Benedetto, J.L., 1991. Early Ordovician brachiopods fauna of the Precordillera basin, western Argentina: biostratigraphy and paleogeographical affinities. En: (eds.), Brachiopods through time. 2nd Inte, in: Mackicnonn, D., Lee, D., Campbell, J. (Eds.), Brachiopods through Time. 2nd International Congress of Brachiopods. pp. 283–301.
- Hünicken, M.A., Pensa, M., 1981. Secuencia carbonática estromatolítica cambro- ordovícica (Formación Los Sapitos) en la quebrada del río Guandacol, La Rioja., in: Actas de La Reunión de Comunicación Proyecto 44, (IGCP) IUGS. IUGS, p. 1981.
- Keller, M., Cañas, F.L., Lehnert, O., Vaccari, N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): some stratigraphic reconsiderations. Newsletters Stratigr. 31, 115– 132.
- Milana, J.P., Alcober, O., 1994. Modelo tectonosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualastp (San Juan, Argentina). Rev. la Asoc. Geol. Argentina 49, 217–235.
- Thompson, R., Mitchel, J.G., 1972. Paleomagnetic and Radometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in South America. J. Geophys. Res. 207– 214.
- Vail, P.R., Audermard, S.A., Bowman, P.N., Eisner, G., 1991. The stratigraphy signatures of tectonics, eustasy and sedimentology., in: G. Einsele, W. Ricken, A.S. (Ed.), Cycles and Events in Sedimentology. Berlin, pp. 617 – 659.
- Zambrano, J.J., Sanchez, J.A., Hernández, M.B., 1996. Aspectos estratigráficos y estructurales del sector Gualcamayo-Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan – Argentina) relacionados con la exploración minera metalífera., in: Actas Del 13^o Congreso Geológico Argentino Y 3^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos. pp. 531–540.

Capítulo 5

Magmatismo mioceno del área.

Contenido

- 5.1. Antecedentes
- 5.2. Geología del complejo ígneo Gualcamayo
 - 5.2.1. Filón capa las vacas
 - 5.2.3. Dacita el rodado
 - 5.2.4. Diques dacíticos
 - 5.2.5. Filones capa andesíticos
- 5.3. Geocronología
 - 5.3.1. Edades Previas
 - 5.3.2. Edades U/Pb
- 5.4. Geoquímica
 - 5.4.1. Introducción
 - 5.4.2. Elementos mayores
 - 5.4.3. Elementos traza
- 5.5. Geotermometría y geobarometría.
- 5.6. Petrogénesis y correlaciones regionales
- 5.7. Ambiente geodinámico
- 5.8. Potencial mineralizante
- 5.9. Síntesis interpretativa
- 5.10. Trabajos Citados en este Capítulo

Capítulo 5. Magmatismo mioceno del área

5.1. Antecedentes

En el área del distrito Minero Gualcamayo, aflora un conjunto de cuerpos intrusivos que fueron mencionados por primera vez por Furque (1963) a los que llama genéricamente “dacitas”. Describe cuerpos de forma irregular, ligeramente alargados en sentido N-S, de coloración gris, diaclasados y en avanzado estado de alteración. Su componente principal es una plagioclasa dispuesta en fenocristales bien desarrollados, alterados a calcita. El cuarzo es relativamente escaso y los minerales máficos se presentan en fenocristales pequeños. Respecto de la edad, el autor los considera terciarios por sus relaciones estratigráficas y por las ocurrencias de dacitas de esa edad en otros sectores de la Precordillera (Harrington, 1941).

Aguilera Olivera (1986) estudió los cuerpos ígneos intrusivos del sector comprendido entre las quebradas de Las Vacas y Varela. Describe diques y un filón capa de composición dacítica en el sector de la quebrada de Las Vacas y lo llama filón capa “Virgen de Lourdes”. El mismo consiste en un cuerpo tabular de aproximadamente 2 km de longitud y 0,3 km de ancho.

Simon et al. (1997) describe los afloramientos de todos los cuerpos del área estableciendo diferentes eventos de intrusividad, para los tres cuerpos que reconoce: porfiro dacítico I, porfiro dacítico II y porfiro tipo tonalítico. Para el porfiro dacítico I establece una edad de $5,6 \pm 0,2$ Ma mediante el método K-Ar. Describe la alteración hidrotermal que afecta a las rocas ígneas del área, como moderada a fuerte silicificación, moderada a fuerte propilitización y ligera feldespatización.

Posteriormente Simon et al. (2001) agrupa a las rocas aflorantes en el área del distrito minero Gualcamayo bajo el nombre de Complejo Ígneo Gualcamayo. Bruno (2005) le asigna diferentes nombres a los cuerpos que componen este complejo ígneo, denominándolos según la ubicación de los afloramientos respecto de quebradas conocidas como: Dacita de Varela (reemplazando a porfiro I), Dacita El Rodado (reemplazando a porfiro II) y Filón Capa las Vacas (reemplazando a filón capa “Virgen de Lourdes” de Aguilera Olivera

1986 y a porfiro tipo tonalítico de Simon et al. 1997). Menciona además numerosos diques que fueron atravesados por diferentes sondeos. Aporta un análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *step heating* sobre biotita magmática de la dacita de Varela que permite asignarle una edad de $8,99 \pm 0,1$ Ma. La argilización y la silicificación son las alteraciones más comunes y ampliamente difundidas en la Dacita de Varela y en los diques. En las proximidades de las fallas inversas y de rumbo, las rocas ígneas están intensamente argilizadas. Esta alteración fue definida por Bruno (2002) en base a la asociación mineral de caolinita-montmorillonita-sericita-calcita-clorita-epidoto-pirita-rutilo. La silicificación se manifiesta como reemplazo total o parcial de los fenocristales y la matriz y también como venillas formando “stockworks”. La silicificación que afecta a las rocas intrusivas es intensa en las proximidades del skarn. Según la autora los resultados geoquímicos obtenidos para la Dacita de Varela son consistentes con rocas calcoalcalinas de arco y comparables con los de otras manifestaciones subvolcánicas reconocidas en el ambiente de Precordillera durante el Mioceno medio.

D’Annunzio y Rubinstein (2014) definieron una nueva unidad para el complejo ígneo Gualcamayo (diques dacíticos). Además analizan y separan del complejo ígneo Gualcamayo los filones capa de composición andesítica aflorantes en la zona de portezuelo Montoza.

5.2. Geología del Complejo Ígneo Gualcamayo

5.2.1. Filón capa Las Vacas

Aflora en la quebrada homónima (Figura 4.1) y constituye un filón capa de color gris que se destaca en la secuencia de lutitas negras y areniscas amarillas que integran la Formación Volcán (Figura 5.1.a.). En muestra de mano es una roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y minerales máficos alterados a clorita. La pasta es afanítica de color gris claro y está cortada por finas venillas de carbonato que contienen sulfuros oxidados.

Las rocas que componen el filón capa Las Vacas, presentan textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y minerales máficos. Contienen zircón y apatito como minerales accesorios, inmersos en una pasta con la textura obliterada por la alteración. Los fenocristales de plagioclasa se presentan como tablillas subhedrales de entre 2 y 5 mm. Los fenocristales de cuarzo presentan engolfamientos, extinción ondulante y

alcanzan hasta 3 mm de tamaño. Los minerales máficos (biotitas y anfíboles) llegan a medir 2 mm y se encuentran completamente alterados. Se reconocen diseminados en la pasta minerales opacos de hábito cúbico y en finas tablillas alargadas.

La clasificación modal según el diagrama QAPF (Q= Quartz, A= Alkali feldspar, P= Plagioclase) de la IUGS (International Union of Geological Sciences) para rocas volcánicas (Streckeisen 1973) indica que las rocas que componen filón capa las Vacas clasifica como dacita (Figura 5.2).

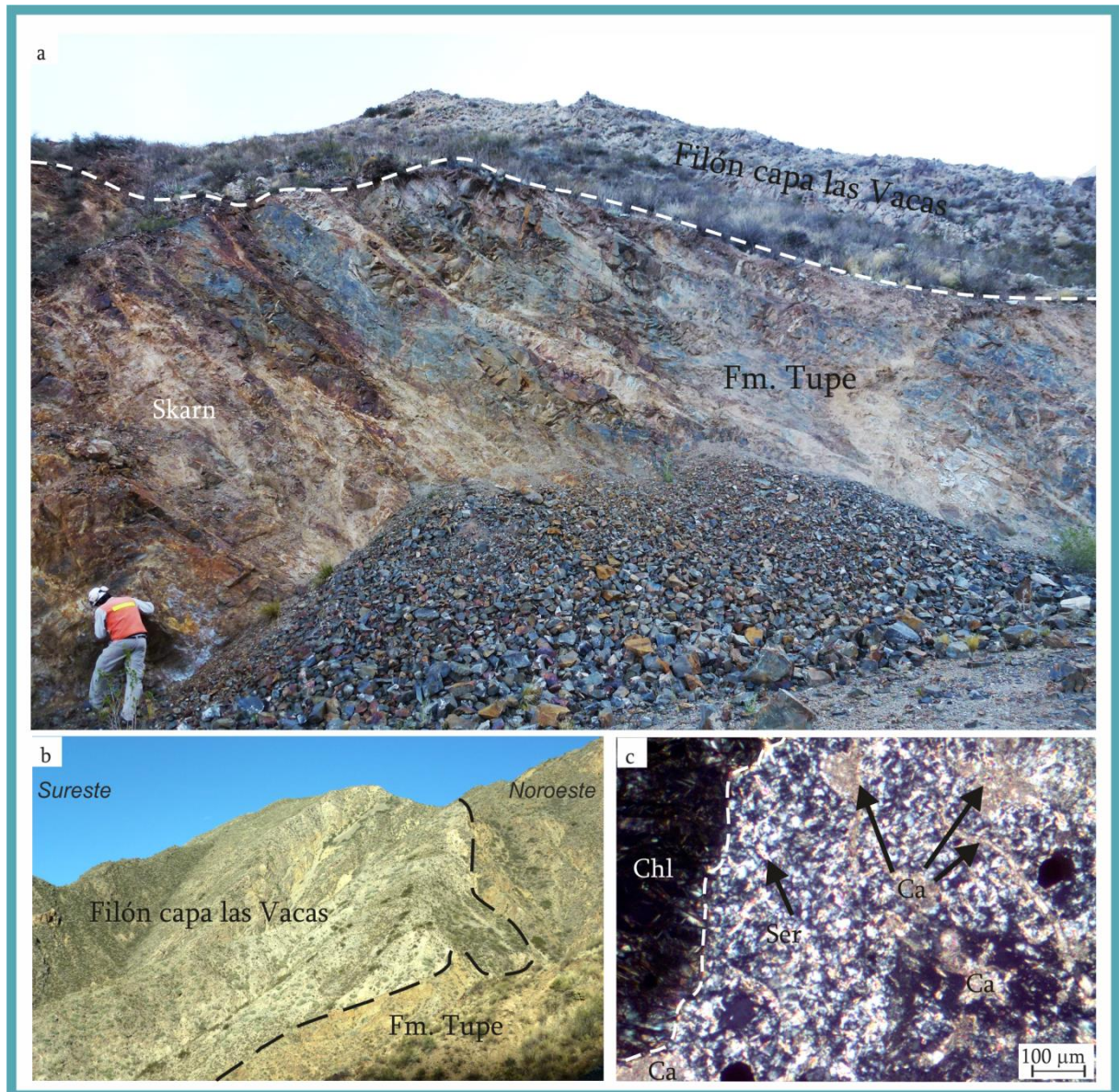


Figura 5. 1. Afloramientos del Filón Capa Las Vacas en la quebrada homónima. a) Corte E-W mostrando el buzamiento de los estratos de la Fm. Volcán hacia el oeste y la disposición del Filón Capa las Vacas. b) Vista panorámica SE- NW donde se muestra la dimensión del filón capa y su disposición de acuerdo al buzamiento de las capas sedimentarias. c) Fotomicrografía mostrando la alteración que afecta a la muestra correspondiente al Filón capa Las Vacas. Puede observarse la pasta de la roca afectada por alteración carbonática y sericitica, así como un fenocristal de anfíbol totalmente remplazado por clorita (contorno marcado con línea punteada). Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010).

La roca presenta muy fuerte carbonatización, fuerte sericitización y moderada cloritización (Figura 5.1 c). La carbonatización se encuentra como parches en la pasta, como venillas irregulares y como alteración de los fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La sericitización afecta a la plagioclasa (tanto a los fenocristales como a los individuos de la pasta) y se distribuye de forma intersticial. La clorita aparece como reemplazo de la biotita, acompañada por agujas de rutilo y con posterior sericitización. También se presenta como reemplazo de anfíboles acompañada de carbonato, minerales opacos y grumos de rutilo. Finalmente se reconoce escaso epidoto en grumos en las plagioclasas y diseminado en la pasta.

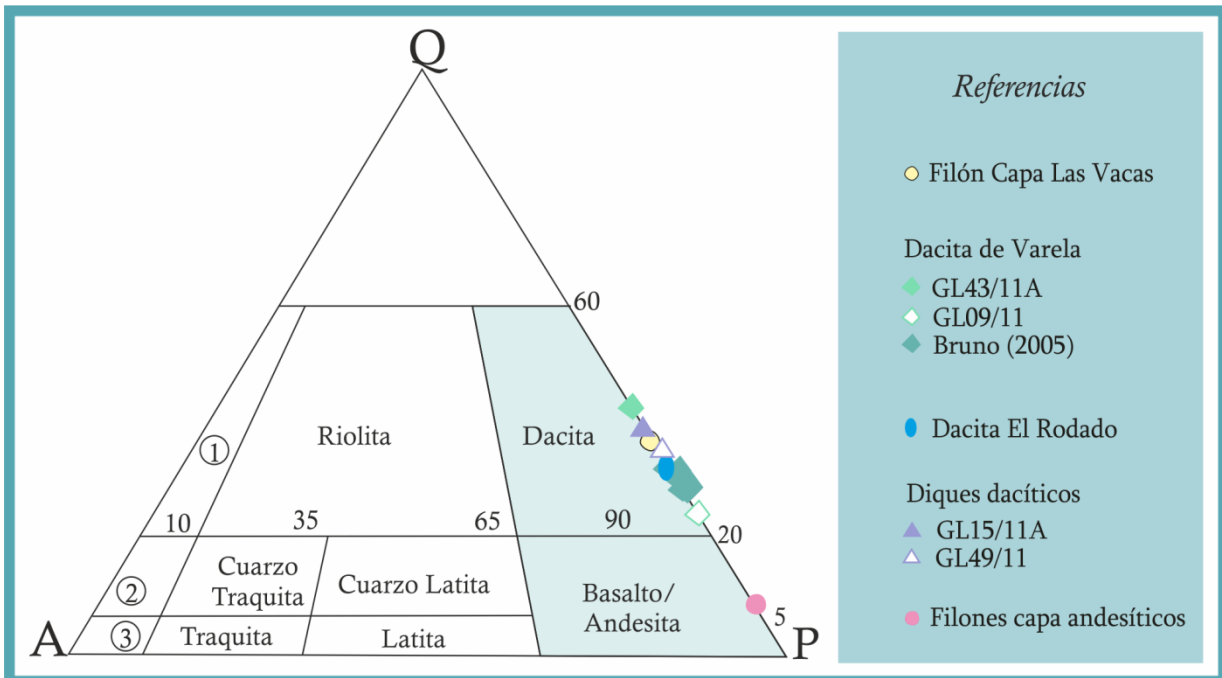


Figura 5.2. Clasificación modal de las rocas de las rocas ígneas aflorantes en el distrito minero Gualcamayo según el diagrama QAPF de la IUGS para las rocas de facies volcánicas.

5.2.2. Dacita de Varela

Constituye el cuerpo ígneo de mayor extensión dentro del distrito (Figura 4.1). La dacita de Varela en el contacto con la roca de caja calcárea, desarrolla aureolas irregulares de eskarnificación de decenas de metros. Los afloramientos más importantes de estas zonas de eskarnificación fueron identificados en la quebrada El Rodado, en la zona de Alicia, Amelia Ines- Magdalena y Las Vacas. Sobre la dacita de Varela se emplazan las minas General

Belgrano y Amelia Inés- Magdalena (Figura 5.3. a), correspondientes a mineralizaciones de metales base alojadas en los skarns, descritas en detalle en el Capítulo 6. (*Antecedentes Mineros del Distrito Minero Gualcamayo e Introducción a los Depósitos de Au*). Las fajas de skarn desarrolladas en los contactos de la Dacita de Varela con las cajas calcáreas (Figura 5.3 a y c), presentan diferentes colores (Figura 5.3. c. d y e) de acuerdo a la mineralogía dominante. Los colores verdes se deben en general a la presencia de clorita y epidoto y los colores naranja, amarillo y rojo a la presencia de óxidos de hierro, granate, jarosita, rejalgar y oropimente, Figura 5.3 e) Es una característica notable el crecimiento de grandes cristales de yeso (Figura 5.3 f) en los afloramientos. La mineralogía detallada y las paragénesis minerales de los depósitos de skarn del distrito, se describen en el Capítulo 6 (*Antecedentes Mineros del Distrito Minero Gualcamayo e Introducción a los Depósitos de Au*).

La Dacita de Varela en muestra de mano, es una roca de textura porfírica con pasta afanítica de color gris. Los fenocristales están compuestos por plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. La plagioclasa se presenta en tablillas subhedrales de hasta 8 mm. Los fenocristales de cuarzo son subhedrales y alcanzan hasta 13 mm. Los minerales máficos están representados por anfíbol y biotita, con formas subhedrales y tamaños de hasta 2 mm. Se reconoce escasa pirita y magnetita diseminadas en cristales de hasta 3 mm. La roca está atravesada por venillas de cuarzo de hasta 1 mm de espesor.

Las muestras analizadas de la dacita de Varela presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y subordinadamente piroxeno con circón y titanita como minerales accesorios, inmersos en una pasta cuya textura se encuentra obliterada por la alteración.

La clasificación modal según el diagrama QAP indica que las rocas de la Dacita de Varela clasifica como dacita (Figura 5.2).

La roca está afectada por una fuerte silicificación, moderada feldespatización, suave biotitización e incipiente sericitización. La silicificación ocurre como agregados de cristales anhedral de cuarzo, ya sea con distribución intersticial o en venillas de trayectorias sinuosas de entre 1 y 3 mm de espesor. La feldespatización se manifiesta como orlas, pequeñas venillas irregulares o parches en los fenocristales de plagioclasa o bien como venillas acompañado por cuarzo (Figura 5.3 f). También se presenta como cristales en crecimiento en la pasta de la roca. La biotita secundaria aparece como reemplazo de los fenocristales de anfíbol y conformando nidos en la pasta. La sericitización afecta a la zona.

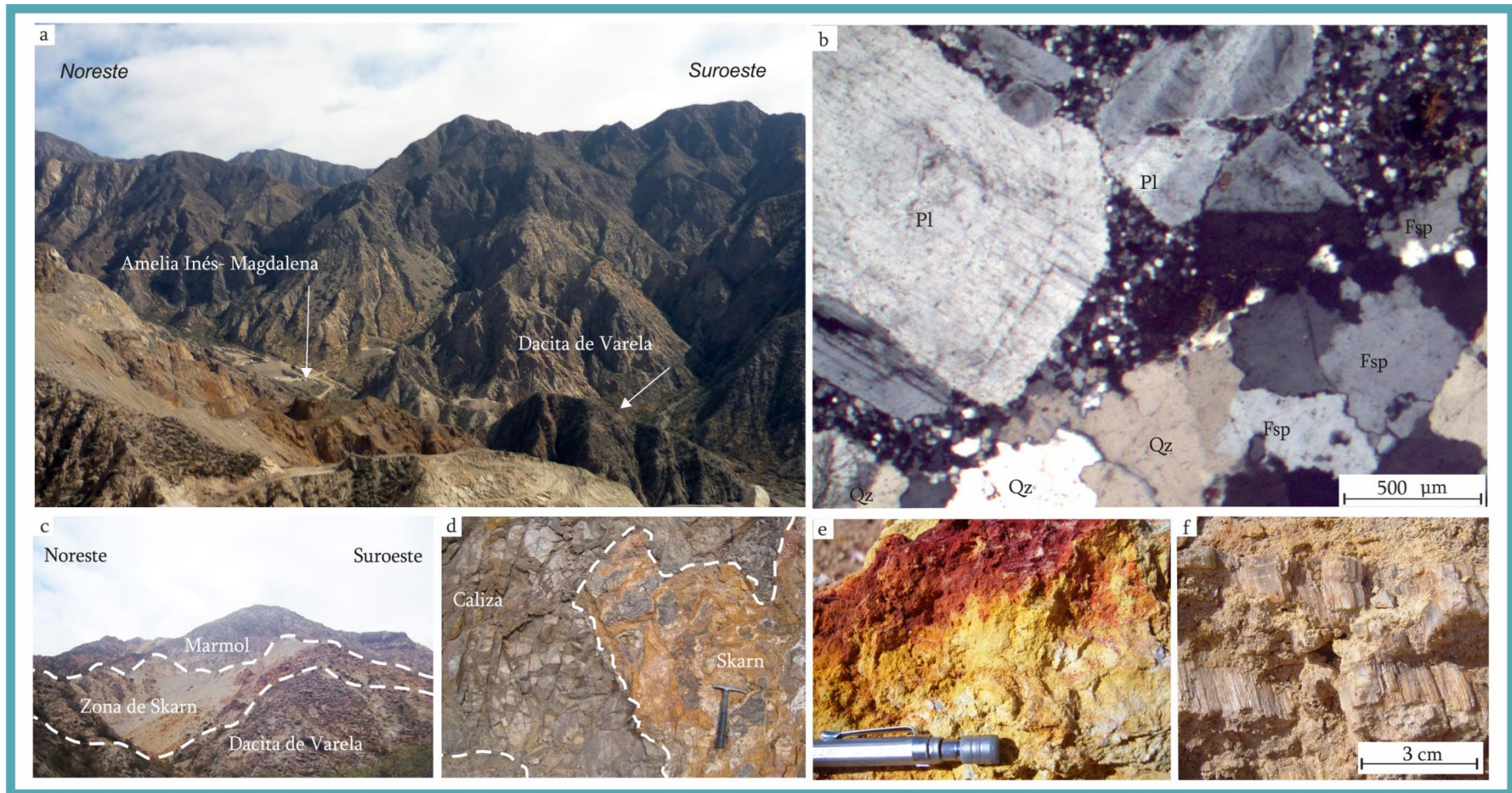


Figura 5.3. Dacita de Varela. a) Vista panorámica desde la zona de “Alicia” hacia el sureste donde se observa un afloramiento de la Dacita de Varela y del skarn de Amelia Inés- Magdalena. b) Muestra GL43/11 perteneciente a la Dacita de Varela, donde se observa una microvenilla de feldespato potásico y sílice, producto de la alteración potásica que la afecta. Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010). c) Vista panorámica de un sector de la Dacita de Varela en la Quebrada Rodado, donde puede observarse la zona de skarn desarrollada entre el cuerpo ígneo y la roca de caja. d) Contacto caliza- skarn en la zona de “Las Vacas”. e) Jarosita, rejalgar y oropimente en afloramiento de skarn en la zona de Alicia. f) Yeso fibroso en afloramiento de skarn.



Figura 5.4. Afloramientos de la Dacita El Rodado, donde se muestran las zonas de skarn desarrolladas en el contacto del cuerpo con la caja calcárea. a) Contacto dacita-skarn. Nótese los colores naranjas debido a la presencia de sulfuros oxidados, en el skarn que genera la dacita El Rodado. b) Fotomicrografía de la muestra GL53-12 de la dacita El Rodado, tomada con polarizador, donde se muestra la textura porfírica típica de este cuerpo. c) Fotomicrografía de la muestra GL10-11 del skarn de la Dacita El Rodado, tomada sin polarizador, donde se observan las formas y el relieve alto de los cristales de granate (Gr) que lo constituyen. d) Fotomicrografía de la muestra GL 10-11 del skarn de la Dacita El Rodado, tomada sin polarizador, donde se muestran los cristales de granate (Gr) y piroxeno (Px) que lo constituyen. Ésta muestra se encuentra cortada por venillas de calcita (Ca) indicada por la flecha blanca.

más externa de los fenocristales de plagioclasa. Por último, se reconocen grumos de epidoto y titanita, con frecuencia espacialmente asociados.

5.2.3. Dacita El Rodado

Conforma un afloramiento aislado ubicado en las nacientes de la quebrada homónima (Figura 4.1). El contacto con las calizas cambro-ordovícicas es una zona de skarn de aproximadamente 10 m de espesor (Figura 5.4). En muestra de mano es una roca porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y abundantes minerales máficos que por su hábito podrían corresponder a anfíboles, inmersos en una pasta de textura fina de color gris claro. Las rocas que forman la Dacita El rodado, presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol, inmersos en una pasta cuya textura se encuentra obliterada por la alteración. Como minerales accesorios se reconocen apatito y circón. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, presentan evidencias de deformación y llegan a medir hasta 5 mm. Los fenocristales de cuarzo son muy escasos, tienen formas subhedrales con bordes corroídos y alcanzan hasta 2 mm de tamaño. Los minerales máficos corresponden a cristales de anfíbol y biotita de hasta 2 mm los cuales se encuentran completamente alterados.

La clasificación modal según el diagrama QAPF (Streckeisen, 1974) indica que las rocas que componen la dacita El Rodado clasifica como dacita (Figura 5.2).

La roca está afectada por muy fuerte feldespatización, moderada silicificación, suave biotitización y cloritización y muy suave alteración sericítica.

La feldespatización (constituida por feldespato potásico) se presenta reemplazando parcialmente a los fenocristales de plagioclasa, como cristales en crecimiento en la pasta de la roca y en venillas de hasta 1 mm de espesor junto con cuarzo. La silicificación se da tanto en venillas (con o sin feldespato) en agregados de distribución intersticial, en la pasta.

La biotitización se encuentra como nidos distribuidos irregularmente en la pasta y como alteración de los anfíboles y biotitas. La clorita se presenta como reemplazo de los anfíboles acompañada por tremolita-actinolita la cual también aparece con distribución intersticial. En general, no se observa una relación de la biotita secundaria con la clorita, ya que suele ser indistinto que se encuentren ambas o solo alguna de ellas. La alteración sericítica afecta a los microlitos de la pasta. Se observan escasos cristales subhedrales de

minerales opacos diseminados y en venillas frecuentemente asociados a grumos de titanita.

5.2.4. Diques dacíticos

Afloran principalmente en el centro de la zona de estudio con rumbos E-O y NO-SE (Figura 5.1). En el sector de quebrada El Rodado aflora un dique dacítico alojado en secuencias de mármol (Figura 5.5 a). El dique presenta contactos fríos con la roca de caja (Figura 5.5 b).

Corresponden a rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita inmersos en una pasta afanítica de color gris claro con pátinas de limonitas anaranjadas. Se observan venillas de cuarzo con magnetita, de espesores que varían entre 2 y 100 mm.

Las muestras analizadas, corresponden a rocas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, inmersos en una pasta de textura felsítica, parcialmente obliterada por la alteración. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, presentan evidencias de deformación y llegan a medir 3 mm. El cuarzo se presenta subhedral, con bordes corroídos, extinción ondulosa y tamaños de hasta 5 mm. La biotita conforma láminas de hasta 3 mm y contiene grumos de minerales opacos en sus planos de clivaje.

La clasificación modal de los diques dacíticos según el diagrama QAPF (Streckeisen 1973) indica que las rocas que componen la dacita de Varela clasifican como dacita (Figura 5.2).

Estas rocas están afectadas por fuerte feldespatización, moderada silicificación y biotitización, suave carbonatización e incipiente sericitización.

La feldespatización ocurre como reemplazo parcial de los fenocristales de plagioclasa por feldespato potásico, como cristales en crecimiento y en venillas de hasta 1 mm de espesor junto con cuarzo.

La silicificación se presenta como parches en la pasta y en venillas de cuarzo o de cuarzo, feldespato y minerales opacos.

La biotitización se encuentra como alteración de los máficos y constituyendo nidos en la pasta, frecuentemente en asociación con cristales de magnetita (Figura 5.5 d).

La carbonatización conforma parches distribuidos en la pasta (comúnmente asociados a epidoto y sericita) y venillas de hasta 2 mm de espesor y diseño irregular.

Escasos grumos de epidoto se distribuyen irregularmente en la pasta.



Figura 5.5. Afloramiento de un dique de composición dacítica en el acceso a quebrada El Rodado. a) Vista panorámica del afloramiento. b) Acercamiento del dique, donde se observan los contactos fríos con la roca de caja. c) Fotografía de detalle donde se muestran las estrías generadas en la roca de caja durante la intrusión. d) Muestra GL14/11 de los Diques dacíticos donde se reconocen nidos de biotita asociados a magnetita, distribuidos en la pasta de la roca. Ser: sericita; Ca: calcita; Chl: clorita; Pl: plagioclasa; Qz: cuarzo; Fsp: feldespato potásico; Mag: magnetita; Bt: biotita. Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010).

5.2.5. Filones capa andesíticos

Se reconocen el sector de Portezuelo Montonza, intercalados en la Formación Panacán. Sus afloramientos son escasos y sus espesores varían entre 30 y 60 cm (Figura 5.6 a y b). En muestra de mano son rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y de minerales máficos alterados, inmersos en una pasta afanítica de color gris oscuro.

Las rocas que lo componen tienen textura porfírica (Figura 5.6. c) y pasta microgranular (Figura 5.6.d). Los fenocristales están representados por plagioclasa y máficos inmersos en una pasta compuesta por plagioclasa con escaso cuarzo intersticial. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales y alcanzan hasta 1,5 mm de longitud. Los máficos (anfíboles) se presentan en cristales subhedrales de hasta 0,5 mm completamente alterados. La clasificación modal según el diagrama QAPF (Streckeisen 1973) indica que las rocas que componen estos cuerpos clasifican como andesitas (Figura 5.2).

La roca muestra fuerte carbonatización, moderada biotitización y cloritización y suave alteración sericitica (Figura 5.6 d). La carbonatización se encuentra como parches en la pasta y como alteración de la plagioclasa y los anfíboles. La sericitización afecta a los fenocristales y a los microlitos de plagioclasa. La biotita y la clorita secundarias reemplazan a los anfíboles y se encuentran también con distribución intersticial. Se reconocen además grumos de epidoto y titanita, agregados de tremolita-actinolita y minerales opacos disseminados en la pasta.

5.3. Geocronología

5.3.1 Edades Previas

Las dataciones radiométricas sobre intrusivos miocenos en la Precordillera Central y específicamente dentro del Distrito Minero Gualcamayo, son muy escasas (Tabla 5.1). Las mismas fueron volcadas en el histograma de la Figura 5.7. Como puede observarse, las edades más frecuentes son comprendidas en el rango entre los 5,33 a los 7,246 Ma.

Las clases para graficar las frecuencias, fueron definidas en bases a las Edades del Mioceno mostradas en el cuadro de la Figura 5.7.

Para los cuerpos aflorantes en el área de estudio existen sólo tres dataciones radiométricas. La primera corresponde a una edad K/Ar realizada sobre clorita en el Filón capa Las Vacas de 13 ± 2 Ma (Ramos, 1995). La segunda corresponde a una datación K/Ar sobre roca total que arrojó una edad de $5,6 \pm 0,2$ Ma (Simon *et al.* 1997) realizada sobre la Dacita de Varela. La tercera es una datación radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizada con el método *step- heating* en una muestra de la Dacita de Varela (Bruno, 2005). La edad *plateau* calculada a partir de esta datación es de $8,99 \pm 0,1$ Ma (Figura 5.8 a), mientras que la edad

obtenida por el cálculo de la isócrona es de $9,07 \pm 0,01$ Ma con un MSDW (*mean square of weighted deviates*) de 0,8 (Figura 5.8 b). El MSDW cercano a 1 indica una alta confiabilidad para la edad propuesta por Bruno (2005) y permite asignarle una edad de $9,07 \pm 0,01$ Ma a la Dacita de Varela.

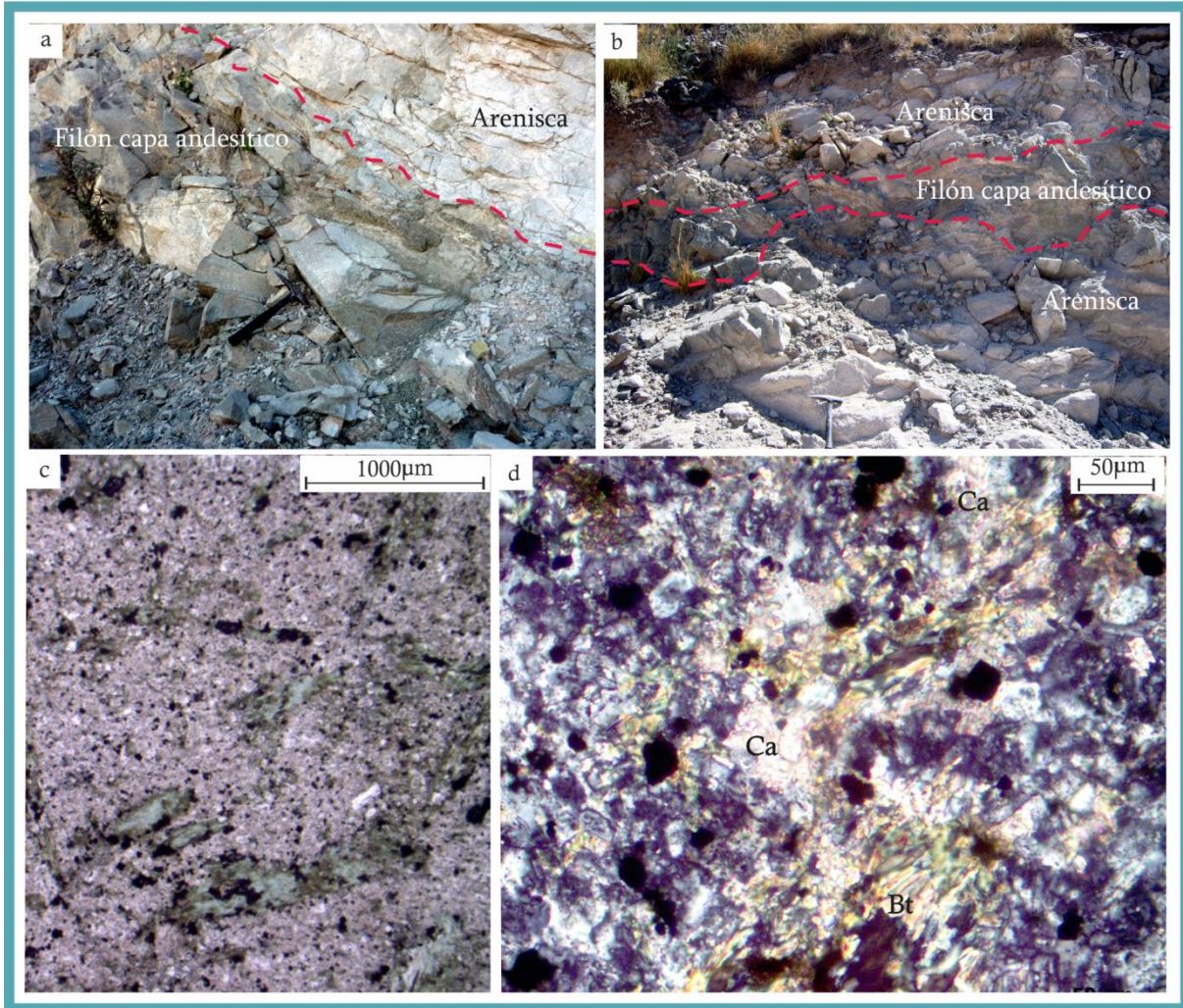


Figura 5.6. Afloramientos de los filones capa andesíticos en la zona de Portezuelo Montoza. a) Filón capa andesítico en areniscas gruesas blancas de la Fm. Panacán. b) Filón capa andesítico intercalado en la secuencia de estratos de areniscas finas de la Fm. Panacán. c) Fotomicrografía de la muestra G1103-11 del Filón capa andesítico, tomada sin polarizador, mostrando la textura porfirica, típica de estas rocas. d) Fotomicrografía de la muestra G1103-11 del Filón capa andesítico, tomada con polarizador. Se observan las alteraciones biotítica y carbonática. Ca: calcita, Bt: biotita

ROCA	M/P	LOCALIDAD	Departamento	Provincia	Unidad Geológica	Método	Mineralogía analizada	EDAD (Ma)	ERROR	Cita
Toba	Ma-1	Sierra de Huaco	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	6,1	0,9	Johnson y Naeser (1984)
Toba	-	Rodeo	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	6,6	1,5	Beer et al. (1987)
Toba	-	Lomas de las Tapias	Ullún	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	7	0,9	Bercowski et al. (1986)
Dacita	-	Cerro Blanco Zonda, sierra de Zonda	Zonda	San Juan	Precordillera	KAC	Rutilo	7	1	Leveratto (1976)
Toba	-	Sierra de Huaco	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	7,1	0,8	Tabbutt et al. (1987)
Toba	-	Rodeo	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	8,1	1,5	Tabbutt et al. (1987)
Toba	-	Rodeo	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	9,6	1,5	Beer et al. (1987)
Toba	-	Quebrada Albarracín, sierra de Zonda	Zonda	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	12,8	1,4	Tabbutt et al. (1987)
Dacita	-	Ullún	Ullún	San Juan	Precordillera	KAC	Plagioclasa	16	2,9	Leveratto (1976)
Pórfiro andesítico	AK-0257	Distrito Huachi, Huerta de Huachi	Jáchal	San Juan	Precordillera	KAC	Rutilo	16	5	106
Toba	-	Mogna	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	17	1,9	Tabbutt et al. (1987)
Andesita	-	S Piedras Pintadas, Barreal	Calingasta	San Juan	Precordillera	KAC	Rutilo	20,1	2,5	Leveratto (1976)
Andesita Anfibolibólica	AK-0256	Distrito Huachi, Huerta de Huachi	Jáchal	San Juan	Precordillera	KAC	Anfíbol	21	10	106
Toba bentonítica	-	Cerca de Huaco	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	6,1	0,9	Tabbutt et al. (1989)
Dacita	-	Cerro Blanco de Zonda, O de San Juan	Zonda	San Juan	Precordillera	KAC	Rutilo	6,3	0,7	Ramos (1993)
Ceniza volcánica	-	Río Jáchal cerca Rodeo, F. Rodeo	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	6,6	1,5	Beer et al. (1987)

Tabla 5.1: Edades previas para rocas miocenas de la Precordillera de San Juan. KAC: K/Ar; TFL: Trazas de Fisión; ARA: Ar/Ar.

ROCA	M/P	LOCALIDAD	Departamento	Provincia	Unidad Geológica	Método	Mineralogía analizada	EDAD Ma	ERROR	Cita
Ceniza volcánica	-	Flanco N valle Iglesia	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	6,7	1,2	Jordan et al. (1993)
Toba	-	Loma de Las Tapias, Ullún	Ullún	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	7	0,9	Tabbutt et al. (1989)
Toba bentonítica	-	Cerca de Huaco	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	7,1	0,8	Tabbutt et al. (1989)
Ceniza volcánica	-	Río Jáchal cerca Rodeo, F. Rodeo	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	8,1	1,5	Beer et al. (1987)
Ceniza volcánica	-	Río Azul, al NO de Mogna	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	9,2	2,5	Tickyj (1997)
Toba	-	Valle de Tranca, nivel superior	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	9,4	0,9	Jordan et al. (1993)
Ceniza volcánica	-	Río Jáchal cerca Rodeo, F. Rodeo	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	9,6	1,5	Beer et al. (1987)
Ignimbrita	-	E de Iglesia, F. Punta Negra	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	10,2	1,4	Tabbutt et al. (1989)
Ceniza volcánica	-	Río Azul, al NO de Mogna	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	10,4	2,1	Tickyj (1997)
Ceniza volcánica	-	Río Azul, al NO de Mogna	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	12,5	2	Tickyj (1997)
Toba	-	Qda. de Albarracín, O de San Juan	Zonda	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	12,8	1,4	Tabbutt et al. (1989)
Ceniza volcánica	-	Cerro Morado, F. Cerro Morado	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	12,8	1,4	Jordan et al. (1993)
Toba	-	El Fiscal, SE de Jáchal	Jáchal	San Juan	Precordillera	ARA	Plagioclasa	12,8	1,4	Jordan et al. (1993)
Ceniza volcánica	-	Cerro Morado, F. Cerro Morado	Iglesia	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	13,4	1,6	Jordan et al. (1993)
Toba	-	Valle de Tranca, 30 km SE Rodeo	Iglesia	San Juan	Precordillera	ARA	Plagioclasa	14,8	0,6	Jordan et al. (1993)
Toba	-	La Chilca, SO de Carpintería	Sarmiento	San Juan	Precordillera	ARA	Anfibol	15,4	0,6	Bercowski et al. (1993)
Toba	-	Mogna	Jáchal	San Juan	Precordillera	TFI	Circón	17	1,9	Tabbutt et al. (1989)

Tabla 5.1. (Continuación) Edades previas para rocas miocenas de la Precordillera de San Juan. KAC: K/Ar; TFL: Trazas de Fisión; ARA: Ar/Ar.

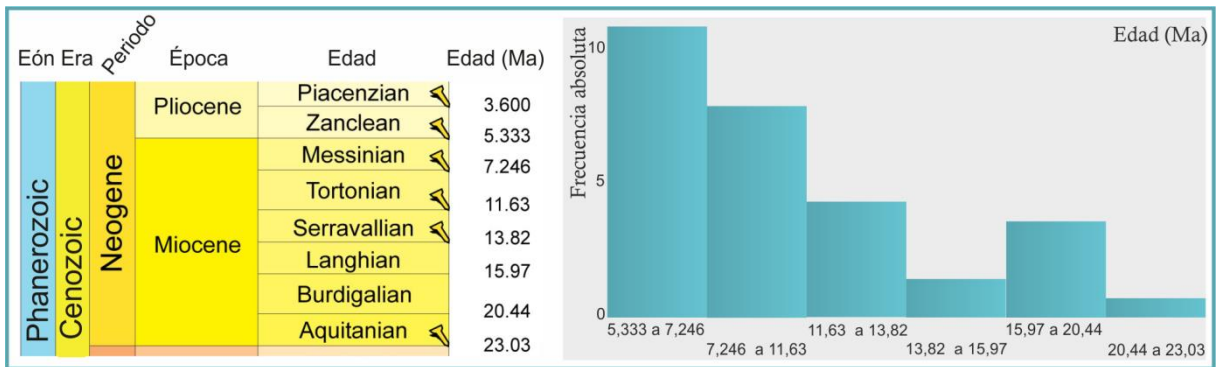


Figura 5.7. Frecuencias absolutas obtenidas para las edades miocenas de Precordillera presentadas en la Tabla 5.1.

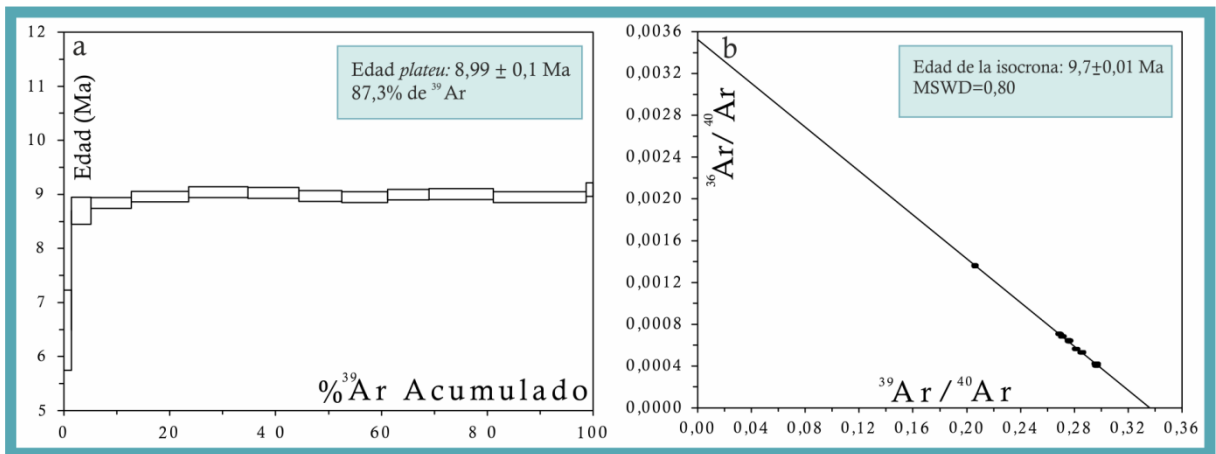


Figura 5.8. a) Gráfico % ^{39}Ar acumulado versus edad en Ma para la muestra de la Dacita de Varela. b) Gráfico $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ correspondiente a la misma muestra (Bruno 2005).

5.3.2. Edades U/Pb por ablación laser en circones

Con el propósito de obtener la edad precisa de las rocas ígneas del área de estudio se realizaron dos dataciones U-Pb en circón con el método de ablación láser sobre una muestra de superficie correspondiente a los diques dacíticos (GL 50/11) y sobre una muestra obtenida de un testigo de perforación de la dacita Túnel.

5.3.2.1. Diques dacíticos.

Los afloramientos de los cuales se obtuvo la muestra se reconocieron en el sector de Target K ($29^{\circ}43'0,8''\text{S}$; $68^{\circ}38'50,7''\text{O}$). Los análisis fueron realizados por el Dr. Víctor Valencia en el Geo-Analitical Lab de la Washington State University (USA), siguiendo los procedimientos descritos en el Capítulo 2.

Capítulo 5. Magmatismo mioceno del área.

Muestra GL50/11 (puntos de análisis)	U (ppm)	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma (% error)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma (% error)	206/238 (Edad Ma)	1 sigma (% error)	207/206 (Edad Ma)	1 sigma (error absoluto Ma)	Mejor edad (Ma)	1 sigma (error absoluto Ma)
San Juan 1	150,884	0,413	7,221	0,015	0,073	0,008	836,089	11,658	1022,190	16,598	1022,190	16,598
San Juan_1	577,815	0,258	705,421	0,031	0,078	0,042	9,132	0,287	1152,342	81,319	9,132	0,287
San Juan 2	313,552	0,723	5,776	0,013	0,074	0,007	1029,410	12,113	1039,166	13,876	1039,166	13,876
San Juan_2	379,429	0,362	8,358	0,023	0,072	0,008	728,544	15,898	986,006	16,753	728,544	15,898
San Juan 3	185,794	0,545	6,750	0,013	0,070	0,007	890,609	10,937	922,711	14,984	922,711	14,984
San Juan_3	521,538	0,209	95,154	0,037	0,068	0,025	67,394	2,450	882,918	50,420	67,394	2,450
San Juan 4	772,567	0,157	712,520	0,024	0,051	0,033	9,041	0,213	233,633	73,636	9,041	0,213
San Juan 5	177,810	0,176	6,607	0,016	0,073	0,008	908,567	13,538	1000,098	16,099	1000,098	16,099
San Juan 6	1050,529	0,290	6,220	0,012	0,071	0,006	961,081	10,926	959,622	12,350	959,622	12,350
San Juan_6	998,535	0,621	6,030	0,017	0,074	0,007	989,167	15,949	1030,095	13,449	1030,095	13,449
San Juan 7	464,663	0,103	718,700	0,029	0,047	0,040	8,963	0,263	61,960	91,542	8,963	0,263
San Juan_7	920,436	0,078	7,447	0,018	0,076	0,007	812,245	13,837	1082,080	13,174	1082,080	13,174
San Juan 8	148,772	0,585	5,439	0,018	0,076	0,008	1088,072	17,797	1090,558	16,667	1090,558	16,667
San Juan_8	538,549	0,364	6,585	0,018	0,075	0,007	911,432	14,909	1068,869	13,793	1068,869	13,793
San Juan 9	396,080	0,450	6,371	0,013	0,071	0,007	939,880	10,930	956,097	13,494	956,097	13,494
San Juan_9	331,810	0,169	544,345	0,036	0,161	0,038	11,832	0,428	2463,294	62,860	11,832	0,428
San Juan 10	331,993	0,080	709,835	0,034	0,056	0,044	9,075	0,308	445,722	94,060	9,075	0,308
San Juan_10	501,483	0,493	5,705	0,019	0,076	0,007	1041,219	18,525	1086,281	14,770	1086,281	14,770
San Juan 11	425,464	0,113	704,814	0,026	0,054	0,044	9,140	0,234	385,925	96,077	9,140	0,234
San Juan_11	226,223	0,389	4,957	0,019	0,083	0,010	1184,593	20,189	1278,928	18,730	1278,928	18,730
San Juan 12	531,652	0,086	110,063	0,096	0,072	0,007	58,306	5,550	993,563	14,679	58,306	5,550
San Juan_12	344,926	0,180	309,410	0,042	0,083	0,044	20,801	0,875	1265,470	82,904	20,801	0,875
San Juan 13	1825,319	0,030	6,780	0,013	0,072	0,006	886,908	11,003	998,349	12,299	998,349	12,299
San Juan_13	955,913	0,237	8,153	0,019	0,071	0,008	745,830	13,107	954,992	15,690	745,830	13,107
San Juan 14	300,343	0,067	732,535	0,038	0,072	0,064	8,794	0,335	973,106	124,835	8,794	0,335
San Juan_14	372,402	0,187	308,609	0,075	0,120	0,051	20,855	1,560	1949,809	88,610	20,855	1,560
San Juan 15	1294,358	0,112	6,433	0,014	0,072	0,006	931,418	11,970	998,016	12,281	998,016	12,281
San Juan_15	255,764	0,185	6,170	0,021	0,071	0,009	968,256	19,016	970,306	18,215	970,306	18,215
San Juan 16	383,509	0,117	730,196	0,030	0,049	0,045	8,822	0,265	145,640	102,065	8,822	0,265

Tabla 5.2. Microanálisis químicos obtenidos con LA-ICP-MS (*laser ablation –inductively coupled plasma-mass spectrometry*) de cristales individuales de circones para la muestra analizada de los diques dacíticos.

Muestra GL50/11 (puntos de análisis)	U (ppm)	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma (% error)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma (% error)	206/238 (Edad Ma)	1 sigma (% error)	207/206 (Edad Ma)	1 sigma (error absoluto Ma)	Mejor edad (Ma)	1 sigma (error absoluto Ma)
San Juan 17	652,839	0,321	5,895	0,012	0,073	0,006	1010,170	11,194	1011,197	12,795	1011,197	12,795
San Juan_17	324,583	0,193	105,328	0,045	0,070	0,030	60,914	2,710	938,935	59,742	60,914	2,710
San Juan 18	400,864	0,082	719,972	0,030	0,047	0,046	8,947	0,264	33,262	106,256	8,947	0,264
San Juan_18	560,189	0,176	726,467	0,032	0,060	0,040	8,868	0,282	618,456	84,900	8,868	0,282
San Juan 19	580,109	0,123	7,048	0,019	0,071	0,007	855,342	14,853	951,150	13,935	951,150	13,935
San Juan_19	361,733	0,171	751,517	0,038	0,066	0,048	8,572	0,325	795,934	97,371	8,572	0,325
San Juan 20	429,240	0,286	6,259	0,012	0,071	0,007	955,471	10,818	943,540	13,668	943,540	13,668
San Juan_20	403,183	0,271	702,816	0,040	0,192	0,032	9,166	0,370	2760,528	51,825	9,166	0,370
San Juan 21	540,000	0,244	5,323	0,013	0,076	0,006	1109,723	13,671	1100,896	12,618	1100,896	12,618
San Juan_21	326,201	0,105	636,929	0,057	0,154	0,080	10,113	0,579	2394,926	129,360	10,113	0,579
San Juan 22	137,918	0,373	7,655	0,016	0,071	0,008	791,512	11,543	948,821	16,706	791,512	11,543
San Juan 23	473,827	0,121	719,691	0,028	0,070	0,039	8,951	0,249	932,502	78,952	8,951	0,249
San Juan 24	604,589	0,108	730,256	0,026	0,049	0,039	8,822	0,230	138,443	88,745	8,822	0,230
San Juan 25	982,823	3,022	4,595	0,013	0,086	0,006	1269,414	15,241	1344,629	11,006	1344,629	11,006
San Juan 26	297,084	0,667	6,947	0,014	0,072	0,008	866,935	11,200	986,745	16,411	986,745	16,411
San Juan 27	520,460	0,259	5,416	0,021	0,074	0,006	1092,283	21,516	1052,866	12,814	1052,866	12,814
San Juan 28	574,873	0,118	6,373	0,013	0,074	0,006	939,645	11,025	1027,854	11,590	1027,854	11,590
San Juan 29	338,898	0,093	719,210	0,037	0,058	0,049	8,957	0,332	520,951	104,357	8,957	0,332
San Juan 30	1126,610	0,182	6,728	0,013	0,071	0,005	893,350	10,436	946,646	10,750	946,646	10,750
San Juan 31	285,526	0,561	6,320	0,019	0,073	0,006	946,954	16,633	1001,518	13,029	1001,518	13,029
San Juan 32	1428,748	0,185	6,207	0,015	0,073	0,005	962,920	13,789	1022,246	10,604	1022,246	10,604
San Juan 33	334,110	0,377	6,885	0,013	0,071	0,006	874,267	10,783	953,803	12,897	953,803	12,897
San Juan 35	387,214	0,273	6,541	0,017	0,072	0,006	917,072	14,677	977,471	13,031	977,471	13,031
San Juan 36	169,851	0,502	5,822	0,013	0,074	0,007	1021,772	12,678	1038,170	14,080	1038,170	14,080
San Juan 37	551,127	0,117	721,474	0,029	0,049	0,041	8,929	0,261	123,943	94,046	8,929	0,261
San Juan 38	868,141	0,286	5,117	0,012	0,083	0,006	1150,675	13,017	1263,379	10,974	1263,379	10,974
San Juan 39	290,196	0,088	644,439	0,044	0,060	0,053	9,995	0,437	588,512	111,805	9,995	0,437

Tabla 5.2 (Continuación). Microanálisis químicos obtenidos con LA-ICP-MS (*laser ablation –inductively coupled plasma-mass spectrometry*) de cristales individuales de circones para la muestra analizada de los diques dacíticos.

Muestra GL50/11 (puntos de análisis)	U (ppm)	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma (% error)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma (% error)	206/238 (Edad Ma)	1 sigma (% error)	207/206 (Edad Ma)	1 sigma (error absoluto Ma)	Mejor edad (Ma)	1 sigma (error absoluto Ma)
San Juan 40	280,716	0,070	680,722	0,032	0,073	0,045	9,463	0,300	1021,611	87,822	9,463	0,300
San Juan 41	650,128	0,140	714,296	0,032	0,052	0,053	9,019	0,288	304,098	115,699	9,019	0,288
San Juan 43	539,329	0,126	7,709	0,013	0,070	0,006	786,242	9,665	924,128	13,171	786,242	9,665
San Juan 44	631,612	0,158	728,801	0,026	0,054	0,038	8,839	0,232	366,134	82,566	8,839	0,232
San Juan 46	252,132	0,314	5,323	0,011	0,075	0,007	1109,709	11,464	1078,542	13,545	1078,542	13,545

Tabla 5.2 (Continuación). Microanálisis químicos obtenidos con LA-ICP-MS (*laser ablation –inductively coupled plasma-mass spectrometry*) de cristales individuales de circones para la muestra analizada de los diques dacíticos.

Muestra 09QD587 (puntos de análisis)	²⁰⁶ Pbc (%)	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb (ppm)	Age (2) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	Total $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	Total $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±%
YK232_7,1	47,01	265	47	0,18	0,431	8,28	± 0,64	529	4,7	0,299	11
YK232_5,1	7,81	176	19	0,11	0,234	8,82	± 0,65	647	6,1	0,137	21
YK232_2,1	--	477	131	0,28	0,621	8,93	± 0,56	660	3,5	0,113	34
YK232_3,1	--	349	65	0,19	0,428	9,01	± 0,39	700	4,1	0,062	17
YK232_6,1	89,12	232	30	0,13	0,344	9,1	± 1,1	580	5,8	0,187	36
YK232_4,1	--	367	90	0,25	0,468	9,14	± 0,38	673	3,9	0,082	13
YK232_1,1	18,59	319	59	0,19	0,443	9,32	± 0,49	619	4,6	0,128	14
YK232_9,1	--	264	92	0,36	0,367	9,33	± 0,66	616	5,7	0,131	23
YK232_10,1	0,00	351	59	0,17	0,569	10,12	± 0,63	530	4,4	0,179	16
YK232_8,1	3,14	404	48	0,12	7,23	129,2	± 2,6	48,04	1,8	0,0702	11

Tabla 5.3. Microanálisis químicos obtenidos con LA-ICP-MS (*laser ablation –inductively coupled plasma-mass spectrometry*) de cristales individuales de circones para la muestra analizada de la dacita Túnel.

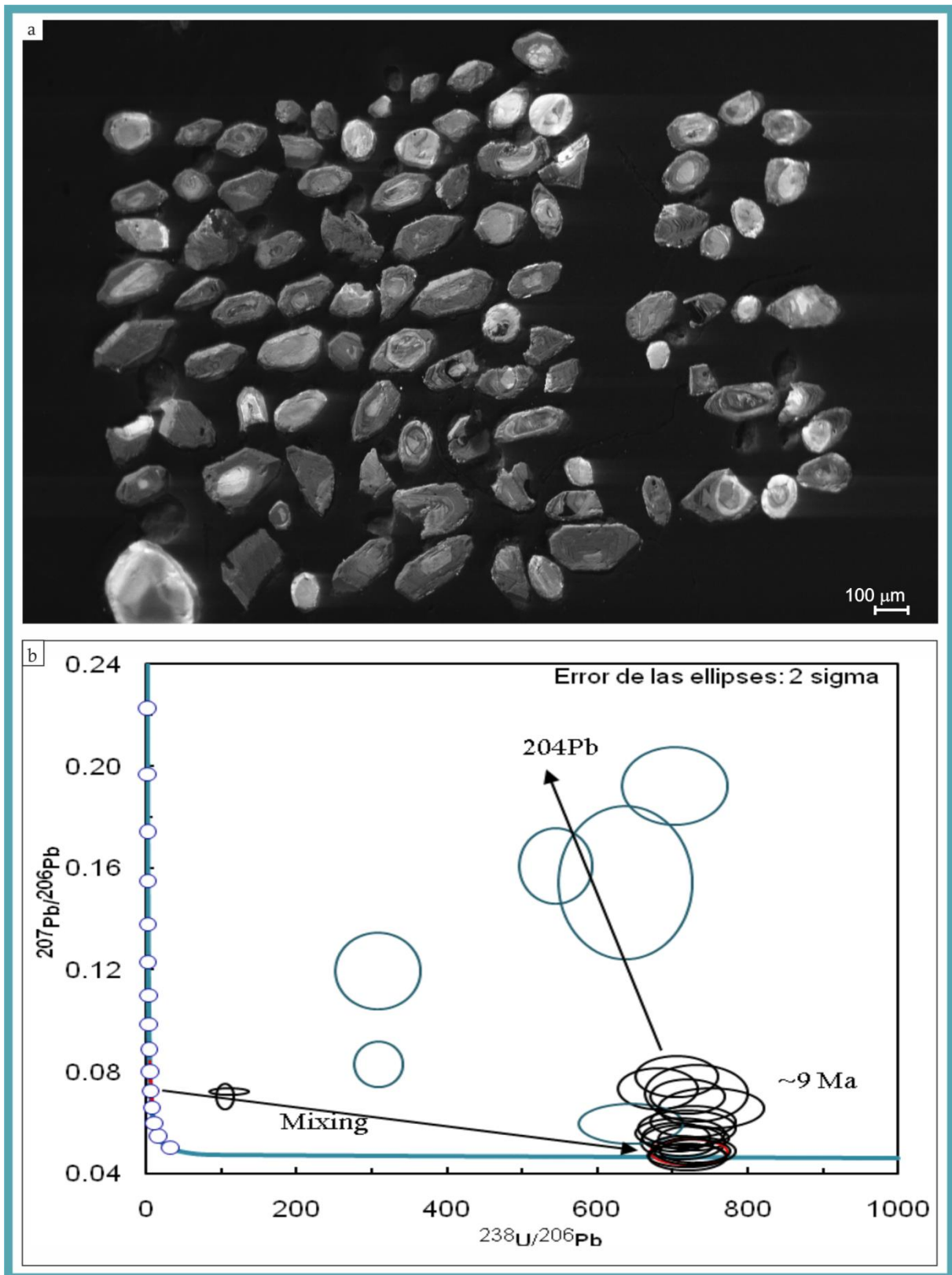


Figura 5.9. a) Imagen CL-SEM (catodoluminiscencia - microscopio electrónico de barrido) mostrando la forma bipiramidal de los cristales de Circón. b) Diagrama de Tera-Wasserburg para el análisis de 61 circones obtenidos de la muestra GL50/11.

Estos trends también pueden estar relacionados con regiones de aporte propuestas como: el orógeno Brasiliano en el sur de Brasil, el cratón del río de La Plata, los orógenos

Se realizaron microanálisis químicos con LA-ICP-MS (*laser ablation –inductively coupled plasma-mass spectrometry*) en 61 cristales individuales de circón (Tabla 5.2). Los circones analizados tienen en general formas euhedrales con terminaciones bipiramidales típicas de circones magmáticos y relaciones Th/U < 3 consistentes con el origen magmático según Rubatto (2002) aunque se reconocen algunos cristales redondeados y fragmentos de cristales (Figura 5.9 a). En el diagrama de Tera-Wasserburg (Figura 5.9 b) se observa que 20 de los microanálisis son concordantes y la edad calculada, a partir de la intersección con la curva de la concordia es de $9,0 \pm 0,2 -0,1$ Ma y puede ser considerada como la edad de cristalización.

Se obtuvieron 41 análisis que arrojan edades más antiguas (35 análisis entre 728,5 y 1344,6 Ma.; 6 análisis entre 11,8 y 67,4 Ma, Figura 5.10) que podrían explicarse si se considera que presentan un núcleo heredado. Según Willner (et al. 2008) entre los 29° y 36° de latitud Sur, existen tres tendencias (*trends*) de evolución cortical que comienzan con tres episodios de formación de corteza juvenil y evolución hacia más volumen de corteza reciclada: un *trend* arqueano que comienza con la formación de corteza juvenil a los 2,7 a 3,4 Ga, un *trend* trans-amazoniano (1,9 a 2,4 Ga) y un *trend* meso-proterozoico (0,8 a 1,5 Ga).

Pampeanos y Famatinianos y algunos afloramientos pequeños de rocas meso-proterozoicas en el sur de Sudamérica. Los tres episodios detectados de formación de corteza juvenil, también coinciden con picos globales de productividad de magma juvenil, interpretados como el crecimiento rápido de corteza debido a super-plumas de manto (Stein y Hoffman, 1994).

En los circones analizados fue detectado principalmente el *trend* meso-proterozoico, lo cual es consistente con los circones detríticos analizados por Willner (et al. 2008) que tienen una firma de corteza juvenil en el Complejo Guarguaráz de la Cordillera Frontal y con una mezcla de circones juveniles y reciclados de los márgenes de acreción paleozoicos chilenos. La discriminación entre ambos grupos de proveniencia de circones es imposible (Willner et al. 2008).

5.3.2.1. Dacita Túnel.

La muestra se obtuvo de los testigos de perforación del pozo 09QD587. Los análisis fueron realizados por el laboratorio ActLabs de Canadá, siguiendo los procedimientos descritos en el Capítulo 2.

Se realizaron microanálisis químicos con LA-ICP-MS (*laser ablation –inductively coupled plasma-mass spectrometry*) en 10 cristales individuales de circón (Tabla 5.3.). Los circones analizados tienen en general, formas euhedrales con terminaciones bipiramidales típicas de circones magmáticos (Figura 5.11) y relaciones $Th/U < 3$ consistentes con el origen magmático según Rubatto (2002;).

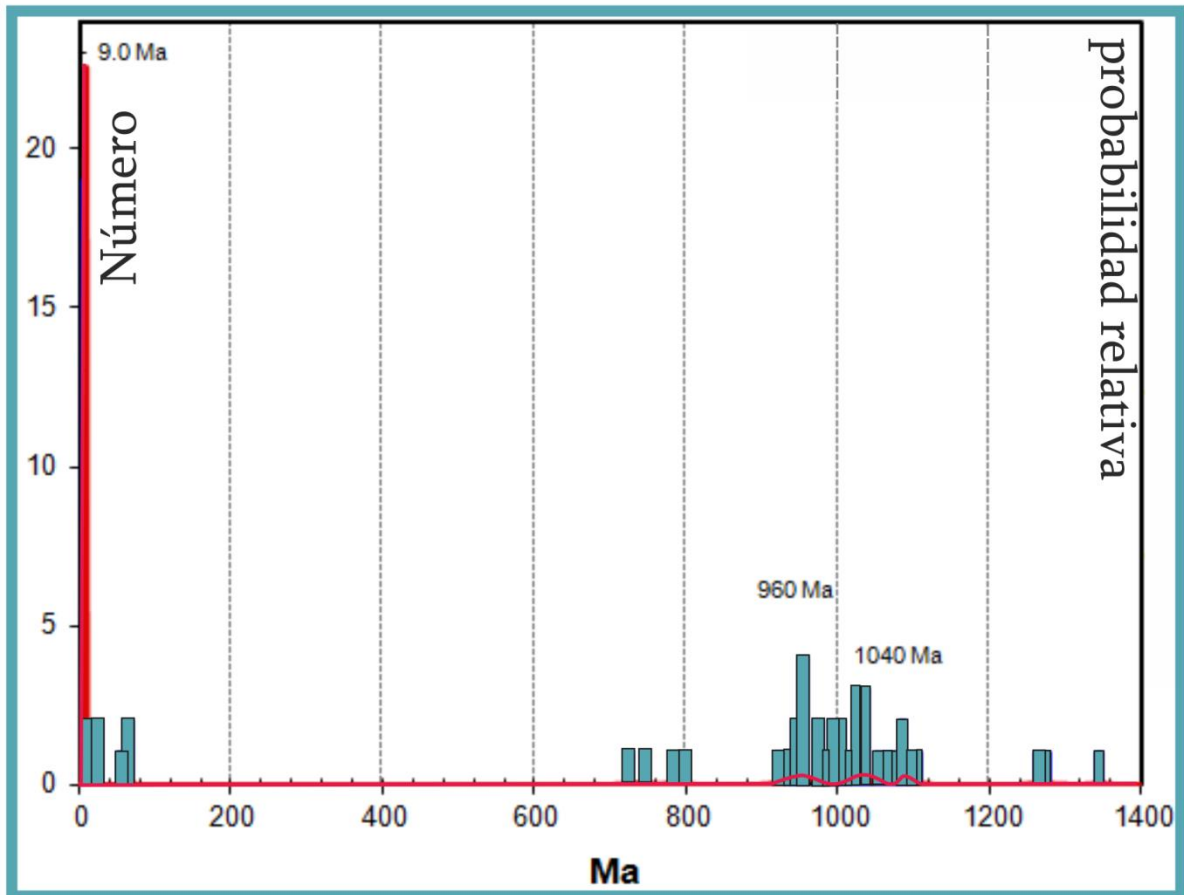


Figura 5.10. Diagramas de frecuencias relativas de las edades obtenidas.

5.4. Geoquímica

5.4.1. Introducción

Los análisis químicos de roca total realizados sobre 7 muestras representativas de los distintos cuerpos ígneos del área de estudio, arrojaron los resultados que se presentan en el Tabla 5.4 a–En el procesamiento de los datos se incluyen los análisis obtenidos por Bruno (2005) para muestras de la Dacita de Varela, utilizados para complementar la información obtenida (Tabla 5.4 b).

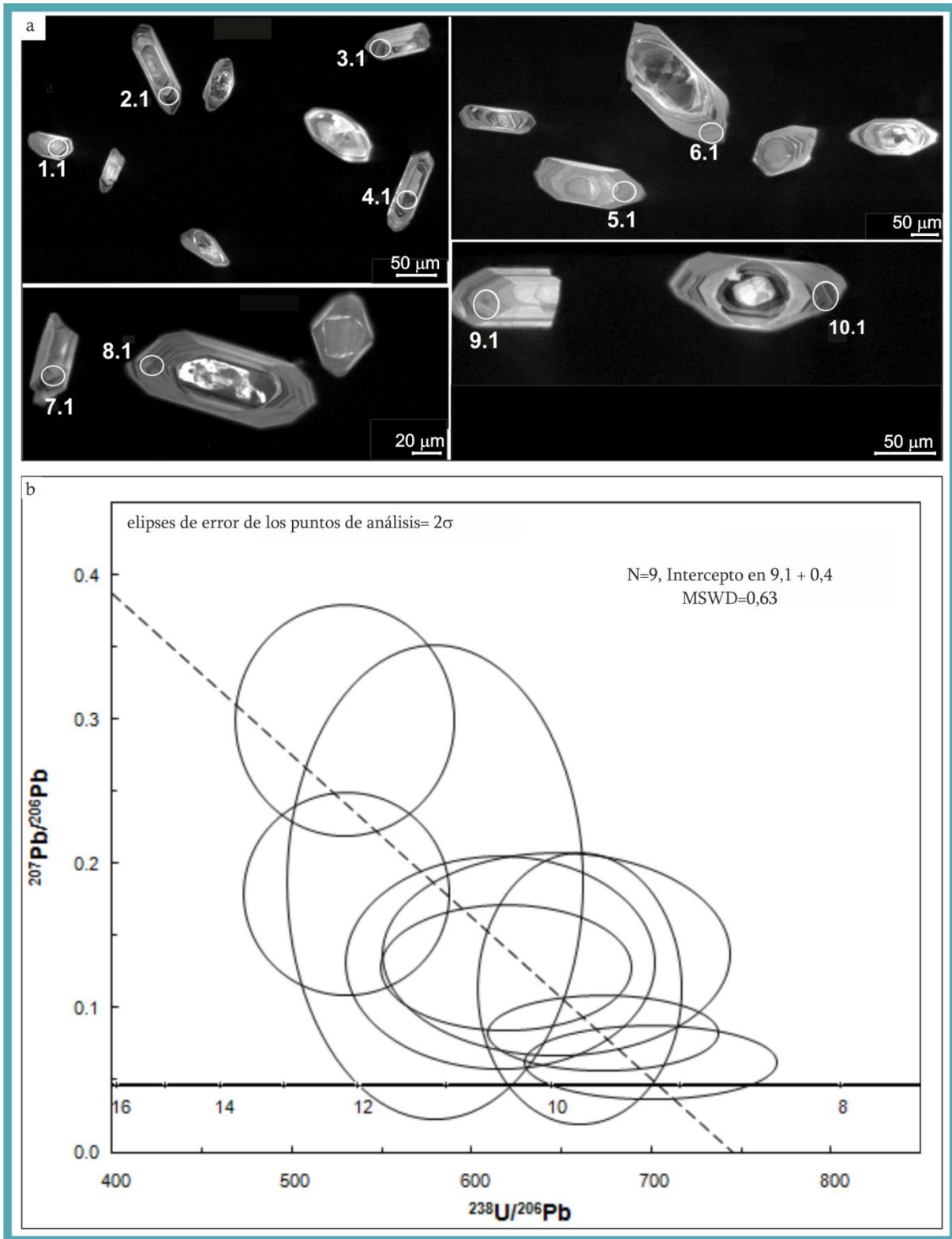


Figura 5.11. a) Imagen CL-SEM (catodoluminiscencia scanning electron microscope) mostrando las formas ehedrales bipiramidales y la zonación de los cristales de zircón, además de los puntos de análisis realizados. b) Diagrama de Tera-Wasserburg para la muestra obtenida del pozo 09QD587 (Dacita Túnel).

Rocas ígneas del distrito minero Gualcamayo															
Cuerpo	Filon capa Las Vacas	Dacita de Varela			Dacita Rodado	Filon Capa andesítico	Diques Dacíticos		Cuerpo	Dacita de Varela					
a)								b)							
Clasificación modal	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Andesita	Dacita	Dacita	Clasificación modal	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	
Muestra	GL58/12	GL43/11A	GL09/11	GL53/12	GL03/11A	GL15/11A	GL49/11	Muestra	V1'	V2'	V5'	R1'	R5'	QD44'	
SiO ₂	65,47	75,66	59,48	69,79	56,31	67,74	65,51	SiO ₂	66,2	65,8	68,8	67,2	66,5	68,5	
TiO ₂	0,3	0,27	0,73	0,29	0,88	0,37	0,34	TiO ₂	0,38	0,39	0,28	0,35	0,4	0,35	
Al ₂ O ₃	16,79	12,77	15,69	16,13	16,94	17,73	16,42	Al ₂ O ₃	17	17,4	17	16,5	17,4	16	
FeO(T)	,	1,74	,	,	6,34	0,41	1,09	FeO(T)	2,83	3,39	2,29	2,04	3,37	2,43	
Fe ₂ O ₃	2,3	,	2,64	2,12	,	,	,	MnO	0,04	0,04	0,07	0,04	0,03	0,05	
MnO	0,08	0,03	0,1	0,05	0,14	0,01	0,04	MgO	0,59	0,64	0,51	0,63	0,66	0,71	
MgO	0,72	0,5	2,57	0,63	3,38	0,13	0,32	CaO	4,06	4,48	3,71	3,86	4,64	3,54	
CaO	4,04	3,26	5,12	3,33	7,44	3,22	3,63	Na ₂ O	3,99	4,16	4,45	3,48	4,33	3,7	
Na ₂ O	4,31	2,83	3,94	3,43	3,21	3,82	3,12	K ₂ O	3	2,8	2,91	4,68	2,44	3,72	
K ₂ O	2,11	2,64	2,82	4,35	1,61	5,28	6,46	P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,09	0,13	0,13	0,11	
P ₂ O ₅	0,12	0,1	0,27	0,11	0,18	0,13	0,13	LOI	0,12	0,4	0,34	1,25	0,63	0,74	
LOI	4,07	0,46	2,13	0,61	2,6	1,87	1,66	Total	98,5	99,8	101	101	101	100	
Total	100,3	100,3	98,84	100,8	99,03	100,7	98,71	La	19,6	18,2	13,6	15,3	20	15,5	
La	12,5	10,9	35,5	13	15,4	14,5	17,1	Ce	37,7	37,2	28,3	32,9	42	32,7	
Ce	24,8	22,8	68,5	25,5	30,8	27,3	31,4	Nd	17,1	16,8	11,6	13,8	17,7	13,7	
Nd	12	11,6	31,1	12,2	17,1	12,4	15,5	Sm	3,1	3,3	2,2	2,6	3,3	2,5	

Tabla 5.4. a) Análisis químicos de roca total por elementos mayores, menores y trazas realizados sobre 7 muestras representativas de los distintos cuerpos ígneos del área de estudio en los laboratorios Actlabs (Canadá) por los métodos de *ICP e ICP/MS (Plasma inducido/Espectrometría de masa) e †ICP e INAA (Plasma inducido y Activación Neutrónica) utilizando el paquete 4B2lithoresearch. Datos tomados de D'Annunzio y Rubinstein (2013); D'Annunzio y Rubinstein (2014a); D'Annunzio y Rubinstein (2014b) b) Análisis químicos de roca total por elementos mayores, menores y trazas realizados en los laboratorios de ALS Chemex de Sparks, Nevada, USA mediante el método de Espectroscopia de Masa Plasma inducido (ICP-MS; Bruno 2005).

Rocas ígneas del distrito minero Gualcamayo															
Cuerpo	Filon capa Las Vacas	Dacita de Varela			Dacita Rodado	Filon Capa andesítico	Diques Dacíticos		Cuerpo	Dacita de Varela					
a)								b)							
Clasificación modal	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Andesita	Dacita	Dacita	Clasificación modal	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	
Muestra	GL58/12	GL43/11A	GL09/11	GL53/12	GL03/11A	GL15/11A	GL49/11	Muestra	V1'	V2'	V5'	R1'	R5'	QD44'	
Sm	2,31	2,35	5,46	2,35	3,81	2,65	3,43	Eu	1	1,1	0,9	0,9	1,1	0,9	
Eu	0,84	0,88	1,49	0,9	1,28	0,75	1,18	Gd	2,8	3	2,2	2,3	3	2,4	
Gd	1,89	1,85	4,28	2,09	3,61	1,68	2,27	Dy	2	2,4	1,7	1,7	2,4	1,9	
Dy	1,68	1,47	3,13	2,15	3,22	1,25	1,52	Ho	0,4	0,5	0,4	0,3	0,5	0,4	
Ho	0,33	0,28	0,56	0,41	0,65	0,22	0,29	Er	1,2	1,4	1	1	1,4	1,2	
Er	1,49	0,79	1,2	0,95	1,93	0,63	0,83	Yb	1,2	1,4	1	1	1,4	1,2	
Yb	1	0,84	1,44	1,39	2	0,62	0,94	Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	
Lu	0,14	0,13	0,24	0,22	0,33	0,13	0,15	Rb	53	52	57	46	39	43	
Sr	795	487	931	548	580	691	575	Ba	,	,	,	,	,	,	
Rb	43	28	70	53	39	120	105	Th	2	2	2	2	2	2	
Ba	1417	809	1232	893	604	1076	944	Ta	,	,	,	,	,	,	
Th	0,96	1,57	7,2	2,17	1,7	1,56	1,6	Nb	9	10	8	8	9	8	
Ta	0,32	0,02	0,41	0,84	0,51	0,12	0,6	Zr	165	174	148	150	182	141	
Nb	6,8	5,3	8	10,5	7,9	6,9	7,2	Y	1,9	15,3	11,5	10,5	14,6	12,3	
Zr	114	98	177	107	120	109	123	LaN/YbN	11	8,8	9,2	10,3	9,6	8,7	
Hf	3,1	2,4	4,7	3,3	3	2,8	2,9	SmN/YbN	2,8	2,5	2,4	2,8	2,5	2,2	
Y	9	8,1	14,4	11,8	16,6	6,1	7,8	Sm/Yb	2,6	2,4	2,2	2,6	2,4	2,1	

Tabla 5.4. (Continuación) a) Análisis químicos de roca total por elementos mayores, menores y trazas realizados sobre 7 muestras representativas de los distintos cuerpos ígneos del área de estudio en los laboratorios Actlabs (Canadá) por los métodos de *ICP e ICP/MS (Plasma inducido/ Espectrometría de masa) e †ICP e INAA (Plasma inducido y Activación Neutrónica) utilizando el paquete 4B2lithoresearch. Datos tomados de D'Annunzio y Rubinstein (2013); D'Annunzio y Rubinstein (2014a); D'Annunzio y Rubinstein (2014b) b) Análisis químicos de roca total por elementos mayores, menores y traza realizados en los laboratorios de ALS Chemex de Sparks, Nevada, USA, mediante el método de Espectroscopia de Masa Plasma inducido (ICP-MS; Bruno 2005).

Rocas ígneas del distrito minero Gualcamayo															
Cuerpo	Filon capa Las Vacas	Dacita de Varela			Dacita Rodado	Filon Capa andesítico	Diques Dacíticos		Cuerpo	Dacita de Varela					
a)								b)							
Clasificación modal	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Andesita	Dacita	Dacita	Clasificación modal	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	
Muestra	GL58/12	GL43/11A	GL09/11	GL53/12	GL03/11A	GL15/11A	GL49/11	Muestra	V1'	V2'	V5'	R1'	R5'	QD44'	
Sc	3	3	10	3	21	3	3	La/Sm	6,3	5,5	6,2	5,9	6,1	6,2	
Cr	20	20	20	20	30	20	20	Eu/Eu*	1	1,1	1,2	1,1	1,1	1,1	
LaN/YbN	8,43	8,75	16,62	6,31	5,19	15,77	12,26								
SmN/YbN	2,48	3	4,06	1,81	2,04	4,58	3,91								
Sm/Yb	2,31	2,8	3,79	1,69	1,91	4,27	3,65								
La/Sm	5,41	4,64	6,5	5,53	4,04	5,47	4,99								
Ba/Ta	4428,13	40450	3004,8	1063,1	1184,3	8966,6	1573,3								
La/Ta	39,06	545	86,59	15,48	30,2	120,83	28,5								
Eu/Eu*	1,21	1,29	0,94	1,23	1,06	1,08	1,29								

Tabla 5.4. (Continuación) a) Análisis químicos de roca total y ubicación de las muestras. Los análisis fueron realizados sobre 7 muestras representativas de los distintos cuerpos ígneos del área de estudio y se analizaron en los laboratorios Actlabs (Canadá) por los métodos de *ICP e ICP/MS (Induced Coupled Plasma/ Mass Spectrometry) e \dagger ICP e INAA (Neutron Activation Analysis) utilizando el paquete 4B2lithoresearch. Datos tomados de D'Annunzio y Rubinstein (2013); D'Annunzio y Rubinstein (2014^a); D'Annunzio y Rubinstein (2014b) b) Análisis químicos de roca total de seis muestras por óxidos mayoritarios y minoritarios, elementos traza y tierras raras realizados en los laboratorios de ALS Chemex de Sparks, Nevada, USA, aplicando el método de Espectroscopia de Masa e Inducción de Plasma (ICP-MS; Bruno 2005).

5.4.2. Elementos mayores

Los resultados obtenidos (Tabla 5.4) muestran que las rocas analizadas presentan un moderado rango de variación composicional (SiO_2 : 59,48 a 75,66) y registran contenidos variables de Na_2O (2,83 a 4,68 %) y de K_2O (0,11 a 6,46%). Los Filones Capa Andesíticos se clasifican como andesitas (Figura 5.12 a), los Diques Dacíticos corresponden a traqui- dacitas (Figura 12 a) y la muestra GL09/11 de la Dacita de Varela se clasifica como traqui- andesita. La muestra perteneciente al Filón capa las Vacas se encuentra en el campo de las dacitas al igual que tres muestras de la Dacita de Varela. La muestra correspondiente a la Dacita El Rodado y el resto de las muestras de la Dacita de Varela, plotean en el campo de las riolitas.

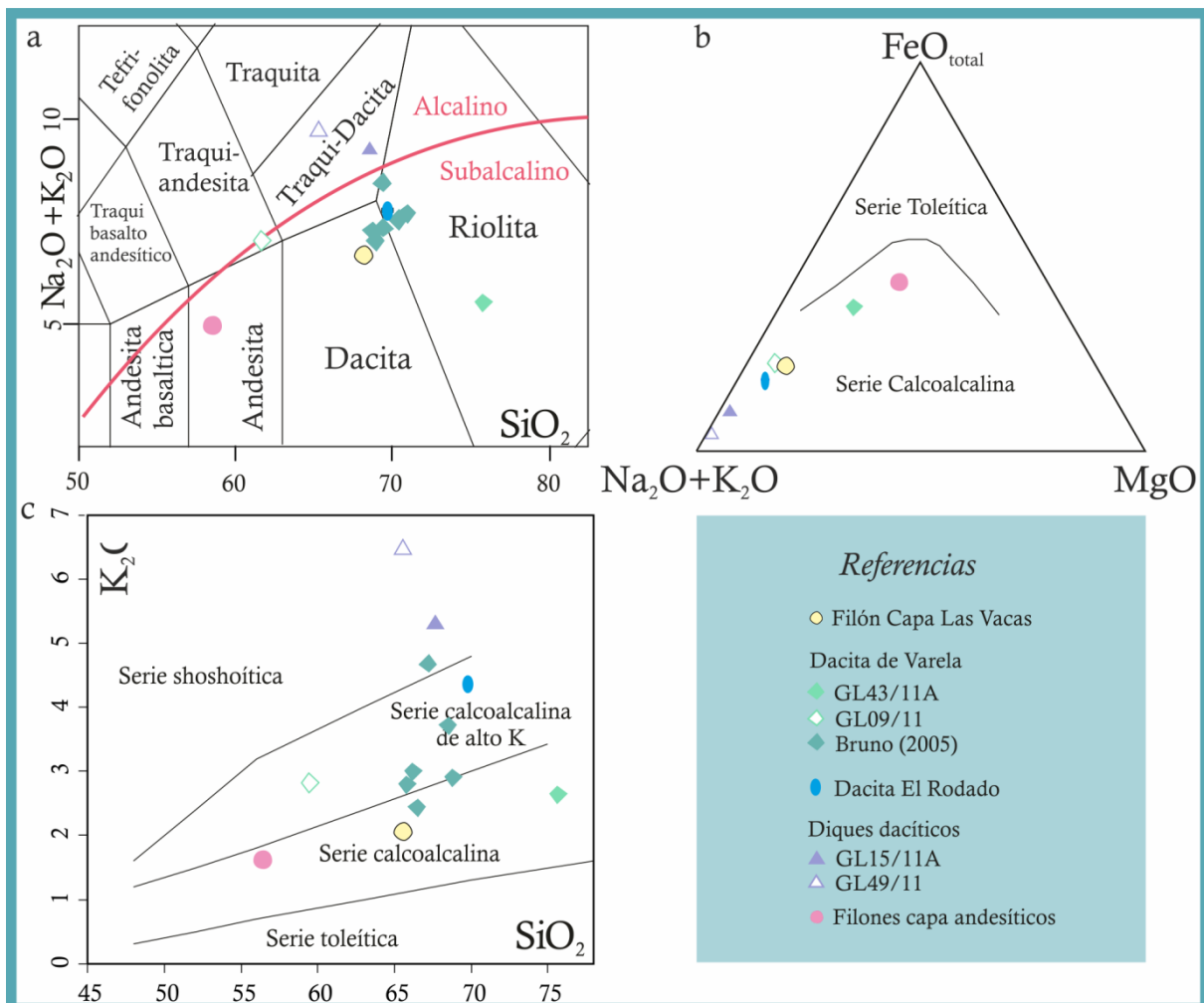


Figura 5.12. a) Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Middlemost, 1994) con los campos alcalino y subalcalino/toleítico (Le Bas et. Al 1986). b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971). c) Esquema propuesto por Peccerillo y Taylor (1976) para distinguir las series toleítica, calcoalcalina, calcoalcalina de alto potasio y shoshonítica.

Las rocas analizadas provienen de magmas subalcalinos, excepto las muestras provenientes de los Diques Dacíticos. Las rocas provenientes de magmas subalcalinos (Figura 5.12 a) pueden clasificarse como calcoalcalinas o toleíticas (Wilson, 1989). Como se observa en la Figura 5.12 b, las rocas analizadas se clasifican como calcoalcalinas.

De acuerdo al contenido de potasio, la mayoría de las muestras se distribuye en los campos de las series calcoalcalinas y series calcoalcalinas de alto potasio. Las muestras de los Diques dacíticos y una muestra de la Dacita de Varela, se ubican fuera de los campos mencionados, alcanzando las series shoshoníticas (Figura 5.12 c).

Adicionalmente se calculó sobre la muestra GL09/11 la relación $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ (Meinert, 1995) que se utiliza para reconocer el carácter oxidante o reductor de un magma. La misma arrojó un valor de 0,468 lo que indica un carácter levemente oxidante para el magma que dio origen a la Dacita de Varela.

5.4.3. Elementos traza

Debido a que las muestras analizadas presentan grados variables de alteración hidrotermal y considerando, que durante los procesos hidrotermales algunos elementos mayores pueden sufrir pérdidas o ganancias (como es el caso de los elementos alcalinos), se clasificaron las rocas con el diagrama de Winchester y Floyd (1977) que utiliza elementos considerados inmóviles (Zr y TiO_2). De acuerdo con esta clasificación la mayor parte de las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo, se ubican dentro del campo de las Riodacitas/Dacitas, excepto la muestra del Filón Capa Andesítico, que clasifica como andesita y la muestra GL43/11A de la Dacita de Varela, que se ubica el campo de la riolita (Figura 5.12). El elevado contenido de SiO_2 de esta última, sería resultado de la fuerte silicificación que la afecta. Al comparar las figuras 5.12 y 5.13 se reconoce que ambas clasificaciones coinciden en rasgos generales. Sin embargo, puede observarse que las muestras analizadas se presentan desplazadas hacia mayores valores de álcalis con respecto a la clasificación de Winchester y Floyd (1977). Esto es aún más evidente, en las muestras que se encuentran en el campo de las traquidacitas en el en el diagrama de Middlemost (1994; Dacita de Varela y Diques Dacíticos), mientras que en el diagrama de Winchester y Floyd (1977) se ubican en el campo de las Riodacitas/Dacitas. Esta ganancia en elementos alcalinos sería producto de la

alteración hidrotermal que afecta a estas rocas (alteración potásica).

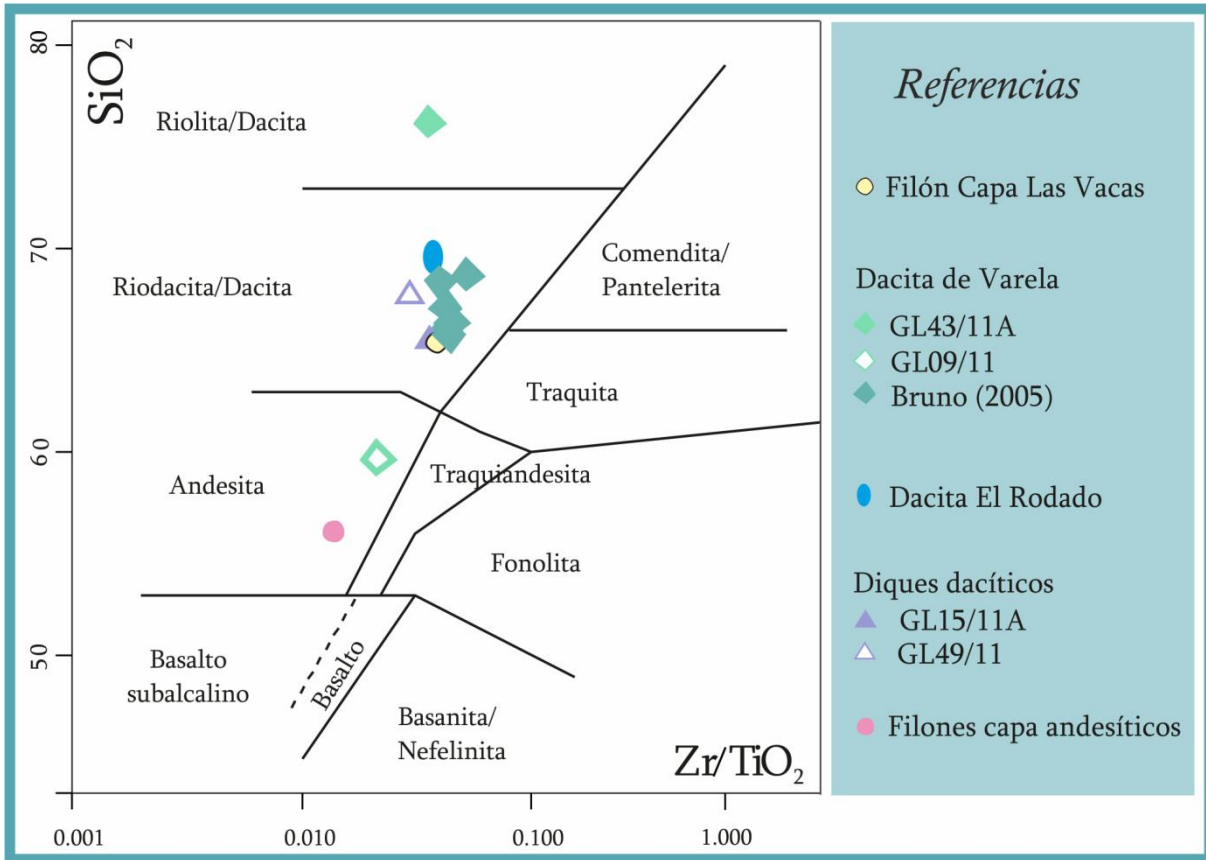


Figura 5.13. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Winchester y Floyd 1977).

Los contenidos de los elementos traza se graficaron en un diagrama multielemento normalizado a MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) según el orden y los factores de normalización de (Pearce, 1983; Figura 5.14). En rasgos generales, todas las rocas exhiben un patrón similar con curvas de diseño aserrado con pendiente negativa, enriquecimiento relativo en los LILE (*large-ion lithophile elements*), Sr y Th con respecto a los elementos de las tierras raras (RRE) y los HFSE (*high field strength elements*) y marcadas anomalías negativas de Ta, P y Ti (Figura 5.14), excepto para la Dacita El Rodado que no presenta la anomalía negativa en Ta.

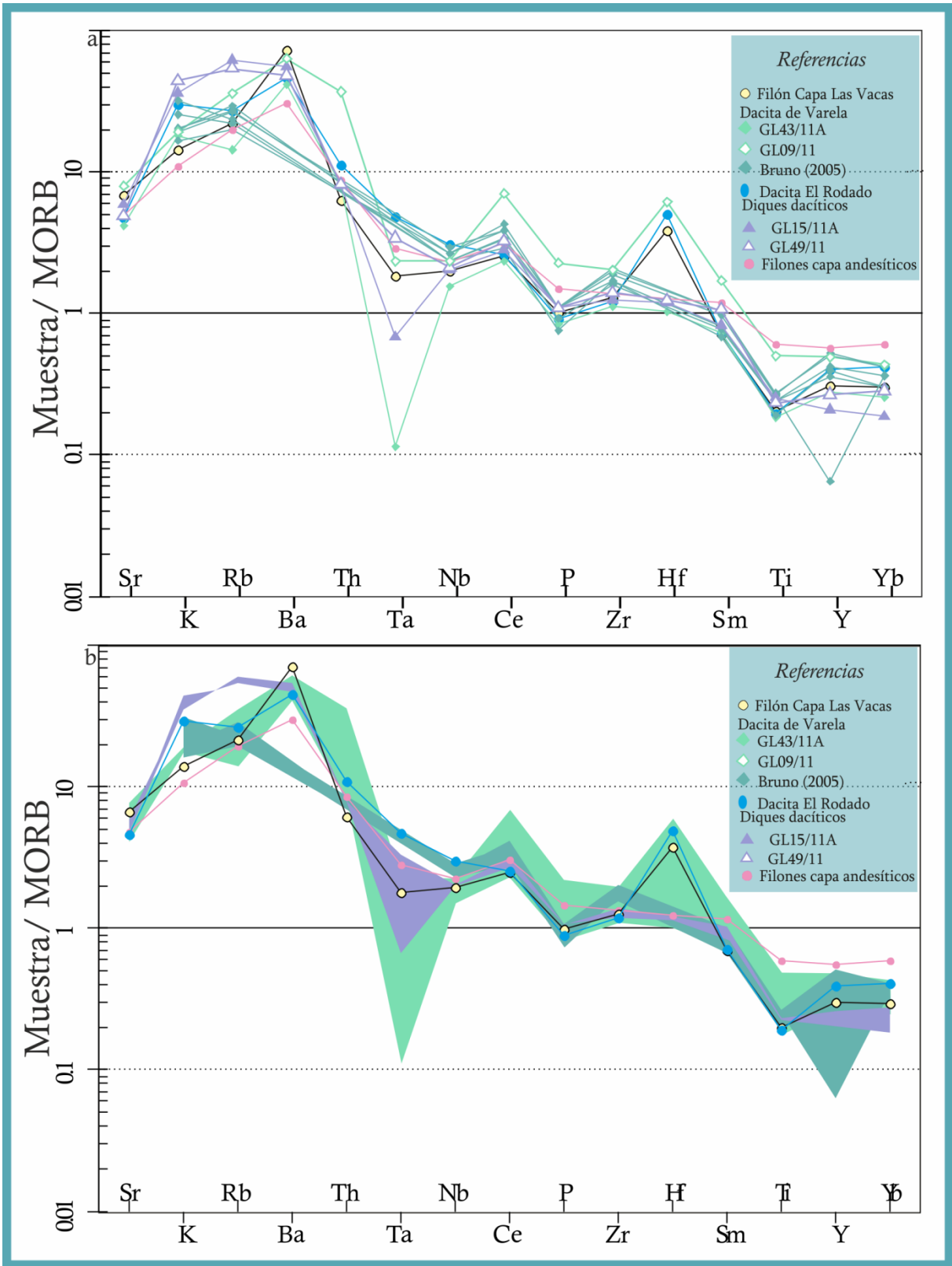


Figura 5.14. Diagrama multielemento normalizado a Pearce (1983). a) Diagrama de todas las muestras de rocas analizadas. b) Diagrama de muestras agrupadas por unidad litológica.

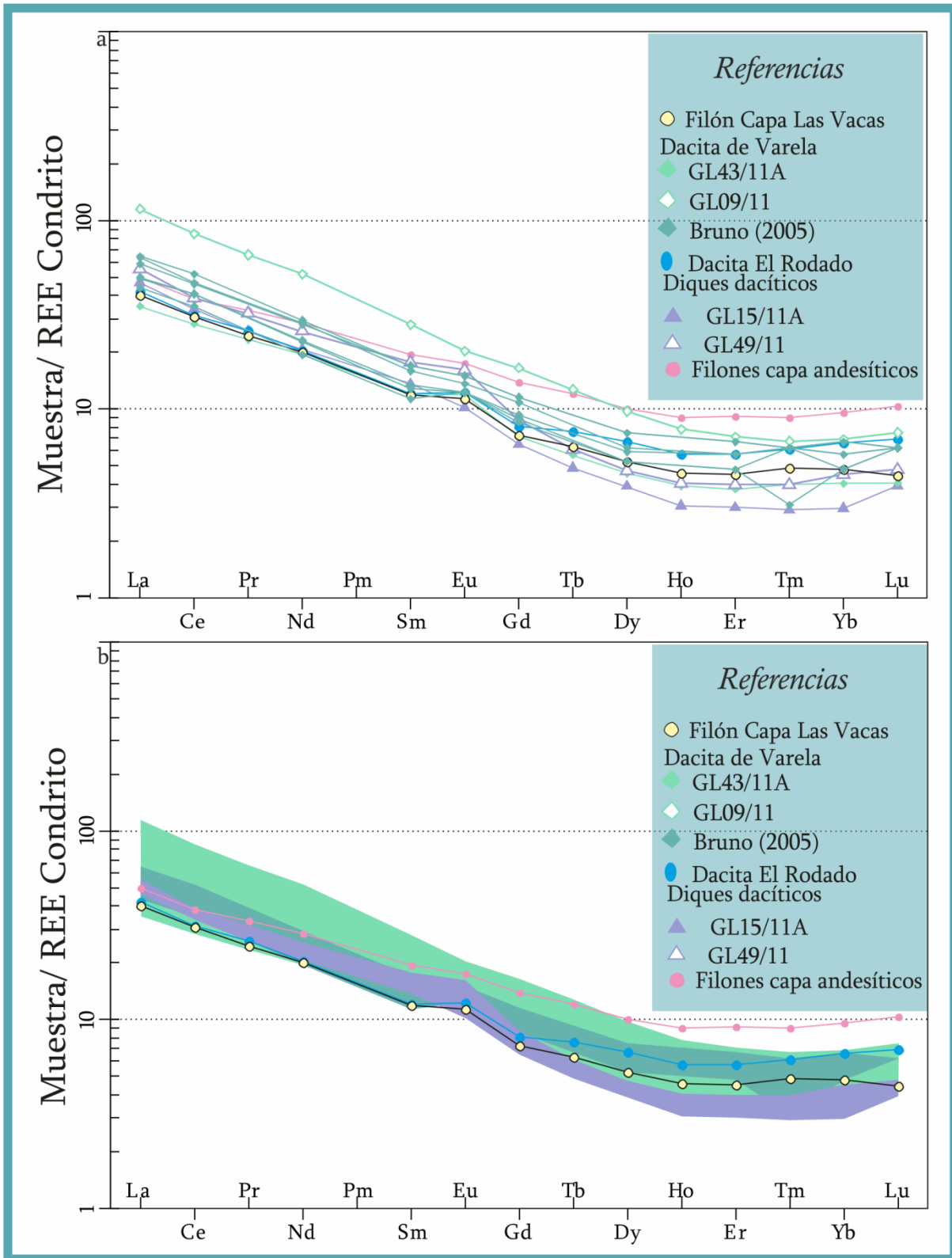


Figura 5.15. Diagrama de ETR normalizado al condrito de Boynton (1984). a) Diagrama de todas las muestras de roca analizadas. b) Diagrama de muestras agrupadas por unidad litológica.

En el diagrama de tierras raras (Figura 5.15), se observa que tanto las tierras raras

livianas (LREE) como las pesadas (HREE) están enriquecidas con respecto al condrito en todas las rocas analizadas. Asimismo, se reconoce un moderado enriquecimiento relativo en las LREE con respecto a las HREE. La muestra del Filón Capa Andesítico exhibe una curva de suave pendiente al igual que la Dacita El Rodado producto de las bajas relaciones La_N/Yb_N (5,19 y 6,305 respectivamente) y Sm_N/Yb_N (2,04 y 1,812 respectivamente). El resto de las muestras presenta una pendiente ligeramente más empinada con bajas a moderadas relaciones La_N/Yb_N (8,427- 16,621) y Sm_N/Yb_N (2,476- 4,581). Por otra parte todas las muestras presentan anomalías positivas de Eu que varían entre 1,038 y 1,293 (Tabla 5.4).

5.5. Geotermometría y geobarometría.

El estudio detallado de la composición de fases minerales concretas, ha permitido establecer relaciones entre algunas variables termodinámicas intensivas (principalmente presión y temperatura) de los sistemas petrogenéticos y de las composiciones resultantes de los minerales que cristalizan en el sistema bajo esas condiciones. Algunas de estas relaciones han sido calibradas numéricamente convirtiéndose en potenciales geotermómetros y geobarómetros, de gran interés en el campo de la petrología ígnea.

Diversos trabajos (Grissom et al., 1985; Spear, 1981) han puesto de manifiesto la existencia de una relación directa entre el contenido total en aluminio y la presión de cristalización para anfíboles. Esta relación ha sido ampliamente estudiada y se han establecido varias calibraciones de la misma como geobarómetro (J. M. Hammarstrom y Zen 1986; Hollister et al. 1987; Johnson y Rutherford 1989; Blundy y Holland 1990).

Los anfíboles son junto con las biotitas, los minerales ferromagnesianos más extendidos dentro de los cuerpos pertenecientes al complejo ígneo Gualcamayo. Con el objetivo de realizar determinaciones de presión, temperatura, así como de otros parámetros relacionados con las condiciones de cristalización se analizaron mediante microsonda electrónica la composición de 46 anfíboles frescos de las muestras GL17/11 y GL43/11, pertenecientes a la Dacita de Varela y GL53/12, correspondiente a la Dacita El Rodado. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 5. 5 y la metodología de obtención de los datos se presenta en el Capítulo 2.

Capítulo 5. Magmatismo mioceno del área.

Punto de análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Cuerpo	Dacita de Varela															
Muestra	GL43/11															
Observaciones	.	borde	alterada borde	centro	borde	alterada borde	centro	borde	alterada borde	centro	centro	borde	centro	borde ?	centro	centro
Composición en % en peso de óxidos mayoritarios																
SiO ₂	39,14	40,59	45,02	40,36	40,53	46,64	39,86	40,40	46,37	40,58	41,05	44,77	40,70	40,62	40,76	41,71
TiO ₂	1,34	1,25	1,19	1,32	1,37	1,19	1,38	1,47	1,21	1,16	1,24	1,22	1,42	1,40	1,49	1,33
Al ₂ O ₃	12,77	11,70	8,08	12,27	12,24	6,71	12,61	12,27	6,72	11,04	11,22	7,73	11,80	12,05	11,54	11,59
FeO	20,54	20,49	19,38	20,66	20,69	17,94	21,26	20,71	18,08	20,51	20,48	18,31	20,81	21,04	20,54	20,41
MnO	0,80	0,81	0,91	0,82	0,78	0,70	0,81	0,87	0,92	0,85	0,82	0,79	0,85	0,81	0,80	0,71
MgO	7,80	8,10	9,76	7,68	7,52	10,57	7,11	7,73	10,58	7,77	7,66	9,82	7,12	7,09	7,58	8,08
CaO	11,51	11,25	11,73	11,26	11,43	11,73	11,33	11,35	11,45	11,42	11,20	11,46	11,42	11,58	11,46	11,47
Na ₂ O	1,66	1,64	1,36	1,61	1,60	1,02	1,61	1,58	1,33	1,67	1,59	1,21	1,60	1,48	1,60	1,68
K ₂ O	1,56	1,51	0,94	1,68	1,67	0,75	1,80	1,72	0,77	1,51	1,43	0,86	1,53	1,61	1,56	1,38
Cl	0,11	0,14	0,11	0,15	0,16	0,08	0,19	0,18	0,09	0,13	0,13	0,08	0,17	0,18	0,14	0,13
Total	97,24	97,49	98,47	97,81	98,01	97,33	97,95	98,28	97,53	96,65	96,83	96,24	97,41	97,84	97,48	98,5
Composición en cationes																
Si	6,11	6,29	6,80	6,25	6,26	7,04	6,19	6,23	7,01	6,36	6,40	6,88	6,33	6,29	6,32	6,37
Ti	0,16	0,15	0,14	0,15	0,16	0,14	0,16	0,17	0,14	0,14	0,14	0,14	0,17	0,16	0,17	0,15
Al _{Total}	2,35	2,14	1,44	2,24	2,23	1,19	2,31	2,23	1,20	2,04	2,06	1,40	2,16	2,20	2,11	2,09
Fe	2,68	2,66	2,45	2,67	2,67	2,26	2,76	2,67	2,28	2,69	2,67	2,35	2,70	2,72	2,66	2,61
Mn	0,11	0,11	0,12	0,11	0,10	0,09	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,09
Mg	1,82	1,87	2,20	1,77	1,73	2,38	1,65	1,78	2,38	1,81	1,78	2,25	1,65	1,64	1,75	1,84
Ca	1,92	1,87	1,90	1,87	1,89	1,90	1,88	1,87	1,85	1,92	1,87	1,89	1,90	1,92	1,91	1,88
Na	0,50	0,49	0,40	0,48	0,48	0,30	0,48	0,47	0,39	0,51	0,48	0,36	0,48	0,44	0,48	0,50
K	0,31	0,30	0,18	0,33	0,33	0,14	0,36	0,34	0,15	0,30	0,28	0,17	0,30	0,32	0,31	0,27
Cl	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,05	0,05	0,02	0,03	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04	0,03
O	22,97	22,96	22,97	22,96	22,96	22,98	22,95	22,95	22,98	22,97	22,97	22,98	22,96	22,95	22,96	22,97
Cationes Totales	15,98	15,91	15,65	15,91	15,89	15,46	15,94	15,92	15,54	15,91	15,83	15,56	15,84	15,85	15,86	15,83

Tabla 5.5. Composiciones de anfíboles obtenidos con microsonda electrónica.

Punto de análisis	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Cuerpo	Dacita de Varela										Dacita El Rodado					
Muestra	GL43/11										GL53-12					
Observaciones	borde ?	centro?	centro?	borde ?	alterada borde?	centro	borde	alterada borde	centro alterada?	Borde alterado?	centro	borde ?	Fresca?	.	.	alterada
Composición en % en peso de óxidos mayoritarios																
SiO ₂	41,09	41,00	40,75	41,33	46,86	40,96	41,40	46,59	45,59	45,18	40,94	40,81	48,38	41,25	39,65	47,32
TiO ₂	1,39	1,27	1,35	1,38	1,22	1,23	1,26	1,27	0,85	1,17	1,19	1,20	0,87	1,09	1,65	0,6825
Al ₂ O ₃	12,02	12,02	12,24	11,60	6,73	12,43	11,81	7,08	7,93	7,46	12,94	12,91	6,22	12,73	13,86	6,71
FeO	20,29	20,62	20,24	19,54	17,79	19,82	19,99	16,68	19,66	20,01	20,10	20,90	14,10	19,00	18,55	15,1
MnO	0,86	0,83	0,77	0,81	0,76	0,84	0,90	0,82	0,95	0,93	0,64	0,67	1,01	0,81	0,64	0,9008
MgO	7,89	7,70	7,73	8,06	11,07	7,92	8,40	11,13	9,83	9,23	7,69	7,07	13,03	8,16	8,34	13,11
CaO	11,35	11,39	11,35	11,27	11,52	11,35	11,58	11,54	11,18	11,16	11,15	11,23	11,68	11,29	11,33	11,72
Na ₂ O	1,62	1,69	1,67	1,64	1,14	1,77	1,65	1,36	1,38	1,27	1,88	1,86	1,24	1,72	1,96	1,2118
K ₂ O	1,56	1,50	1,49	1,42	0,72	1,27	1,39	0,79	0,66	0,84	1,16	1,25	0,61	1,31	1,19	0,6847
Cl	0,15	0,13	0,13	0,14	0,10	0,11	0,11	0,06	0,08	0,10	0,09	0,08	0,03	0,07	0,05	0,0366
Total	98,22	98,16	97,71	97,21	97,9	97,7	98,49	97,33	98,1	97,34	97,77	97,98	97,17	97,43	97,21	97,47
Composición en cationes																
Si	6,31	6,31	6,29	6,38	7,02	6,30	6,33	7,00	6,89	6,91	6,28	6,28	7,17	6,32	6,10	7,037
Ti	0,16	0,15	0,16	0,16	0,14	0,14	0,14	0,14	0,10	0,13	0,14	0,14	0,10	0,13	0,19	0,0763
Al _{Total}	2,18	2,18	2,23	2,11	1,19	2,25	2,13	1,25	1,41	1,34	2,34	2,34	1,09	2,30	2,51	1,1754
Fe	2,60	2,65	2,61	2,52	2,23	2,55	2,55	2,10	2,49	2,56	2,58	2,69	1,75	2,44	2,38	1,8777
Mn	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,12	0,10	0,12	0,12	0,08	0,09	0,13	0,11	0,08	0,1135
Mg	1,80	1,76	1,78	1,85	2,47	1,82	1,91	2,49	2,21	2,10	1,76	1,62	2,88	1,86	1,91	2,9066
Ca	1,87	1,88	1,88	1,86	1,85	1,87	1,90	1,86	1,81	1,83	1,83	1,85	1,85	1,85	1,87	1,8674
Na	0,48	0,50	0,50	0,49	0,33	0,53	0,49	0,40	0,40	0,38	0,56	0,55	0,36	0,51	0,58	0,3494
K	0,30	0,29	0,29	0,28	0,14	0,25	0,27	0,15	0,13	0,16	0,23	0,25	0,11	0,26	0,23	0,1299
Cl	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,0092
O	22,96	22,97	22,97	22,97	22,98	22,97	22,97	22,98	22,98	22,97	22,98	22,98	22,99	22,98	22,99	22,991
Cationes Totales	15,86	15,87	15,86	15,81	15,49	15,84	15,86	15,51	15,58	15,57	15,82	15,82	15,43	15,79	15,87	15,543

Tabla 5.5. (Continuación). Composiciones de anfíboles obtenidos con microsonda electrónica.

Capítulo 5. Magmatismo mioceno del área.

Punto de análisis	33	34	35	36	39	40	43	44	45	46	
Cuerpo	Dacita El Rodado			Dacita de Varela							
Muestra	GL53-12	GL17-11									
Observaciones	alterada	centro	borde	alterada	borde	.	alterada	centro	borde	centro	borde
Composición en % en peso de óxidos mayoritarios											
SiO ₂	47,72	42,87	40,69	46,36	41,52		50,18	41,53	41,59	41,67	42,42
TiO ₂	0,72	1,27	1,37	1,09	1,35		0,72	1,40	1,33	1,39	1,61
Al ₂ O ₃	6,55	10,59	12,65	7,76	11,96		5,46	11,56	11,75	11,31	10,57
FeO	14,96	17,89	19,64	16,40	19,55		14,06	19,97	19,33	19,23	18,82
MnO	1,09	0,79	0,87	0,88	0,83		0,65	0,75	0,84	0,82	0,81
MgO	13,07	10,17	8,32	11,62	8,57		14,03	8,21	8,10	8,73	9,39
CaO	11,59	11,96	11,57	11,81	11,59		11,97	11,49	11,57	11,63	11,79
Na ₂ O	1,24	1,56	1,63	1,36	1,61		1,08	1,73	1,68	1,65	1,62
K ₂ O	0,64	1,22	1,81	0,95	1,53		0,51	1,27	1,41	1,33	1,42
Cl	0,03	0,14	0,19	0,14	0,16		0,03	0,14	0,15	0,15	0,16
Total	97,60	98,46	98,74	98,37	98,67		98,72	98,04	97,75	97,92	98,62
Composición en cationes											
Si	7,08	6,47	6,21	6,90	6,32		7,28	6,37	6,38	6,38	6,43
Ti	0,08	0,14	0,16	0,12	0,16		0,08	0,16	0,15	0,16	0,18
Al _{Total}	1,15	1,88	2,28	1,36	2,14		0,93	2,09	2,12	2,04	1,89
Fe	1,86	2,26	2,51	2,04	2,49		1,71	2,56	2,48	2,46	2,39
Mn	0,14	0,10	0,11	0,11	0,11		0,08	0,10	0,11	0,11	0,10
Mg	2,89	2,29	1,89	2,58	1,94		3,03	1,87	1,85	1,99	2,12
Ca	1,84	1,93	1,89	1,88	1,89		1,86	1,89	1,90	1,91	1,92
Na	0,36	0,46	0,48	0,39	0,48		0,30	0,51	0,50	0,49	0,48
K	0,12	0,23	0,35	0,18	0,30		0,10	0,25	0,28	0,26	0,28
Cl	0,01	0,04	0,05	0,04	0,04		0,01	0,04	0,04	0,04	0,04
O	22,99	22,97	22,95	22,96	22,96		22,99	22,97	22,96	22,96	22,96
Cationes Totales	15,51	15,81	15,94	15,60	15,86		15,38	15,83	15,81	15,84	15,83

Tabla 5.5. (Continuación). Composiciones de anfíboles obtenidos con microsonda electrónica.

Los cristales analizados se clasificaron según Leake et al. (1997) como anfíboles cálcicos, debido a que todos los puntos de análisis presentan composiciones de $Ca > 1,50$. Como se observa en la Figura 5.16 los cristales analizados se distribuyen en dos grupos. El primero de ellos coincide mayoritariamente con los centros de los cristales analizados y corresponde a los anfíboles con relación $Na+K > 0,50$, en donde las composiciones grafican en el campo de la ferropargasita- hastingsita a edenita y ferroedenita. El segundo grupo, que conforma predominantemente los bordes de los cristales, presenta relaciones $Na+K < 0,50$ y los puntos de análisis grafican en el campo de las magnesio-hornblendas y de las ferrohornblendas.

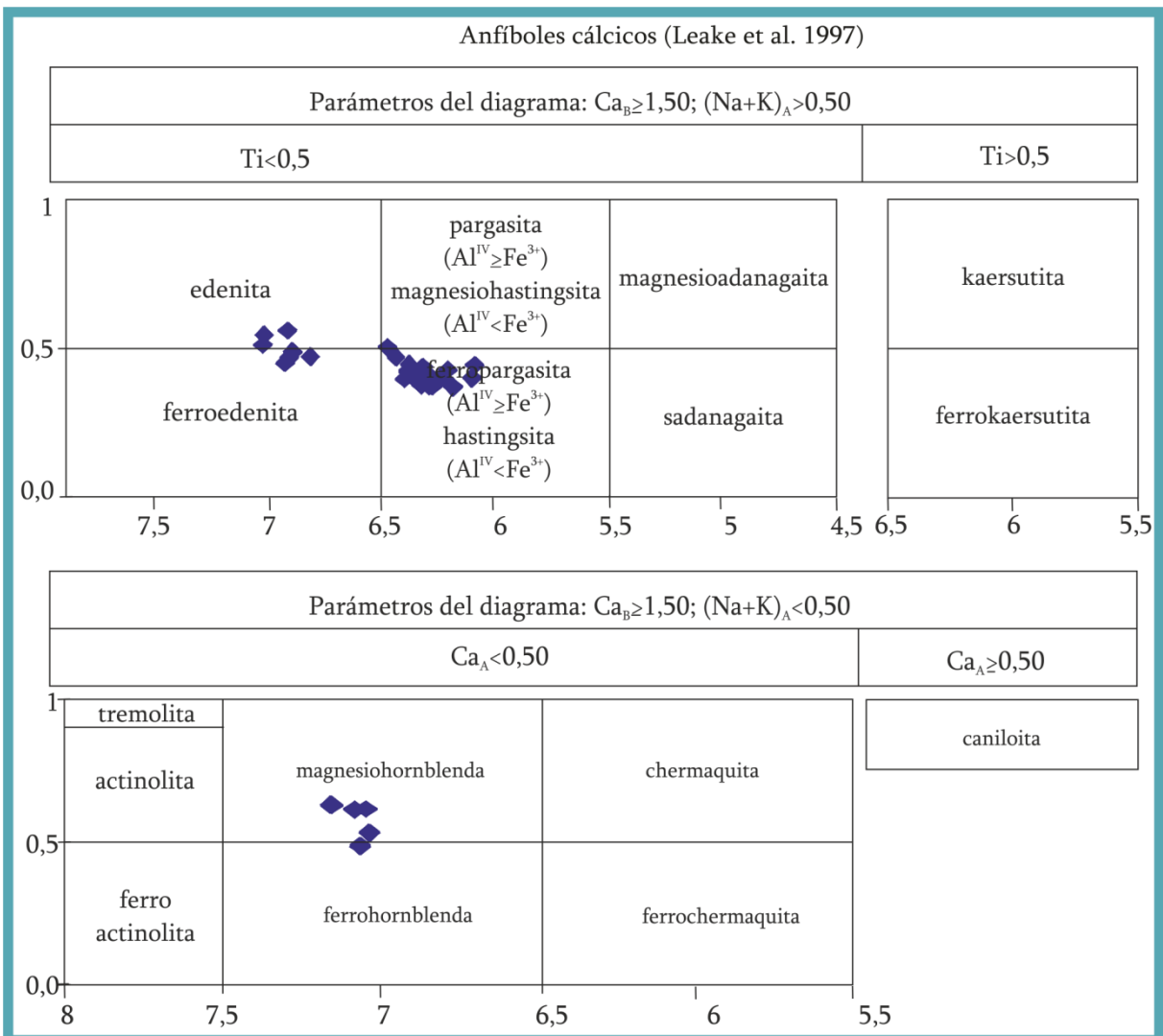


Figura 5.16. Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos de Leake et al. (1997) y datos composicionales de los anfíboles medidos.

Punto de análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cuerpo	<i>Dacita de Varela</i>								
Muestra	GL43/11								
Observaciones	.	borde	alterada borde	centro	borde	alterada? borde	centro	borde	alterada borde
Clasificación									
Leake et al (1997)	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-edenita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	magnesio-hornblenda	ferro-pargasita	ferro-pargasita	edenita
Locock (2014)	ferro-pargasita	hastingsita	magnesio-hastingsita	hastingsita	ferro-pargasita	magnesio-hornblenda	ferro-pargasita	hastingsita	magnesio-hornblenda
Ridolfi et al (2009)	No aplicable		magnesio-hornblenda	No aplicable		magnesio-hornblenda	No aplicable		magnesio-hornblenda
Presión (Mpa)									
Hammarstrom y Zen (1981)	852,81	741,25	370,62	793,82	788,84	240,77	830,71	788,95	241,77
Ridolfi et al (Mpa)			148,77			105,49			105,59
T(°C)			818,38			776,97			781,71
Profundidad continental (Km)	No aplicable		5,62	No aplicable		3,98	No aplicable		3,99
σ_{NNO}			0,10			0,41			0,40
fO_2			-13,36			-13,94			-13,85
H ₂ O fundido (%en peso)			5,67			5,68			5,21

Tabla 5.6. Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Cuerpo	Dacita de Varela								
Muestra	GL43/11								
Observaciones	centro	centro	borde	centro	borde ?	centro	centro	borde ?	centro?
Clasificación									
Leake et al (1997)	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-edenita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita
Locock (2014)	hastingsita	ferro-pargasita	magnesio-ferri-hornblenda	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita
Ridolfi et al (2009)	No aplicable		magnesio-hornblenda	No aplicable					
Presión									
Hammarstrom y Zen (1981)	688,62	699,54	349,47	753,22	774,05	725,77	713,95	760,91	763,45
Ridolfi et al (Mpa)			141,07						
T(°C)			807,12						
Profundidad continental (Km)	No aplicable		5,33	No aplicable					
σ_{NNO}			0,17						
Log fO_2			-13,52						
H ₂ O fundido (%en peso)			5,93						

Tabla 5.6 (Continuación). Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.

Punto de análisis	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Cuerpo	Dacita de Varela								
Muestra	GL43/11								
Observaciones	centro?	borde ?	alterada borde?	centro	borde	alterada borde	centro alterada?	Borde alterado?	centro
Clasificación									
Leake et al (1997)	ferro-pargasita	ferro-pargasita	magnesio-hornblenda	ferro-pargasita	ferro-pargasita	edenita	ferro-edenita	ferro-edenita	ferro-pargasita
Locock (2014)	ferro-pargasita	ferro-pargasita	magnesio-ferri-hornblenda	ferro-pargasita	hastingsita	magnesio-hornblenda	magnesio-ferri-hornblenda	ferro-ferri-hornblende	ferro-pargasita
Ridolfi et al (2009)	No aplicable		magnesio-hornblenda	No aplicable	magnesio-hastingsita	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	No aplicable
Presión									
Hammarstrom y Zen (1981)	787,62	726,99	238,06	801,93	735,31	272,46	356,57	320,43	847,88
Ridolfi et al (Mpa)			104,10		392,12	115,09	141,57	129,49	
T(°C)			778,87		914,46	792,06	797,03	789,20	
Profundidad continental (Km)	No aplicable		3,93	No aplicable	14,81	4,35	5,35	4,89	No aplicable
σ_{NNO}			0,59		-0,47	0,48	0,32	0,08	
Log fO_2			-13,73		-12,03	-13,55	-13,59	-14,00	
H ₂ O fundido (%en peso)			5,38		6,82	5,35	6,41	5,87	

Tabla 5.6 (Continuación). Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Cuerpo	<i>Dacita El Rodado</i>					<i>Dacita de Varela</i>			
Muestra	GL53-12					GL17-11			
Observaciones	borde ?	Fresca?	.	.	alterada	Hornblenda alterada	Hornblenda (Centro)	Hornblenda (Borde)	Hornblenda alterada (Borde)
Clasificación									
Leake et al (1997)	ferro-pargasita	magnesio-hornblenda	ferro-pargasita	ferro-pargasita	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	ferro-pargasita	ferro-pargasita	edenita
Locock (2014)	ferro-pargasita	magnesio-hornblenda	ferro-pargasita	ferro-pargasita	magnesio-ferri-hornblenda	magnesio-ferri-hornblenda	magnesio-hastingsita	ferro-pargasita	pargasita
Ridolfi et al (2009)	No aplicable	magnesio-hornblenda	No aplicable	magnesio-hastingsita	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hastingsita	No aplicable	magnesio-hornblenda
Presión									
Hammarstrom y Zen (1981)	848,31	183,74	827,27	938,78	230,96	214,90	606,15	814,65	329,07
Ridolfi et al (Mpa)		90,46		677,28	101,75	97,38	279,81		133,73
T(°C)		773,28		969,00	792,91	784,96	896,47		815,51
Profundidad continental (Km)	No aplicable	3,42	No aplicable	25,58	3,84	3,68	10,57	No aplicable	5,05
σ_{NNO}		1,14		-0,70	1,29	1,27	0,06		0,63
Log fO_2		-13,30		-11,26	-12,72	-12,92	-11,86		-12,90
H ₂ O fundido (%en peso)		5,14		8,34	4,86	4,98	6,05		5,14

Tabla 5.6 (Continuación). Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.

Punto de análisis	39	40	43	44	45	46
Cuerpo	<i>Dacita de Varela</i>					
Muestra	GL17-11					
Observaciones	.	alterada	centro	borde	centro	borde
Clasificación						
Leake et al (1997)	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita
Locock (2014)	ferro-pargasita	magnesio-ferri-hornblenda	ferro-pargasita	ferro-pargasita	ferro-pargasita	magnesio-hastingsita
Ridolfi et al (2009)	magnesio-hastingsita	magnesio-hornblenda	No aplicable		magnesio-hastingsita	magnesio-hastingsita
Presiones						
Hammarstrom y Zen (1981)	744,74	103,13	714,59	734,20	689,84	609,81
Ridolfi et al (Mpa)	404,60	72,70			350,15	283,50
T(°C)	918,04	751,04			907,25	896,76
Profundidad continental (Km)	15,28	2,75	No aplicable		13,22	10,71
σ_{NNO}	-0,46	1,47			-0,42	-0,27
Log fO_2	-11,95	-13,49			-12,12	-12,17
H ₂ O fundido (%en peso)	6,57	4,79			6,58	5,55

5.6 (Continuación). Clasificación de los anfíboles analizados y parámetros termodinámicos calculados.

La clasificación de Locock (2014; Tabla 5.6) aplicada sobre el grupo de las magnesio-hornblendas coincide con la clasificación de Leake, excepto por aquellos puntos que se clasifican como magnesio-ferri-hornblenda. El grupo de los análisis que grafican como ferropargasita según la clasificación de Leake et al. (1997), coinciden con la clasificación de Locock (2014).

Los análisis que grafican según Leake et al. (1997), en el campo de la ferro-edenita o edenita, corresponden en forma específica según Locock (2014) a magnesio-hornblenda, pargasita, magnesio-hornblenda, hastingsita y Mg-hastingsita (Tabla 5.6).

Como se dijo anteriormente son diversas las calibraciones existentes de la relación Al_{total} en hornblenda como potencial geobarómetro. Según Hammarstrom y Zen (1986), la actividad del Al en magmas calcoalcalinos varía en forma lineal con la presión y la misma puede ser calculada utilizando la relación

$$P = -3,92 + 5,03 \times Al_{total}$$

Este geobarómetro es aplicable a rocas ígneas intrusivas con una asociación mineralógica de plagioclasa + cuarzo + hornblenda + feldespato potásico + biotita + magnetita + titanita y ha sido calibrado para un rango de presiones entre 2 y 8 kbar. Ridolffi et al. (2009) realizaron una corrección de esta ecuación para que sea aplicable a anfíboles ricos en magnesio de rocas volcánicas calcoalcalinas relacionadas a ambientes de subducción. Se aplicó el geobarómetro de Hammarstrom y Zen (1986) a todos los anfíboles analizados en tanto que el de Ridolffi et al. (2009) sólo pudo aplicarse a aquellos ricos en Mg (Tabla 5.6).

Como se observa en la tabla 5.6 las presiones obtenidas con el geobarómetro de Hammarstrom y Zen (1986) -entre 827,265 y 938,777 Mpa para la dacita El Rodado y entre 214,903 y 852,811 Mpa para la dacita de Varela- son considerablemente mayores que las obtenidas por el de Ridolffi et al. (2009) -677,275 Mpa para la dacita El Rodado y entre 101,74 y 392,11 Mpa para la dacita de Varela- de lo que se concluye que el de Hammarstrom y Zen (1986) sobreestima considerablemente las presiones (por estar definido para rocas plutónicas) y por lo tanto no pueden tenerse en cuenta estos resultados para el análisis petrogenético.

Por otra parte Ridolffi et al. (2009) desarrollaron además, una serie de fórmulas que permiten determinar otras constantes termodinámicas como T, fO_2 y H_2O de los magmas. La aplicación de dichas formulas permitió establecer para los anfíboles magnesianos de las dacitas de Rodado y Varela (Tabla 5.6) un rango de temperatura de ~ 970- 750° C, fugacidades de O_2 ($Log fO_2$) de entre -11,858 y -14,003 y un % de agua en el fundido que varía entre ~ 8,3 y 4,8

(tabla 5.6.).

5.6. Petrogénesis y correlaciones regionales

El magmatismo mioceno del área de estudio está representado, de acuerdo a la yacencia, composición modal y química, por cuerpos intrusivos andesíticos a riodacíticos-dacíticos constituidos por plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita y subordinado piroxeno; diques de composición riodacítica-dacítica y mineralogía similar a los intrusivos (sin piroxeno) y filones capa andesíticos constituidos por plagioclasa y anfíbol.

El diagrama multielemental de todas las muestras analizadas posee características típicas de rocas de ambiente de subducción (particularmente el diseño aserrado con pendiente negativa y las marcadas anomalías negativas de Ta, P y Ti, Figura 5.14 a), tal como ocurre con volcanitas de edad similar (13 a 7 Ma) de otros sectores de Precordillera como Barreal, Iglesia, Gualilán y Cerro Blanco, Ullún-Zonda (Kay *et al.* 1988; 2002). La validez de este diagrama se basa en que los HFS, ETR, Ti y P se consideran prácticamente inmóviles durante los procesos de alteración hidrotermal. Si bien los LILE pueden movilizarse por alteración hidrotermal, la coherencia de los patrones y el diseño general que presentan permite inferir que no existieron cambios significativos en estos elementos.

El diagrama La/Ta vs. Ba/Ta permite discriminar la componente de subducción en la fuente del magma y la participación de componentes corticales. La mayoría de los valores obtenidos para las muestras del área de estudio (Figura 5.17, Tabla 5.4) confirman su carácter de arco.

El diagrama de tierras raras es similar para la mayoría de las muestras excepto para la dacita El Rodado y los filones andesíticos que presentan un diseño más plano. La yacencia, composición química y modal y la alteración de la dacita El Rodado permite agruparla con la dacita de Varela y los diques dacíticos como parte del Complejo Ígneo Gualcamayo aunque su diseño con menor pendiente sugiere una fuente diferente para este cuerpo.

La diferencia en la pendiente del diagrama de tierras raras de los filones capa andesíticos respecto de las demás muestras (particularmente con la de la facies andesítica de Varela), unida a la distinta composición de sus minerales máficos, permite sugerir que estos filones no pertenecen al Complejo Ígneo Gualcamayo. Hacia el oeste del área de estudio aflora la Fm. del Áspero (Furque, 1963) redefinida como Grupo del Áspero y ubicada estratigráficamente en el Mioceno inferior ($17,6 \pm 0,5$ y $18,3 \pm 0,7$ Ma, Limarino *et al.*, 2002). El

grupo del Áspero está constituido por una facies volcánica (formada por brechas andesíticas y andesitas) y por una sedimentaria. Las andesitas constituyen el conjunto final de la facies volcánica y presentan color gris homogéneo, textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y pasta de textura afanítica. Se las reconoce en la secuencia de areniscas pérmicas como filones capa (Furque 1963). De acuerdo a la yacencia y características petrográficas, los filones capa andesíticos podrían correlacionarse genéticamente con las facies volcánicas del Grupo del Áspero.

Según el diagrama La/Sm vs. Sm/Yb (Figura 5.18) la mayoría de las rocas analizadas habrían fraccionado piroxeno como mineral residual en equilibrio con el fundido de acuerdo a sus bajas relaciones Sm/Yb, lo cual es consistente con un emplazamiento en una corteza de espesor normal. La muestra GL15/11a perteneciente a los diques dacíticos, posee una moderada relación Sm/Yb lo cual indica la presencia de anfíbol residual en la fuente, por lo que podrían haberse emplazado en una corteza de espesor intermedio (Figura 5.18).

La presencia de anomalías positivas de Eu en todas las muestras analizadas es consistente con una mineralogía residual de piroxeno o anfíbol probablemente acompañados de apatita (Hanson, 1978).

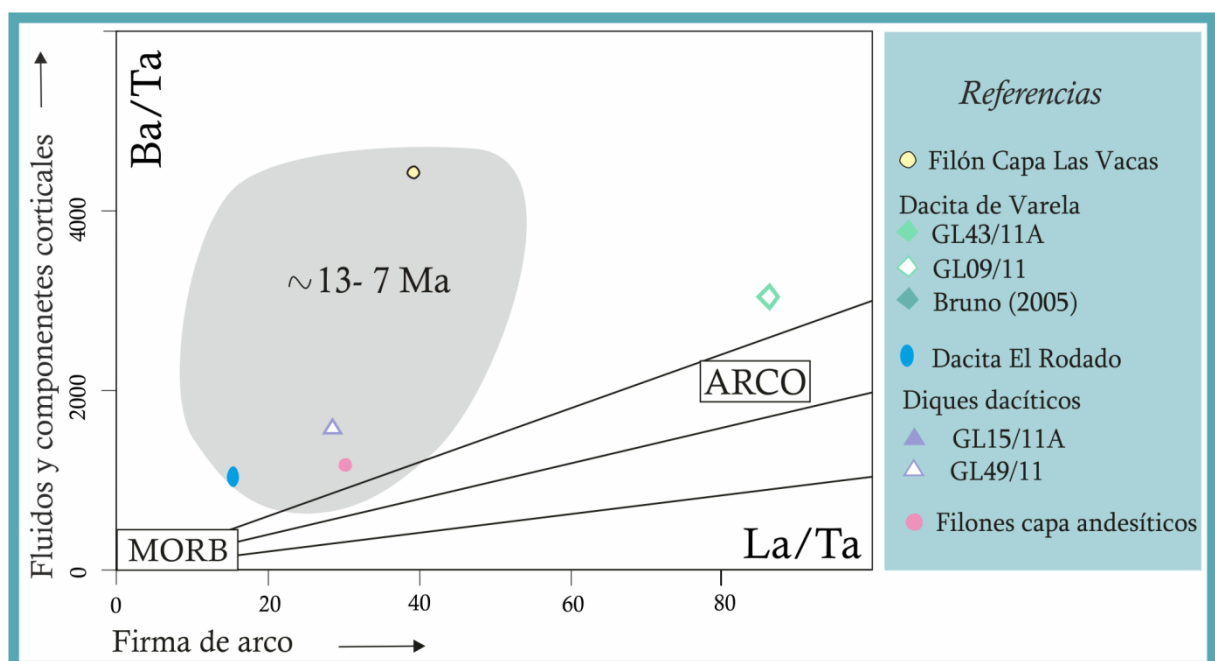


Figura 5.17. Diagrama La/Ta vs. Ba/Ta (S. M. Kay y Mpodozis 2002). Las rocas características de arco tienen relaciones La/Ta > 25 y altas relaciones Ba/Ta. Las muestras GL43/11A perteneciente a la Dacita de Varela y GL15/11A correspondiente a los Diques Dacíticos, no fueron representadas, debido a que por sus relaciones extremadamente altas quedan fuera de la escala del gráfico. El campo en gris corresponde a muestras de Precordillera (tomado de Kay y Mpodozis 2002).

La química de los anfíboles de las rocas que componen las Dacitas de El Rodado y Varela, permitió definir dos grupos composicionales. Un grupo asociado principalmente a los centros de cristal que corresponde a ferropargasita y otro que constituye los bordes y que se clasifica como magnesio-hornblenda.

La aplicación de las fórmulas de Ridolfi et al. (2009) en los anfíboles ricos en magnesio, permitió definir que los cuerpos analizados provienen de magmas hidratados (con un contenido de hasta un ~8 % de agua), y oxidantes ($\log fO_2 = \sim -14$). El rango de presiones calculadas para la dacita de Varela indica un ascenso del magma, que habría determinado la variación en su temperatura ($\sim 970- 750^\circ \text{C}$) y la desestabilización de los anfíboles, pudiendo considerarse la presión mínima como la máxima profundidad alcanzada por el magma ($\sim 3 \text{ km}$) antes de su total enfriamiento, lo que equivaldría a la profundidad de emplazamiento del cuerpo.

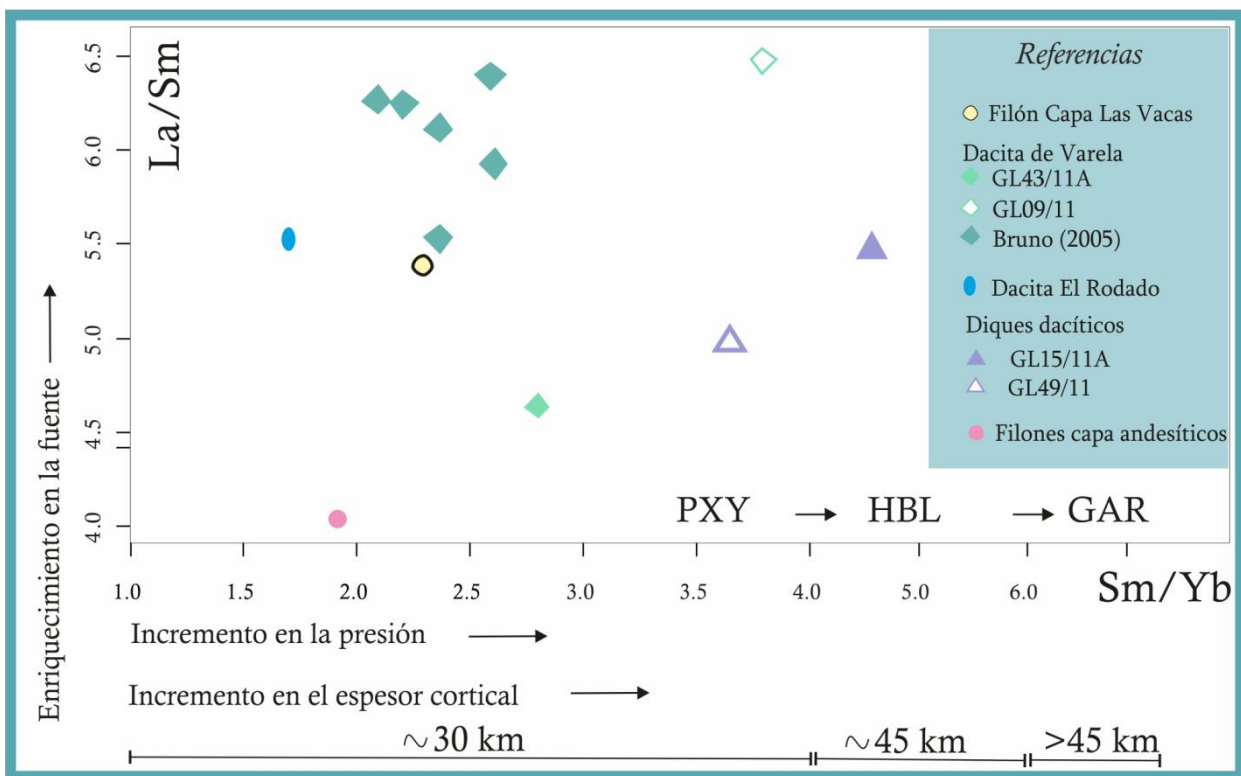


Figura 5.18. Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (S. M. Kay y Mpodozis 2002) para las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo. PXY (piroxeno), HBL (hornblenda), GAR (granate).

5.7. Ambiente geodinámico

Desde el punto de vista geotectónico, este complejo se encuentra en el segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales ($28^\circ- 33^\circ \text{S}$) caracterizado por la ausencia de

volcanismo reciente y una intensa actividad sísmica. En este segmento andino, la losa subducida presenta una transición relativamente suave hacia el límite norte (Zona Volcánica Central, ZVC) caracterizado por una subducción subhorizontal (5° a 10°) a partir del Mioceno superior (Kay *et al.* 1987, Ramos *et al.* 1991). Hacia el límite sur (Zona Volcánica Sur, ZVS) el segmento de subducción subhorizontal presenta una transición abrupta, ya que la geometría de la zona de Wadati-Benioff allí se desarrolla con un ángulo de inclinación cercano a 30° (Ramos y Nullo 1993; Cahill e Isaac 1992).

La subhorizontalización de la placa de Nazca y los procesos derivados de este fenómeno (engrosamiento cortical, contaminación cortical durante el ascenso de los magmas, subducción/erosión en el antearco) generaron variaciones en las características geoquímicas espaciales y temporales del magmatismo cenozoico sobre el segmento de subducción subhorizontal que fueron documentadas en numerosos trabajos (Stern y Skewes 1995; M. S. Kay y Mpodozis 2002; Bissig *et al.* 2003; Litvak *et al.* 2007).

El período de 14 a 9 Ma marca el arribo de la dorsal de Juan Fernández, llevando la subducción de la placa de Nazca, a la región de subducción subhorizontal. Este periodo está caracterizado por corrimientos relacionados a acortamiento compresional y un pico del magmatismo andesítico a lo largo de toda la región de subducción subhorizontal. Somoza (1998) muestra el cambio más extremo en la oblicuidad, de ~29° entre los 20 y 15 Ma a ~12° entre 15 y 10 Ma. La influencia de la aproximación de la dorsal llevó a eventos magmáticos en el retroarco. En el retroarco de Maricunga, erupcionan las ignimbritas del Valle Ancho entre los ~15 a 14 Ma. Otros centros incluyen pequeñas erupciones en la región de Farallón Negro (12,5 ± 0,36 a 8,59 ± 0,10 Ma; Sasso y Clark, 1998) y en Precordillera en Gualilán -11,0 ± 0,5 Ma- y Ullun -10,2 ± 0,8- (Leverato 1976; Kay *et al.* 1988; Kay y Abbruzzi 1996). Los principales efectos de la subducción de tendencia este-oeste de la dorsal en la región moderna de la subducción horizontal comenzó entre los ~9 a 8 Ma y se manifestó como un volcanismo andesítico. Después de los 12 Ma, ocurre la más extensiva expansión en los centros de volcanismo de retroarco.

De los 8 a 5 Ma los segmentos de la dorsal con tendencia este- oeste y norte-sur arribaron y subdujeron a la región de subducción subhorizontal. Los mismos, incluyen rocas de 7 a 5 Ma en las regiones de Valle Ancho, Bonete y Cerro Blanco en Precordillera. Las unidades más alejadas del retroarco incluyen rocas de 8,6 a 6,8 Ma en Farallón Negro, de 7,9 a 4,5 Ma en Pocho (Sierras de Córdoba) y de ~5 Ma en el Grupo Mogotes de la Sierra de Famatina (Losada-

Calderón et al. 1994).

Aunque los centros alejados del retroarco que van desde el mioceno tardío al Plioceno (Farallón Negro, Pocho y Sierras de San Luis) son los más relacionados a la subhorizontalización de la zona de subducción, algunos de ellos, entraron en erupción fuera de la región directamente influenciada por la subducción de la dorsal Juan Fernández. Su localización sugiere que la generación de magma, ocurre fuera del efecto de la hidratación del manto sobre la losa subductada (Kay et al., 1988).

Los magmas neógenos eruptados en la región de subducción subhorizontal, como aquellos de las actuales zonas central y sur, son fundidos de manto contaminados con corteza que se formaron en cuñas de mantos hidratados por encima de la losa subductada.

El análisis litogeoquímico y geocronológico de las volcanitas del Distrito Minero Gualcamayo indica que son producto de un magmatismo de arco emplazado en una corteza de espesor normal en transición a una de espesor intermedio (~45 km) que tuvo lugar a los ~9 Ma. Las características geoquímicas de estas rocas son transicionales entre las de los ciclos magmáticos reconocidos por Kay y Mpodozis (2002) para el Mioceno inferior a medio (14 a 9 Ma y 9 a 0 Ma) lo cual es coherente con la edad determinada por dicho magmatismo que coincide con el momento del cambio de régimen tectónico. La edad del Complejo Ígneo Gualcamayo (~9 Ma) corresponde aproximadamente al período de más amplia expansión del volcanismo en el retroarco (~8 a 5 Ma) que dio lugar a aislados centros de composición dacítica (Kay y Mpodozis 2002).

5.8. Potencial mineralizante

Asociado al evento magmático que genera las rocas que componen el Complejo Ígneo Gualcamayo, se reconoce importante actividad hidrotermal lo cual es coherente con el carácter oxidante indicado por la fugacidad de oxígeno y por el análisis de Fe_2O_3 .

Los intrusivos y los diques dacíticos (excepto el filón capa Las Vacas) están afectados por una moderada a fuerte alteración potásica, dada por la presencia de feldespato potásico y cuarzo con subordinada biotita y magnetita, y suave alteración propilitica con una asociación general compuesta por epidoto, titanita, carbonato, clorita, tremolita-actinolita y sericita. El filón capa Las Vacas exhibe una fuerte alteración carbonática y sericítica con subordinada clorita, en tanto que los filones capa andesíticos muestran una moderada biotitización y una moderada a fuerte propilitización con una asociación similar a la de los intrusivos y diques. La

alteración mencionada y las propiedades fisicoquímicas del magma generador de los cuerpos del Distrito Minero Gualcamayo, sugiere que este magmatismo podría tener un potencial mineralizante para la generación de depósitos de tipo pórfido de Cu.

En la Precordillera sanjuanina además del distrito minero Gualcamayo, se han reconocido diferentes manifestaciones minerales asociadas al magmatismo mioceno, puntualmente de sistemas tipo pórfido. Un ejemplo ellas son las del área de Guachi (Koukharsky et al., 1999; Wetten, F. et al., 1988). Por lo tanto el magmatismo mioceno de la Precordillera sanjuanina tiene potencial mineralizante para generar sistemas de tipo pórfido, así ocurre en Cordillera Frontal y Principal de San Juan (Jones y Martínez 2007). Otro ejemplo, es el sistema tipo porfiro de Altar - Los Azules (Maydagán et al., 2015, 2011), ubicado en el departamento de Calingasta en la Cordillera Frontal de San Juan. La región constituye una continuación, en territorio argentino, del cinturón de pórfidos miocenos a pliocenos de Chile, que comprende depósitos de clase mundial como Los Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente (Maydagán et al., 2015). Altar constituye un sistema complejo magmático- hidrotermal formado por varios pulsos durante el mioceno medio a tardío. Nuevas dataciones U-Pb han permitido documentar varios pulsos que comprenden 1 porfiro pre mineralización ($11,75 \pm 0,24$ Ma), tres porfirios minelaizados ($11,62 \pm 0,21$ Ma y $11,68 \pm 0,27$ Ma, $11,13 \pm 0,26$ Ma, $10,35 \pm 0,32$ Ma) relacionados a brechas hidrotermales, dos intrusiones post mineralización y una brecha post mineralización ($8,9 \pm 0,4$ Ma). Las condiciones termodinámicas obtenidas a partir de la composición de los anfíboles indican que se trata de magmas oxidados ($fO_2 = NNO +1$ a $+2$), con temperaturas entre 780 y 850°C y presiones $0,9$ and $1,8$ kbar, correspondientes a profundidades entre ~ 4 - 7 km (Maydagán et al., 2015, 2011). Las condiciones termodinámicas mencionadas son similares a las obtenidas para los cuerpos del Distrito Minero Gualcamayo, excepto por las profundidades de emplazamiento, ya que las registradas para el Complejo Ígneo Gualcamayo, suelen ser mayores (Ver Tabla 5.6). Otra diferencia para destacar es que estos cuerpos son levemente mas jovenes y sus edades coinciden con los porfirios post mineralización del area de Altar.

5.9. Consideraciones Finales

Las características de yacencia, composición modal y litogeoquímica complementadas con las edades radimétricas existentes y obtenidas en esta tesis doctoral, permiten definir un pulso magmático que tuvo lugar en el mioceno superior (~ 9 Ma) y generó los intrusivos y

diques dacíticos que conforman el Complejo Ígneo Gualcamayo. Las edades antiguas halladas en los circones analizados podrían corresponder a núcleos heredados, producidos por el reciclado de la losa pacífica. Un pulso anterior, de magmatismo andesítico, pudo ser identificado y separado del Complejo Ígneo Gualcamayo. El mismo fue asociado al Grupo del Áspero de edad Miocena inferior ($17,6 \pm 0,5$ y $18,3 \pm 0,7$ Ma, Limarino et al., 2002).

Las volcanitas del Complejo Ígneo Gualcamayo son producto de un magmatismo de arco emplazado en una corteza de espesor normal en transición a una de espesor intermedio (~45 km), con presiones de emplazamiento de 101,74 y 392,11 Mpa y profundidades de ~3 km. Se generaron a partir de magmas hidratados (con un contenido de hasta un ~8 % de agua), y oxidantes ($\log fO_2 = \sim -14$), con temperaturas de ~ 970- 750° C. Las características geoquímicas de estas rocas son transicionales entre las de los ciclos magmáticos reconocidos por Kay y Mpodozis (2002) para el Mioceno inferior a medio (14 a 9 Ma y 9 a 0 Ma).

Asociado al evento magmático que genera las rocas que componen el Complejo Ígneo Gualcamayo, se reconoce importante actividad hidrotermal lo cual es coherente con el carácter oxidante indicado por la fugacidad de oxígeno y por el análisis de Fe_2O_3 . Las condiciones termodinámicas obtenidas, son similares a las de otros sistemas tipo pórfido de la provincia de San Juan, como Altar.

5.10. Trabajos Citados en este Capítulo

- Aguilera Olivera, R., 1986. Intrusividad en el sector comprendido entre las quebradas Las Vacas y Varela, curso inferior del río Gualcamayo, departamento Jáchal, provincia de San Juan. Universidad Nacional de San Juan.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W., von Quadt, A., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu belt, Chile/Argentina. *Miner. Depos.* 38, 844–862. doi:10.1007/s00126-003-0375-y
- Blundy, J.D., Holland, T.J., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new anohibole- plagioclase geothermometer. *Contribution Miner. Petrol.* 104, 208–224.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies., in: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Elements Geochemistry*. pp. 63–108.
- Bruno, N.E., 2005. Metalogénesis aurífera en rocas carbonáticas, Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
- Bruno, N.E., 2002. Nuevo aporte sobre geología y mineralización de un sector del Distrito Minero Gualcamayo, provincia de San Juan, Argentina, in: 6^o Congreso de Mineralogía Y Metalogenia. Buenos Aires, Argentina, pp. 51–56.
- Cahill, T., Isaac, B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.* 97, 503–529.
- D’Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2014a. Caracterización Geoquímica de las Rocas Pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo, Precordillera de San Juan. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 71, 356–364.
- D’Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2014b. Nuevos Aportes al Conocimiento del Complejo Ígneo Gualcamayo, Precordillera Central de la Provincia de San Juan, in: *Actas Del 19^o Congreso Geológico Argentino*.

- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2013. Caracterización Geoquímica de las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo. Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina, in: Actas Del 2° Simposio Sobre Petrología Ígnea Y Metalogénesis Asociada. pp. 24–25.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b-Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería 92., Buenos Aires.
- Grissom, G.C., Peters, E.K., Sisson, V.B., Stowell, H.H., S., H.L., 1985. Pressure of crystallization of plutons in Coast Mts., B. C and Alaska, based on aluminium content of hornblende., in: Geological Society of America. Abstract with Programs. p. 358.
- Hammarstrom, J., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. Am. Mineral. 71, 1297– 1313.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E.A., 1986. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. Am. Mineral. 71, 1297– 1313.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Planet. Sci. Lett. 38, 26–43.
- Harrington, H., 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencia y Mal País, provincia de Mendoza. Boletín N° 49, Buenos Aires.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc- alkaline plutons. Am. Mineral. 72, 231– 239.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide To The Chemical Classification Of The Common Volcanic Rocks. Can. J. Earth Sci. 8, 523–548.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in.hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic. Geology 17, 837– 841.
- Jones, J.P., Martínez, R.D., 2007. Aspectos regionales de nuevos sistemas porfíricos en Argentina, desde Salta hasta Mendoza. Rev. la Asoc. Argentina Geólogos Econ. Publicación Espec. N° 1 21–30.
- Kay, M.S., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Gordillo, C.E., 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with changing Benioff zone. J. South Am. Earth Sci. 1, 21–38.
- Kay, M.S., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. J. South Am. Earth Sci. 15, 39–57.
- Kay, S.M., Abbruzzi, J.M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “ flat-slab ” between 30 ° S and 32 ° S. Tectonophysics 259, 15–28.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. 15: 39-57. J. South Am. Earth Sci. 15, 39–57.
- Koukharsky, M., Godeas, M.C., Pezzutti, N., 1999. Las áreas de alteración hidrotermal en Argentina., in: E. O. Zappettini (Ed.), Recursos Minerales de La República Argentina. Buenos Aires, pp. 107–147.
- Lavandaio, E., Fusari, C., 1999. Distrito polimetálico Mendoza Norte, Mendoza., in: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de La República Argentina. Buenos Aires, pp. 1705–1716.
- Leake, B.E., Wolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, C.M., Grice, J.D., Hawthorne, C., Kato, A., Kisch, H.J., NAresch, W. V, Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. Am. Mineral. 82, 1019– 1037.
- Leverato, M.A., 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. Rev. la Asoc. Geológica Argentina 53–58.
- Limarino, C.O., Fauqué, L.A., Cardó, R., Gagliardo, M.L., Escoteguy, L., 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. Rev. la Asoc. Geológica Argentina 57, 305–314.
- Litvak, V.D., Poma, S., Kay, S.M., 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: New

- perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 24, 117–137. doi:10.1016/j.jsames.2007.04.002
- Locock, A.J., 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Comput. Geosci.* 62, 1–11. doi:10.1016/j.cageo.2013.09.011
- Maydagán, L., Franchini, M., Chiaradia, M., Pons, J., Impiccini, A., Toohey, J., Rey, R., 2011. Petrology of the Miocene igneous rocks in the Altar region, main Cordillera of San Juan, Argentina. A geodynamic model within the context of the Andean flat-slab segment and metallogenesis. *J. South Am. Earth Sci.* 32, 30–48. doi:10.1016/j.jsames.2011.04.007
- Maydagán, L., Franchini, M., Rusk, B., Lentz, D.R., McFarlane, C., Impiccini, A., Rios, F.J., Rey, R., 2015. Porphyry to Epithermal Transition in the Altar Cu-(Au-Mo) Deposit, Argentina, Studied by Cathodoluminescence, LA-ICP-MS, and Fluid Inclusion Analysis. *Econ. Geol.* 110, 889–923. doi:10.2113/econgeo.110.4.889
- Meinert, L., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits: chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineral. Assoc. Canada Short Course Ser.* 23, 401–418.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Materials In The Magma/Igneous System, in: *Atlas Of Non-Silicate Minerals In Thin Section.* Mineralogical Association Of Canada, Toronto, pp. 215–224.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins., in: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths.* Nantwich, Cheshire, pp. 230–249.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry Of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks From The Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. To Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Ramos, V., Nullo, F., 1993. El Volcanismo de Arco Cenozoico., in: Ramos V. (Ed.), *Geología Y Recursos Naturales de Mendoza.* pp. 149–160.
- Ramos, V.A., 1995. Evolución tectónica del segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales (27°–34° S) y su control en las manifestaciones auríferas epitermales., in: *Actas Del 5° Congreso Nacional de Geología Económica.* pp. 120–123.
- Romani, R.R., 1999. El pórfido cuprífero Paramillos Sur, Mendoza., in: Zappettini, E.O. (Ed.), *Recursos Minerales de La República Argentina.* Buenos Aires, pp. 1513–1523.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* 184, 123–138.
- Simon, W., Castro, C.E., Moreiras, S.M., Lanzilotta, M.I., Matar de Sarquis, A., 2001. Procesos de alteración hidrotermal vinculados con el complejo ígneo Gualcamayo, San Juan, Argentina., in: *Actas Del 2° Encuentro Minero Del Cono Sur de América Y Encuentro Minero de Tarapaca.* Iquique, pp. 1–25.
- Simon, W., Sumay, C., Meissl, E., Lanzilotta, M., 1997. Geología y petrografía del Distrito Minero Gualcamayo. San Juan, Argentina., in: *Actas Del 8° Congreso Geológico Chileno.* Antofagasta, pp. 1153–1157.
- Spear, F.C., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. *Am. J. Sci.* 697–734.
- Stern, C.R., Skewes, M.A., 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone. *Geológica de Chile* 22, 216–272.
- Streckeisen, A.L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks., in: *Internationale Zeitschrift for Geologie.* Stuttgart, pp. 773–785.
- Wetten, F., J., Baraldo, A., Cangialosi, A.A., Lanzilotta, M., Meissl, E.F., Sumay, C.A., Olivares, L.A., Riveros, S.E., 1988. La brecha mineralizada de Guachi., in: *Actas Del 3° Congreso Nacional de Geología Económica.* Olavarría, pp. 181–204.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach.* *Geol. Mag.*
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation

products using immobile elements. *Chemical Geology*. *Chem. Geol.* 20, 325–343.

Capítulo 6.

Antecedentes Mineros del distrito minero Gualcamayo e introducción a los depósitos de Au.

Contenido

- 6.1. Los Depósitos Minerales del distrito
 - 6.1.1. Mineralizaciones relacionadas a calizas
 - 6.1.1.1. Mineralizaciones de Skarn
 - 6.1.1.2. Vetas y contactos mineralizados
 - 6.1.2. Mineralizaciones relacionadas a areniscas
 - 6.1.3. Mineralizaciones relacionadas a brechas
 - 6.1.3.1 Quebrada del Diablo Main
 - 6.1.3.2 Quebrada del Diablo Lower West
- 6.2. Historia de Exploración del Distrito Minero Gualcamayo.
- 6.3. Introducción a los Depósitos hidrotermales de Au.
- 6.4. Trabajos citados en este capítulo

Capítulo 6. Antecedentes Mineros del Distrito Minero Gualcamayo e

Introducción a los Depósitos de Au.

6.1. Los Depósitos Minerales del distrito

El Distrito minero Gualcamayo, fue trabajado durante más de 60 años por pirquineros y pequeños productores, extrayendo mineral expuesto en superficie o muy cerca de ella. Estos afloramientos correspondían en general a vetas de minerales de Pb, Zn, Cu, Fe y Au, relacionados a la mineralización de skarn (Soechting et al., 2009). Denominado Grupo Minero Las Vacas por Furque (1963), está compuesto por las minas General Belgrano, La Salamanca y La Abundancia, las cuales han sido abandonadas. En la actualidad el área es conocida como Distrito Minero Gualcamayo, y además de los depósitos mencionados está compuesto por Quebrada del Diablo *Main* (QDD *Main*), Amelia Inés- Magdalena (AIM), Quebrada del Diablo Lower West (QDD *Lower West*) y Mina Virgen de Lourdes. Esta última está ubicada fuera de la propiedad de Minas Argentinas Sociedad Anónima (M.A.S.A- Yamana Gold).

6.1.1. Mineralizaciones relacionadas a calizas

6.1.1.1. Mineralizaciones de Skarn

La ocurrencia de cuerpos de Skarn en el distrito minero Gualcamayo ha sido estudiada por Logan (1999) quien describe asociados a skarn magnesianos depósitos de Fe, Mo, Cu-Zn-Pb y Au. El Skarn magnesiano según la autora, sería producto del reemplazo de calizas dolomíticas del miembro inferior de la Formación San Juan (Vallone 1991; Logan 1992).

Los cuerpos de magnetita se presentan en la zona piroxénica del skarn, cerca del contacto con el mármol. Tienen tamaños variables desde bandas de pocos centímetros hasta lentes de varios metros que siguen el rumbo del skarn. Un ejemplo de este tipo de mineralización es la **mina La Abundancia** donde existe un cuerpo principal que tiene 35 m de largo por 15 m de potencia y varios cuerpos menores. La mina se encuentra sobre el cerro de las Vacas aunque las primeras ocurrencias de mineral se reconocen sobre la quebrada de Varela (Figura 6.1 a). La mineralización está constituida principalmente por magnetita a la que se asocia pirita y calcopirita con ganga de cuarzo (Furque, 1963). Un análisis sobre un conjunto de 80 muestras extraídas de distintos sectores del afloramiento, arrojaron en promedio 59,74 % de hierro con trazas de Cu y Ti (Furque, 1963). En la

Quebrada Amarilla existen dos cuerpos de magnetita, uno superior de 100 m y uno inferior de 150 m, con potencias de hasta 12 m. En mina General Belgrano los cuerpos de magnetita tienen potencias inferiores a 1 metro. El skarn de la mina Virgen de Lourdes presenta un cuerpo de magnetita de 15 m de largo y hasta 2 m de potencia.

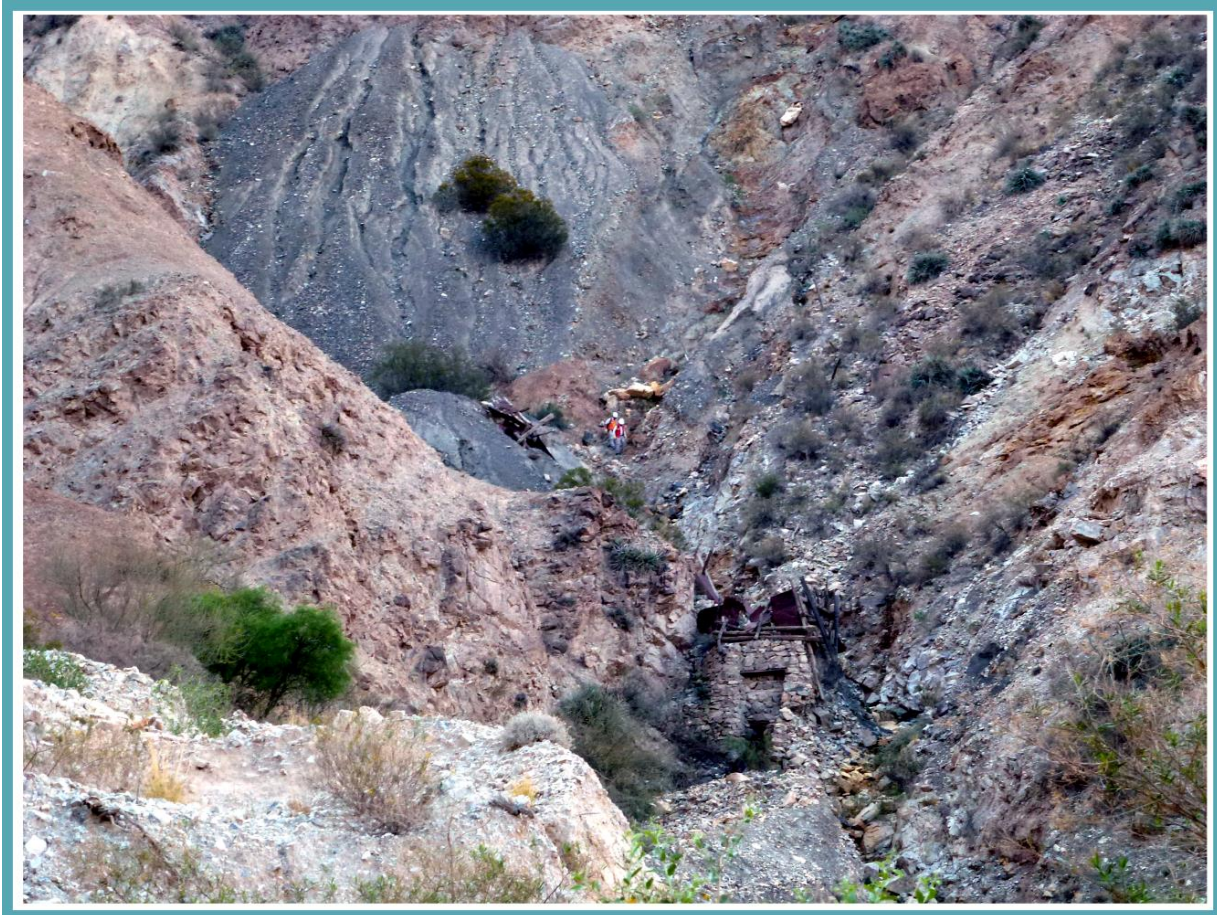


Figura 6.1. Mina “La abundancia”.

Los depósitos de molibdeno están concentrados en el extremo noreste del distrito, principalmente en el pórfiro asociados a la Dacita de Varela, y en forma subordinada en el skarn; se presentan en vetas y diseminados. Las vetas tienen rumbo N40°-65°E, inclinaciones de 55° a 70° hacia el noroeste y potencias de 0,5 a 4 m (Borelli, 1979).

Otro ejemplo de la mineralización de skarn, lo constituye la mina **General Belgrano**, ubicada en las nacientes de la quebrada de Varela. Está constituida por un conjunto de bolsones distribuidos en forma de rosario, los cuales tienen una longitud variable entre 1,5 y 5 m y conforman 7 alineaciones con una extensión aproximada de 370 m cada una. Están compuestos por cuarzo y piritita aurífera la que también se encuentra diseminada en las cajas calcáreas. Las leyes de los cuerpos mineralizados varían entre 46 y 65 g/tn de Au (Furque, 1963). Los depósitos de Cu-Zn-Pb se presentan en fracturas menores ubicadas cerca del contacto pórfiro- skarn. Se encuentran asociadas,

vetas a modo de rosario principalmente en caliza con rumbos N40E y buzamiento entre 58° y 65°SE, con un recorrido de 210 m (Verdenelli, 1976).

Amalia Inés- Magdalena (AIM) actualmente en exploración, constituyen otro ejemplo de cuerpos con mineralización de skarn. Estos cuerpos se encuentran relacionados a uno de los principales afloramientos de la Dacita de Varela (Figura 6.2) sobre la continuidad al NW de la estructura de Quebrada del Diablo. Las asociaciones minerales que forman AIM son las mismas que las mencionadas para la mina General Belgrano, con la particularidad de que en estos cuerpos se encuentra sobreimpuesta en forma de bolsones mineralización de Au relacionado a pirita, similar a los descrito para QDD Lower West, por este motivo son intensamente explorados por la empresa M.A.S.A..

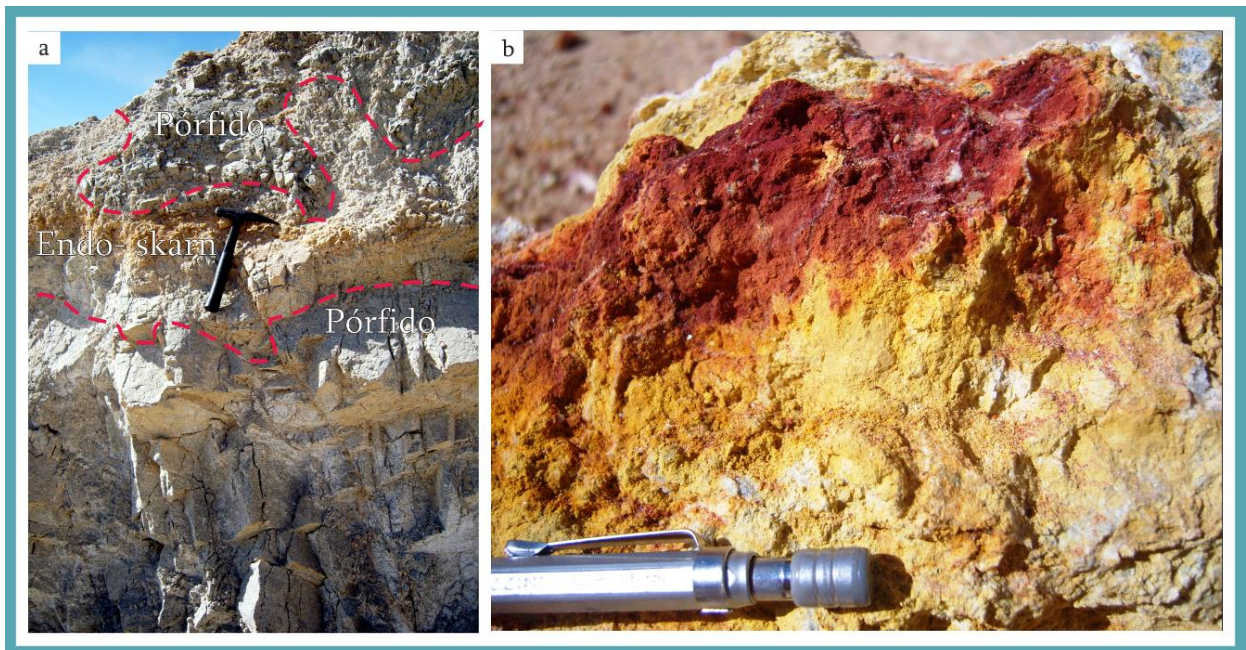


Figura 6.2. Skarn de Amelia Inés- Magdalena. a) Detalle de una faja de skarn desarrollada entre la Dacita de Varela y las rocas calcáreas. b) Muestra de mano de los óxidos que se desarrollan a partir de los sulfuros que constituyen la mineralización de skarn en la zona denominada Alicia (cercana a Quebrada El Rodado).

Logan (1991) estudió en detalle el skarn de Gualcamayo, y lo definió como un skarn magnesiano desarrollado por la interacción de los fluidos hidrotermales vinculados a las rocas intrusivas con las calizas dolomíticas de la Formación San Juan que dieron origen a un endoskarn y un exoskarn. El exoskarn presenta una clara zonación desde una zona externa rica en piroxeno hacia una interna rica en granate. A su vez, los calcosilicatos exhiben una variación composicional relacionada con la lejanía y profundidad del intrusivo. En base a la forma de los depósitos, su yacencia en contacto con el intrusivo y las asociaciones minerales encontradas, la citada autora estima que la evolución de la aureola de contacto se produjo a partir de la superposición de tres estadios. El

primero de ellos relacionado a metamorfismo de contacto isoquímico provocado por el emplazamiento del magma. Continúa una etapa de metasomatismo que origina la formación del skarn anhidro y la evolución de los fluidos de mena, y por último, alteración retrógrada que acompaña el enfriamiento final del sistema y la depositación de sulfuros.

De acuerdo con el contenido dominante de metales, el skarn ha sido clasificado como un skarn de Fe (Cu) con cantidades menores de Mo, Au, Ag, Bi y W. Cinco etapas de mineralización relacionadas con el desarrollo del skarn han sido determinadas por Logan (1999; Figura 6.3) y modificadas por Bruno (2005) quién reconoce nuevas especies minerales.

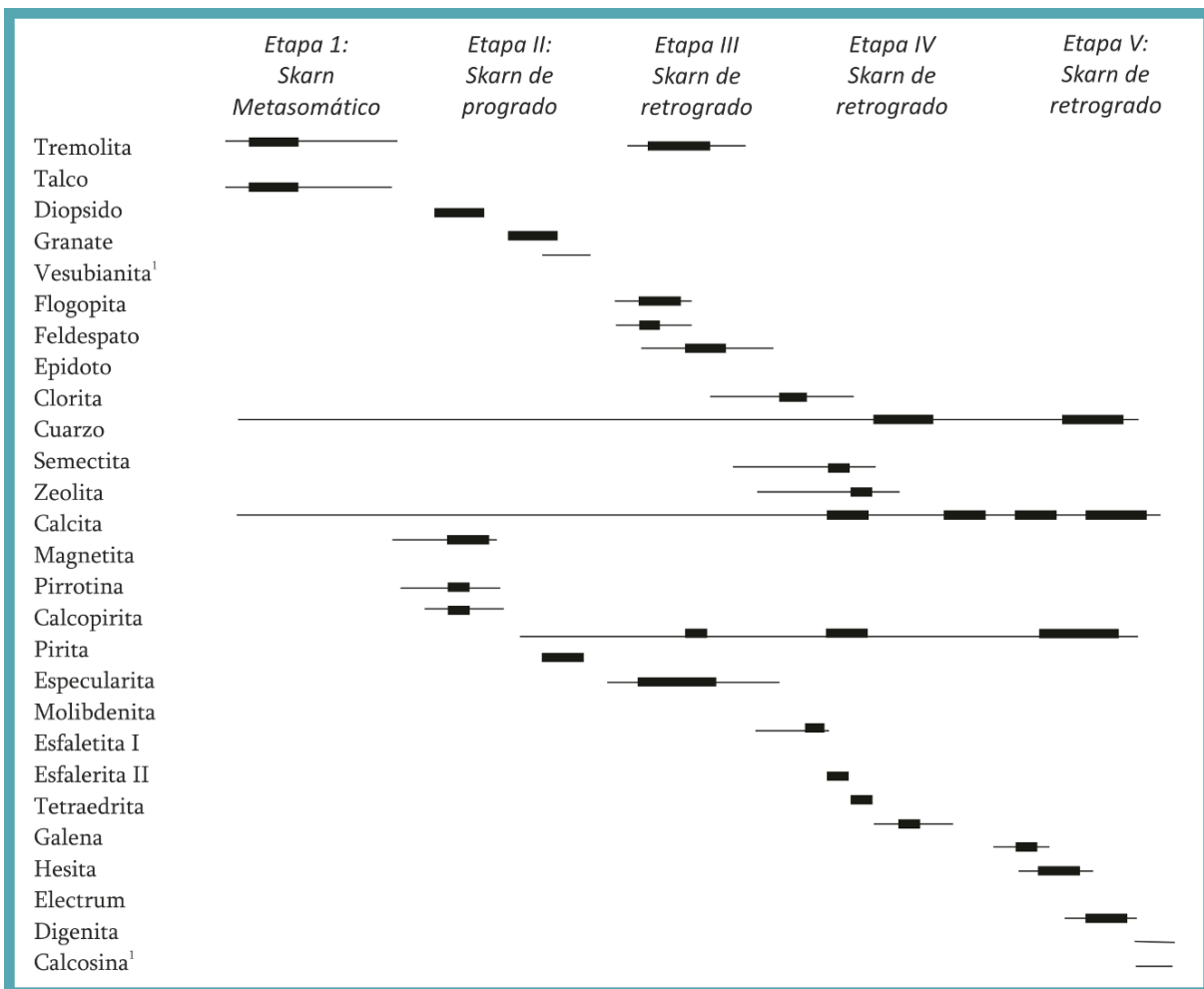


Figura 6.3. Diagrama paragenético de la mineralización asociada al skarn en el Distrito Minero Gualcamayo establecido por Logan (1999). ¹ minerales incorporados a la paragénesis por Bruno (2005).

La Etapa I está caracterizada por el emplazamiento del pórfido y la formación del skarn metasomático con cuarzo, tremolita y talco.

El skarn progrado o Etapa II se origina por el metasomatismo de las calizas dolomíticas, del pórfido y del skarn metamórfico. Los fluidos hidrotermales provenientes del magma, percolaron a

través de fracturas y del contacto caliza-pórfido, dando como resultado la formación de cuarzo-dióxido-granate-magnetita-pirrotina-calcopirita y especularita.

Luego del segundo estadio de mineralización, ocurrió un evento de infiltración de fluidos hidrotermales con un contenido importante de aguas meteóricas a favor de la fracturación. Como consecuencia se produce la alteración del skarn de progrado y del pórfido (silicificación y feldespatización), y la mineralización de molibdenita durante la Etapa III. Los minerales originados son: tremolita, flogopita, feldespato, molibdenita, epidoto y piritita y en menor proporción, cuarzo, esmectita y zeolita.

Un nuevo episodio de fracturación ocurre a continuación de la tercera etapa, junto con mineralización de Cu-Zn-Pb denominado como Etapa IV. Los minerales depositados durante esta etapa son piritita, clorita, cuarzo, smectita, zeolita, calcopirita, esfalerita I, esfalerita II y galena.

Además de los minerales mencionados por Logan (1991 y 1999), Bruno (2005) ha documentado la presencia de tetraedrita reemplazando a galena. El último episodio de mineralización, correspondiente a la Etapa V, tiene lugar después de un nuevo evento de fracturación. Los minerales depositados son cuarzo, calcita, piritita, scaphbachita-matildita, hessita y electrum. A ellos se suman granos micrométricos de oro libre dentro de microfracturas en granates, como así también partículas de oro dentro de piritita y asociado con sulfosales de plata. La digenita rodea y reemplaza a calcopirita, y la calcosina reemplaza a cristales de piritita a lo largo de fracturas.

6.1.1.2. Vetas y contactos mineralizados

Un ejemplo de este tipo de mineralización es el yacimiento ***Mina Virgen de Lourdes***, que consiste en vetas emplazadas principalmente en el filón capa las Vacas y una zona mineralizada desarrollada en el contacto caliza-pórfiro. Las vetas tienen rumbos N 80° a 90°O, buzamientos entre 16° y 65°E y hasta subvertical y potencias de 0,1 a 0,25 m.

La zona mineralizada en el contacto pórfiro-caliza tiene hasta 14 m de largo y 2,0 m de ancho y consiste de venillas intermitentes y discontinuas con rumbo N25°O y buzamientos desde 26°N hasta subvertical (Verdenelli, 1976). Si bien no es la mineralización principal Mina Virgen de Lourdes, cuenta con mineralización relacionada al skarn formado entre la caja calcárea y el filón capa las Vacas. El skarn presenta un cuerpo de magnetita de 15 m de largo y hasta 2 m de potencia (Logan, 1999).

6.1.2. Mineralizaciones relacionadas a areniscas

La mina ***La Salamanca*** (Figura 6.4 a) incluye un grupo de minas denominadas Chile, Italia y Argentina ubicadas en la ladera nor-oriental del Cerro Lajitas y se destaca por sus zonas de oxidación

de color amarillo (Figura 6.4 b). Las mineralizaciones reconocidas en este sector son de tres tipos: venillas de cuarzo, limonita y hematita en caja de dacita; cuerpos mineralizados constituidos por limonita, hematita, cuarzo, yeso y/o magnetita que se desarrollan en el contacto de las calizas y areniscas con las dacitas y vetas de pirrotina, pirita, calcopirita y cuarzo en caja de areniscas (Furque, 1963). Si bien no hay estudios de detalle, sobre los cuerpos intrusivos relacionados a esta mineralización, por sus características, podrían estar relacionados con la dacita de Varela y formar parte del mismo evento.

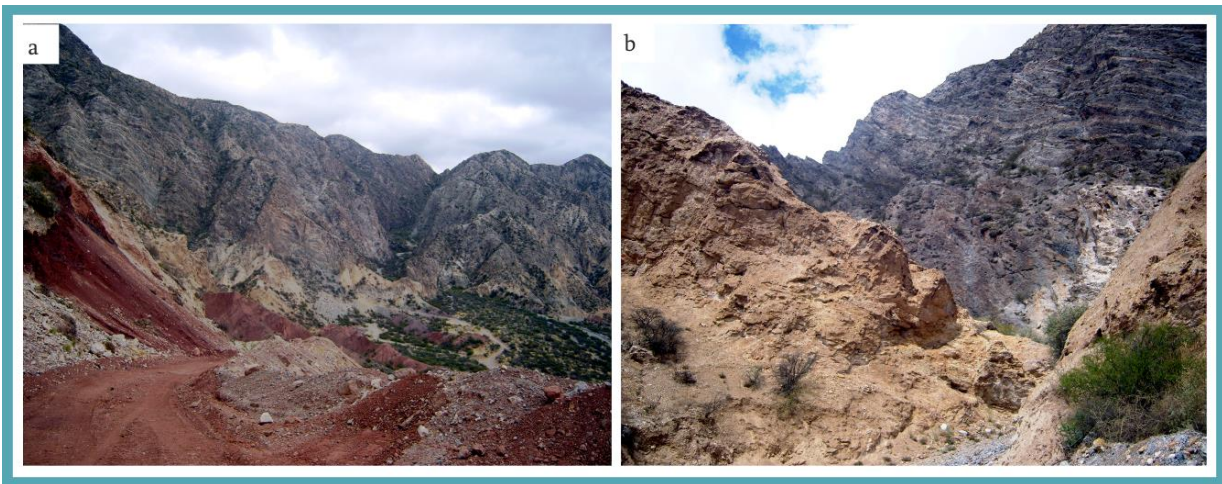


Figura 6.4. Mina “La Salamanca”. a) Vista general de la zona donde pueden observarse las areniscas mineralizadas (amarillas), las areniscas rojas del Grupo Paganzo y las calizas grises de la Formación San Juan. b) Detalle de las areniscas mineralizadas (amarillas) y de la Fm. San Juan (calizas grises).

6.1.3. Mineralizaciones relacionadas a brechas

6.1.3.1 Quebrada del Diablo Main

Quebrada del Diablo Main (Figura 6.5) es un depósito de oro diseminado explotado a cielo abierto (Figura 6.5 a, b, y c). Se encuentra ubicado sobre una de las estructuras más pronunciadas del distrito: Quebrada del Diablo ($29^{\circ}43'25,27''S$; $68^{\circ}37'41,21''W$) que constituye una falla inversa de alto ángulo de aproximadamente 800 m de largo. La mineralización está alojada en brechas carbonáticas de disolución y colapso (Figura 5 d; Bruno 2004) y la paragénesis de mena está constituida por pirita-marcasita- pirrotina- galena- esfalerita- calcopirita- oropimente- rejalgar- pirita arsenical- cinabrio y oro, con calcita, cuarzo, baritina y yeso como minerales de ganga (Bruno, 2005).

La distribución de las alteraciones, las variaciones en la concentración de cationes metálicos en las distintas unidades litológicas y a lo largo del rumbo de las fallas y la forma tabular y localizada de los cuerpos mineralizados sugieren que la dispersión de los fluidos hidrotermales se llevó a cabo a través de los sistemas de fallamiento inverso NO-SE y fallamiento de rumbo NE-SO, así como a través

de los planos de estratificación de las calizas ordovícicas. Un segundo factor de control de dispersión de las soluciones lo habría constituido la litología (Bruno 2005). La abundancia de marcasita y la fuerte alteración argílica de las rocas dacíticas, junto con el proceso de decarbonatización y brechamiento que afectó a las rocas carbonáticas, indican que los fluidos responsables de la depositación del oro habrían tenido un pH ácido en tanto que la depositación temprana de oropimente seguida por rejalgar sugiere una evolución de los fluidos hacia condiciones más reductoras (Bruno, 2005).

Los valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ cercanos a 0 ‰ en sulfuros provenientes del sistema aurífero epitermal y del skarn, indican una fuente magmática probablemente vinculada a la Dacita de Varela, a la que se considera genéticamente relacionada con la mineralización aurífera disseminada (Bruno, 2005). Las similitudes encontradas entre Quebrada del Diablo Main y los yacimientos tipo Carlin, en relación a la roca de caja, textura, paragénesis mineral, alteraciones y características de los fluidos hidrotermales permitieron clasificar a este yacimiento como de mineralización de oro alojado en carbonatos (*carbonate-hosted gold mineralization*) o como un depósito de oro disseminado en rocas sedimentarias (*sediment-hosted disseminated gold deposit*, Bruno 2005).

6.1.3.1 Quebrada del Diablo Lower West

Quebrada del Diablo *Lower West* debe su nombre a la ubicación respecto de Quebrada del *Diablo Main*, ya que se encuentra en sentido oeste y a una profundidad entre 500 y 600 m desde la superficie del terreno. Se trata de un cuerpo mineralizado elongado en sentido E-O y con dimensiones de 500 m de largo, 100 m de ancho y 80 m de espesor. Los antecedentes de este depósito los constituyen algunos informes y trabajos publicados por la empresa M.A.S.A (Soechting et al. 2009 y trabajos citados allí). Según estos autores la mineralización de Au está relacionada con un evento hidrotermal que es posterior a la intrusión del stock de Varela y a la mineralización de skarn. El Au se encuentra relacionado a piritita, marcasita y arsenopiritita de grano muy fino, aunque es frecuente la presencia de rejalgar y oropimente.

Este cuerpo mineralizado es el motivo de la presente tesis doctoral por lo que será descrito en todos sus aspectos en los próximos capítulos del presente manuscrito.



Figura 6.5. Quebrada del Diablo Main. a) Vista panorámica de parte del *open pit* de Quebrada del Diablo Main. b) Interior mina donde se observan los bancos de explotación y las maquinarias con las que se carga la roca extraída. c) Vista de los bancos de explotación. d) Detalle de la brecha mineralizada característica de Quebrada del Diablo Main.

6.2. Historia de Exploración del Distrito Minero Gualcamayo.

Durante la década del 70 la compañía Aluvión S.R.L. explotó el yacimiento La Abundancia a cielo abierto. La magnetita producida, luego de ser concentrada y molida, se enviaba a Río Turbio en donde era utilizada en la preparación de medios densos para el lavado de carbón (Angelelli, 1984). Los depósitos de oro de General Belgrano y Virgen de Lourdes se explotaron a baja escala y en forma intermitente. El yacimiento Virgen de Lourdes fue descubierto en 1936. Entre 1942 y 1943 se trabajaron tres vetas y varias guías. Se extrajeron 125 t de mineral de desmonte con una ley entre 8 y 10 g/t y 132 t de mineral de veta con una ley entre 18 y 50 g/t de Au. La producción hasta 1949 se había estimado entre 4-5 kg de oro (Logan, 1999)

En 1983 la empresa Minicorp comienza con la exploración de la mineralización de skarn en el área de Amelia Inés-Magdalena y Belgrano. En 1997, la empresa M.A.S.A. (Minas Argentinas Sociedad Anónima) forma una empresa conjunta con Mincorp para desarrollar un programa de exploración con el objetivo de evaluar el potencial de la mineralización de oro alojada en sedimentos, periférica al skarn explorado por Minicorp. Entre 1997 y 1998, la prospección regional y el muestreo geoquímico de rocas reveló la presencia de Au en las brechas carbonáticas de Quebrada del Diablo (actualmente conocida como Quebrada del Diablo *Main*, QDD *Main*), que dista aproximadamente 1.2 Km. de Amelia Inés. La zona mineralizada mide 400 m de largo en el sentido de la quebrada y más de 800 m hacia el este a lo largo de la pared de la misma. Un muestreo de canaleta y un programa de muestreo de *chip- rock* a lo largo de una carretera construida dentro de la quebrada, confirman el descubrimiento original. Entre diciembre de 1997 y diciembre del 2000, M.A.S.A. completa cuatro programas de perforación con un total de 11.230 m en 58 perforaciones (6.043 m con diamantina y 5.187 m con aire reverso) en el sector de Quebrada del Diablo. En 2004 M.A.S.A. totalizó 7.167,5 m en 26 pozos realizados mediante circulación de aire reverso de los cuales 947 m fueron realizados en Amelia Inés (5 pozos), 1844 m en Magdalena (8 pozos) y 1964 m en otras áreas periféricas (8 pozos).

En 2005 la empresa A.M.E.C. (*Engineering Consultancy and project management*) completó la evaluación preliminar de QDD *Main* y concluyó que el proyecto tenía el potencial de ser económicamente viable. Las perforaciones continuaron durante 2005 y 2006 en QDD *Main* y alrededores alcanzando los 38.452 m perforados. GeoSim Services Inc. (Simpson, 2006) completaron y actualizaron el recurso mineral y calcularon reservas inferidas por 13.9 millones de toneladas con 1,17 g/t de Au. Las perforaciones de exploración principalmente sobre los cuerpos de AIM continuaron durante 2007. Además se exploró hacia el Oeste buscando la extensión del depósito de QDD *Main* y se interceptó un cuerpo mineralizado: Quebrada del Daiblo *Lower West* (QDD *Lower West*).

En 2007, Wardrop Engineering completó el estudio de factibilidad en el depósito de QDD Main. La vida de la mina fue calculada en 8,8 años para la producción de lixiviación en pilas a un ritmo de producción anual de 7.600.000 toneladas. La evaluación financiera concluyó que la propiedad Gualcamayo es un proyecto positivo para los precios del oro en ese momento. Se llevó a cabo además, la actualización de los recursos de AIM en 6,165 millones de toneladas con un promedio de 2,62 g/t de oro considerando una ley de corte de 0,5 g/t de oro. A fines de 2007, tras los resultados positivos del estudio de factibilidad y la aprobación del Estudio de Impacto Ambiental de Gualcamayo, comenzó el desarrollo de QDD Main el cual se encuentra actualmente en explotación.

El desarrollo de QDD Lower West comienza en 2007 cuando se construye un túnel de exploración debido a su profundidad de 500 m. El objetivo de la construcción del mismo fue el de perforar desde el túnel y poder determinar la forma del cuerpo mineralizado. Se perfora desde 2007, hasta la actualidad con estaciones de perforación, superando los 26.000 m de perforación (Soechting et al., 2009).

6.3. Introducción a los Depósitos hidrotermales de Au.

La clasificación de los depósitos de oro provee un marco esencial para el estudio y la exploración. La información generada en los últimos 15 años en respuesta a una renovada orientación de la minería de oro, refuerza el hecho de que hay una gran diversidad en tipos de depósitos de oro y es necesario resumir la información y crear clasificaciones útiles (Robert et al., 1997a). En la tabla 6.1 se resumen las principales características de los tipos de depósitos de oro. El análisis de esta tabla muestra que la combinación del ambiente geológico, la naturaleza de la mineralización y la alteración hidrotermal es única para casi todos los tipos de depósitos. Estos atributos geológicos representan por lo tanto, tres criterios discriminantes importantes para ser utilizados en el desarrollo de un esquema de clasificación (Robert et al. 1997, Tabla 6.1).

Los diferentes tipos de depósitos auríferos se han formado en una variedad de ambientes geológicos y en un amplio rango de profundidades de la corteza terrestre (Figura 6.5). La mayor parte de los depósitos formados a poca profundidad o a niveles de la corteza moderadamente profundos, se consideran componentes (proximales o distales) de sistemas de intrusiones (Sillitoe, 1991). Estos depósitos se forman en los márgenes de placas convergentes durante etapas de plutonismo y vulcanismo continental. Los depósitos formados en los niveles más profundos de la corteza (Figura 6.6) también se habrían formado en los márgenes de placas convergentes, pero durante un ciclo de deformación relacionado con acreción y colisión (Kerrich y Cassidy 1991; Hödgsen 1993).

	Tipo de Deposito	Ejemplo tipo	Ejemplo Mundial	Ambiente Geológico	Forma de mineralización
1	Paleoplacer	Witwatersrand (S. África)	Tarkwa (Ghana), Jacobina (Brazil); rare: Huronian (ON), Sakami (QC)	Facies fluviales a deltaicas maduras en cuencas sedimentarias cratónicas extensivas.	Areniscas y conglomerados cuarzosos con Pirita.
2	Depósitos submarinos de sulfuros masivos ricos en oro (<i>Submarine gold-rich massive sulphide</i>)	Boliden (Suecia)	Mt. Lyell y Mt. Morgan (Australia)	Secuencias volcanicas, volcanoclásticas y sedimentarias en greenstone belts.	Lentes de sulfuros masivos bandeados y estratiformes, y zonas de stockwork adyacentes.
3	Hot spring	McLaughlin (California)	Hasbrouk Mountain, Buckskin Mountain (Nevada)	Centros volcanicos maficos y félsicos subaéreos, asociados con rocas epiclasticas en cinturones volcánicos- plutónicos.	Sulfuros diseminados en rocas silicificadas y brechadas.
4	Epitermales de adularia- sericita (<i>Adularia-sericite epitermal</i>) o de baja Sulfuración	Creede (Colorado).	Hishikari (Japan), Cavnic (Romania), Round Mountain (Nevada)	Centros volcánicos subaéreos intermedios a félsicos, asociados con intrusiones subvolcánicas en cinturones volcánicos- plutónicos.	Venas de adularia- carbonto- cuarzo costriformes- coloformes.
5	Epitermales de Alunita- Caolinita (<i>Alunite-kaolinite epitermal</i>) o de Alta Sulfuración	Goldfield (Nevada)	El Indio (Chile), Pueblo Viejo (República Dominicana),	Centros volcánicos subaéreos intermedios a félsicos, asociados con intrusiones subvolcánicas en cinturones volcánicos- plutónicos.	Sulfuros diseminados en zonas de sílice oquerosa, venas, brechas y stockworks.
6	Depósitos tipo porfido de oro.	Lepanto Far South East (Philippines), Lobo (Chile)	Refugio (Chile), Yu-Erya (China), Fort Knox (Alaska);	Centros volcánicos subaereos intermedios alcalinos a calco alcalinos, asociados con intrusioness subvolcánicas en cinturones volcánicos- plutónicos.	Zonas de stockwork de cuarzo con pirita.
7	Chimenea de brecha (<i>Breccia pipe</i>)	Kidston (Australia)	Montana Tunnels (Montana), Cripple Creek (Colorado)	Centros volcánicos máficos a félsicos asociados a intrusiones subvolcánicas en cinturones volcanicos- plutónicos.	Cuerpos de brecha mineralizados discordantes.
8	Skarn	Fortitude (Nevada)	Red Dome (Australia), Suan (Korea)	Secuencias carbonáticas de plataforma sobreimpuestas por arcos volcánicos- plutónicos.	Lentes de sulfuros y venas cortando skarn.
9	Mantos de reemplazo en carbonatos (<i>Carbonate replacement</i>)	Ruby Hill (Nevada)	Mammoth (Utah); Mosquito Creek- Island Mountain (BC),	Secuencias carbonáticas de plataforma sobreimpuestas por arcos volcánicos- plutónicos.	Cuerpos de sulfuros masivos concordantes o discordantes en rocas carbonáticas.
10	Oro microscópico alojado en rocas sedimentarias (<i>Sediment-hosted micron gold - Carlin-type</i>)	Carlin (Nevada)	Mercur (Utah), Golden Reward (South Dakota)	FaciCarbonatos y carbonatos impuros Carbonate and impure carbonate- argillite facies of continental shelves overprinted by volcano-plutonic arcs	Sulfuros diseminados en cuerpos de brecha discordantes.
11	Stockwork o diseminado en rocas no carbonáticas (<i>Non-carbonate stockwork disseminated</i>)	Porgera (Papúa Nueva Guinea)	Andacollo (Chile), Muruntau (Uzbekistan)	Facies silicoclásticas, turbidíticas y volcaniclásticas en asociación común con diques y stocks félsicos a intermedios.	Stockwork, sheeted vein and disseminated strata-bound to discordant zones
12	Venas de sulfuros ricas en oro y cobre (<i>Au-Cu sulphide-rich vein</i>)	Rossland (British Columbia)	Tennant Creek (Australia); Red Mountain (BC)	Intrusiones y diques asociados, en arcos volcanicos- plutónicos y greenstone belts.	Venas de cuarzo y sulfuros
13	Venas de cuarzo asociadas a Batolitos (<i>Batholith-associated quartz vein -Korean type</i>)	Chenoan (Korea)	Linglong (China), Charters Towers (Australia); Zeballos, Surf Inlet (BC)	Elevaciones tectónicas con rocas de basamento metamórficas y abundantes batolitos granitoides.	Venas de cuarzo en fallas frágiles a dúctiles.
14	Venas de cuarzo o carbonato en greenstones (<i>Greenstone-hosted quartz-carbonate vein</i>)	Mother Lode- Grass Valley (California)	Mt. Charlotte, Norseman, Victory (Australia)	Greenstone belts; especialmente asociados con zonas de fallas mayores.	Venas de cuarzo y carbonato asociadas con zonas de cizalla.
15	Venas de cuarzo y carbonatos alojadas en secuencias turbidíticas (Tipo Bendigo)	Victoria Goldfields (Australia)	Ashanti (Ghana), Otago (Nueva Zelanda); Camlaren (NWT)	Secuencias turbidíticas deformadas.	Venas de cuarzo y carbonato en pliegues y zonas de cizalla.
16	Venas y diseminación en formaciones de hierro (Tipo Homestake)	Homestake (S. Dakota)	Jardine (Montana), Cuiaba (Brazil), Hill 50 (Australia); Lupin (NWT)	Secuencias mixtas volcánicas, volcaniclásticas y sedimentarias en <i>greenstone belts</i> .	Lentes de sulfuros diseminados a masivos en venas discordantes de cuarzo.

Tabla 6.1. Tipos reconocidos de depósitos de oro y sus principales atributos geológicos. Tomada de Robert et al. 1997.

	Tipo de Deposito	Asociación de alteración	Asociación de metales	Tamaño y leyes	Referencias seleccionadas
1	Paleoplacer	Silicificación y sericitización sobreimpuesta	común Au>Ag; generalmente Au:Ag 10:1	1-100 Mt de mena. 1-10 g/t Au; algunos hasta 1000 tn	Minter (1991)
2	Depósitos submarinos de sulfuros masivos ricos en oro (<i>Submarine gold-rich massive sulphide</i>)	Sericitización y silicificación; común alteración acida aluminosa.	Ag, Au, Cu, metales base; típicamente Ag>Au	1-10 Mt of ore @ 3-10 g/t Au and 1-5% metales base	Poulsen and Hannington (1996)
3	Hot spring	Silicificación, alteración argílica y argílica avanzada; adularia	Au, Ag, Hg,As, Sb, Tl, Ba; localmente W; típicamente Ag>Au; fuerte zonación vertical	Típicamente <30 t Au; up to 20 Mt of ore @ 5 g/t Au	Nelson (1988); Bonham (1989); Berger (1985)
4	Epitermales de adularia- sericita (<i>Adularia-sericite epitermal</i>) o de baja Sulfuración	Sericita- lilita/Sericita- adularia; silicificación y alteración propilitica.	Au, Ag, As, Sb, Hg ± Pb, Zn, Te; Au:Ag = 1:10 to 1:25; zonación vertical	<100 t Au pero algunos >500 t Au; leyes de 2-70 g/t Au	Heald et al. (1987); White and Hedenquist (1995)
5	Epitermales de Alunita Caolinita (<i>Alunite-kaolinite epitermal</i>) o de Alta Sulfuración	Silicificación y alunita. Alteración argílica avanzada, graduando a argílica o propilitica.	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn Pb; Au:Ag 1:2 a 1:10; zonación de metales	10-150 t Au pero hasta 600 t Au; leyes de 1-8 g/t Au, en promedio 4-5 g/t	Arribas (1995); Heald et al. (1987); White and Hedenquist (1995)
6	Depositos tipo porfido de oro.	K- (±Na) alteración silicática; común alteración argílica y argílica avanzada sobreimpuesta. Magnetita hidrotermal.	Au, Cu, Ag ± Bi-Te; Au:Ag>1:1	50-100 t Au, por encima de 400 t; leyes de 0,5-2 g/t Au y <0.8% Cu	Sillitoe (1991)
7	Breccia pipe	Sericita- carbonato; variable silicificación	Au, Ag, Pb, Cu, Zn; Au:Ag <1:1	6-60 Mt de mena; 1-2 g/t Au; algunos por encima de 100 t Au	Sillitoe (1991)
8	Skarn	Asociaciones minerales de progrado; común alteración retrograda.	Au, Ag, As, Bi, Te; Au:Ag variable	1-10 Mt of ore; 3-10 g/t Au, <1% metales base; <100 t Au	Meinert (1989)
9	Mantos de reemplazo en carbonatos (<i>Carbonate replacement</i>)	Silicificación de carbonatos, sericitización de las rocas clásticas.	Au, Ag, As, Bi, Hg ± Pb, Cu, Zn; típicamente Au<Ag	Típicamente <3 Mt of ore; 5-20 g/t Au y 1-5% metales base; por encima de 65 t Au.	Sillitoe (1991)
10	Oro microscópico alojado en rocas sedimentarias (<i>Sediment-hosted micron gold - Carlin-type</i>)	Decalcificación y Silicificación de las rocas carbonáticas.	Au, Ag, As, Sb, Hg; típicamente Au<Ag	1-10 Mt of ore @ 1-10 g/t Au; algunos por encima de 500 t Au.	Berger and Bagby (1991)
11	Stockwork o diseminado en rocas no carbonáticas (<i>Non-carbonate stockwork disseminated</i>)	Metasomatismo potásico (feldesato potásico, roscoelita, biotita) o albita acompañada de carbonato.	Cu, As, Bi, Te ± W, F, B	1-20 Mt of ore @ 2-5 g/t Au; algunos mayor que 500 t Au.	Sillitoe (1991)
12	Venas de sulfuros ricas en oro y cobre (<i>Au-Cu sulphide-rich vein</i>)	Sericitización y cloritización.	Au, Ag, Cu ± Pb, Zn; típicamente Au<Ag	La mayoría <5 Mt de mena entre 3-15 g/t Au; algunos >100 t Au	Fyles (1984)
13	Venas de cuarzo asociadas a Batolitos (<i>Batholith-associated quartz vein -Korean type</i>)	Sericitización y cloritización.	Au, Ag ± Cu, Pb, Zn; Au:Ag variable	1-10 Mt de mena; 1-10 g/t Au	Shelton et al. (1988)
14	Venas de cuarzo o carbonato en greenstones (<i>Greenstone-hosted quartz-carbonate vein</i>)	Carbonatación y sericitización	Au, Ag, W, B ± As, Mo; Au:Ag = 5:1 a 10:1; sin zonación vertical	1-10 Mt de mena; 5-10 g/t Au; en su mayoría 25-100 t Au, pero muchos >250 t Au	Knopf (1929)
15	Venas de cuarzo y carbonatos alojadas en secuencias turbidíticas (Tipo Bendigo)	Menor sericitización y silicificación.	Au, Ag, As ± W; Au:Ag = 5:1 a 10:1	En su mayoría <5 Mt; 6-15 g/t Au; algunos >500 t Au	Boyle (1986); Cox et al. (1991)
16	Venas y diseminación en formaciones de hierro. (Tipo Homestake)	Sulfuración de facies de hierro preexistentes; alteración con clorita y carbonato.	Au, Ag, As; Au:Ag = 5:1 a 10:1	1-10 Mt de mena; 3-20 g/t Au; algunos >500 t Au	Caddy et al. (1991)

Tabla 6.1 (Continuación). Tipos reconocidos de depósitos de oro y sus principales atributos geológicos (continuación). Tomada de Robert et al. 1997.

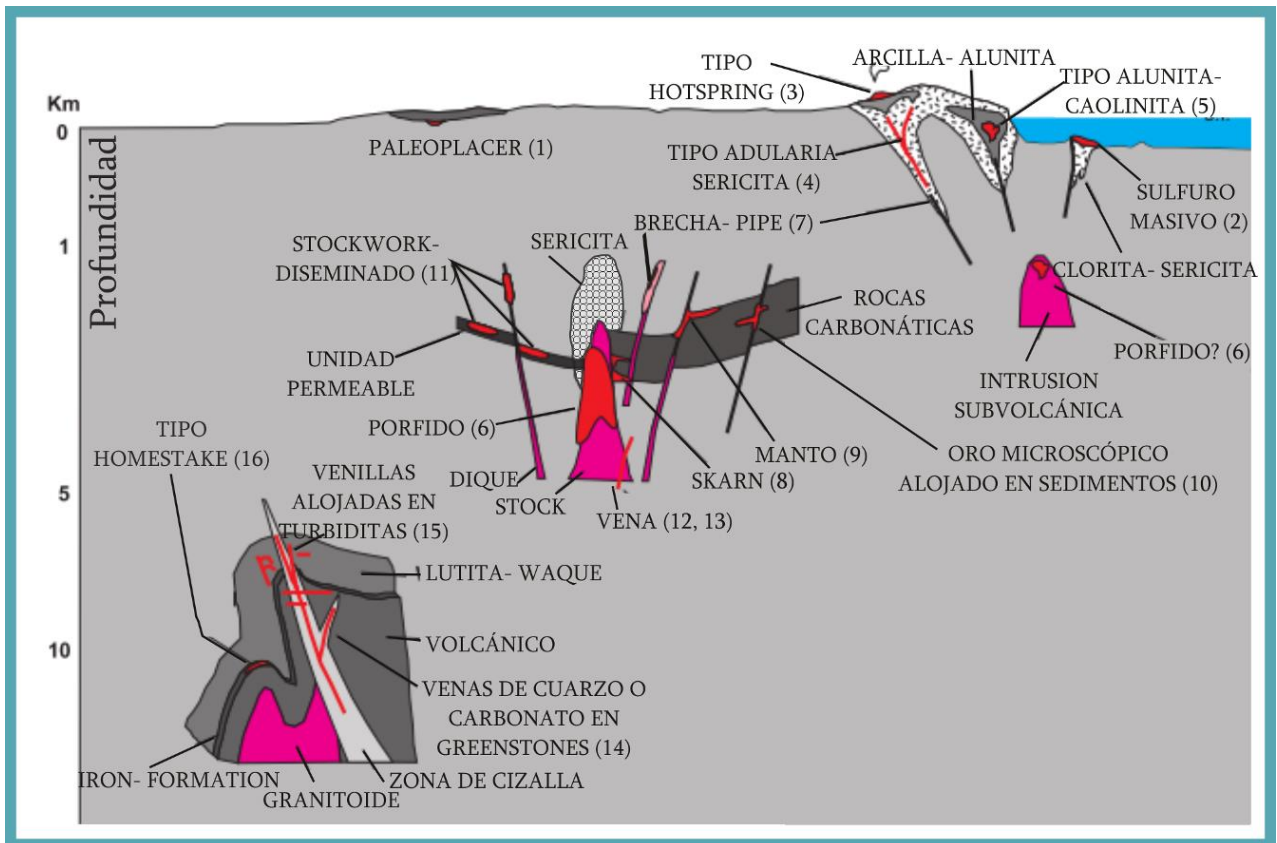


Figura 6.6 Representación esquemática de los niveles corticales de formación inferidos para los diferentes tipos de depósitos de oro conocidos. La escala de profundidad es aproximada y logarítmica. Los números utilizados en la figura coinciden con los utilizados en la tabla 1. Tomada de Robert et al 1997

La mayor parte de los depósitos de oro tienen al menos un ejemplo conocido de clase mundial que contiene más de 100 toneladas de oro (Tabla 6.1) y, en algunos casos, dan sus nombres a todo un tipo de depósitos (por ejemplo los de tipo Carlin o de tipo Homestake).

Phillips y Powell (2009) notaron que los fluidos mineralizantes que forman los depósitos de oro tienen muchas características en común incluyendo baja salinidad, elevado CO_2 , alta relación Au/Ag, alta relación Au/metales base, elevados As-Sb, temperaturas entre 200° y 400° C y falta de una zonación de alteración consistente. La depositación de Au en general, está relacionada a eventos termales regionales.

Dentro de los depósitos hidrotermales de oro, son un ejemplo de clase mundial los depósitos tipo Carlin. Estos fueron clasificados por Lindgren (1913) como una sub-categoría de los depósitos mesotermales, en los cuales los jasperoides reemplazaban las calizas (por ejemplo Black Hills, South Dakota; Mercur; Utah).

Lindgren notó que algunos ejemplos de este tipo de depósito eran conocidos fuera de la cordillera oeste de USA y discriminó entre Carlin- Type (Mercur) y los Carlin- Like (Black hills). Joralemon (1951) publicó una descripción de los depósitos tipo Carlin en la mina Getchell en el centro norte de Nevada, y notó las texturas de relleno de espacios abiertos y las similitudes con la geoquímica de los hot

springs activos. De este periodo es también común incluir a los depósitos tipo Carlin entre los epitermales en lugar de los mesotermiales.

Weed y Pisson (1898) describen el distrito Judith Mountain, Montana, donde las calizas son intruídas por rocas ígneas alcalinas y son reemplazadas por sílice a la que se asocia oro y fluorita. Lindgren (1913) observó que la silicificación de Black hills reemplaza dolomita, un rasgo textural común en los jasperoides de los depósitos tipo Carlin. En Kendall mine, Montana las rocas alcalinas están relacionadas a los depósitos tipo Carlin, con bajas concentraciones de metales base y anomalías regionales de arsénico, antimonio y mercurio (Giles 1983).

Por analogía con los *hotsprings* modernos, Joralemon (1951) interpretó al depósito Getchell en Nevada, como formado cerca de la superficie, basándose en la ocurrencia de texturas de huecos (vugs) y brechas y la presencia de oro en asociación con rejalgar, oropimente, stibnita y cinabrio. Hausen (1967) interpretó la silicificación de la mina de oro Carlin en Nevada, como un sinter silíceo superficial depositado en torno a una chimenea de *hotspring* y con asociaciones de elementos trazas similares a las de los *hotsprings* de Steamboat en Nevada.

Bagby and Berger (1985) aceptaron la clasificación de epitermal para los depósitos tipo Carlin, pero los incluyeron en una clase particular junto a un amplio rango de depósitos de reemplazo de oro y plata denominada “depósitos de metales preciosos diseminados alojados en sedimentos” (*sediment-hosted, disseminated precious-metal deposits*). En contraste, Sawkins (1984) asoció a los depósitos tipo Carlin con los distales de baja temperatura equivalentes a los skarns de oro y basó esta interpretación en la asociación con rocas ígneas, con fallas de alto ángulo que contralan el flujo de fluidos hidrotermales, así como con la presencia de rocas carbonáticas reactivas.

Recientes investigaciones en Carlin y otros depósitos de tipo Carlin han proporcionado nuevas ideas respecto de su génesis. Es claro ahora que, como Lindgren (1913) sospechó, muchos de estos depósitos (e.g. Carlin, Getchell y Jerritt Canyon en Nevada) fueron formados a considerables profundidades (hasta 1 km), similares a las profundidades de formación de muchos depósitos epitermales relacionados a rocas volcánicas (e.g. Bodie y McLaughlin, California y Comstock Lode y Tonopah, Nevada). Además, hay otros atributos que indican un ambiente de depositación diferente al de muchos depósitos epitermales incluyendo la considerable continuidad vertical de las asociaciones minerales sin zonación aparente y en muchos distritos, la asociación espacial y temporal de la mineralización de oro con complejos graníticos intrusivos que forman skarns de tungsteno y molibdeno (e.g. Getchell, Gold Acres y White Capas, Northumberland). Los depósitos de oro diseminado, alojados en rocas sedimentarias (*sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits*) también conocidos como **depósitos tipo Carlin** (*Carlin-type deposits*, Arehart 1996) o depósitos de Au microscópico alojado en sedimentos (*Sediment-hosted micron gold*, Robert et al. 1997) se presentan en secuencias carbonáticas de márgenes pasivos y en general se encuentran asociados espacial y temporalmente a magmatismo calcoalcalino (Cline et al., 2005). El control estructural tiene un papel destacado, siendo favorable un

régimen compresivo que pasa a extensivo (Kesler et al., 2005). En muchos distritos de Nevada, los depósitos tipo Carlin se encuentran alineados sobre sistemas de fallas principales (Cline et al., 2005). Un ejemplo de esto, sería el distrito *Gold Bar* en Nevada, donde la importancia de las estructuras terciarias heredadas se muestra dentro del depósito *Gold Canyon*, y en una escala regional, en el alineamiento que siguen los yacimientos satélites. Las debilidades estructurales preexistentes en este sector, permitieron el desarrollo de fallas de alto ángulo noroeste y noreste que centraron el flujo de fluidos hidrotermales. Por lo tanto, la exploración se centra en ambas fallas de alto ángulo del Terciario y en estructuras de acortamiento del Paleozoico o Mesozoico que han sido reactivadas por fallas normales del Terciario (Yigit et al., 2003). Las principales características respecto de los fluidos hidrotermales formadores de depósitos tipo Carlin son las bajas salinidades (~2–3 wt% NaCl equivalente), el elevado contenido de CO₂ (<4 mol %) y el bajo contenido de CH₄ (<0.4 mol %) y H₂S (10⁻¹–10⁻² m) pero suficiente como para transportar el Au y otros metales como complejos bisulfurados (Hofstra y Cline 2000; Cline y Hofstra 2000; Lubben 2004). Sus temperaturas de formación varían entre 180° y 240°C (Cline et al., 2005) aunque en algunos casos pueden alcanzar los 450°C (Phillips y Powell 2009). En general presentan alta relación Au/Ag y Au/metales base así como elevados contenidos de Sb, Hg y Tl, que a menudo son utilizados como guías de exploración (Arehart, 1996). La alteración no presenta una zonación consistente y la depositación del Au está relacionada con eventos termales regionales (Cline et al., 2005).

Aunque el estudio sobre los depósitos tipo Carlin se encuentra muy avanzado, especialmente en el distrito Carlin de Nevada, no se ha desarrollado un modelo de formación que satisfaga por completo todas las características de los mismos. Es así que numerosos modelos intentan explicar la formación de este tipo de depósitos, así como su vinculación con otros. A continuación se describen los modelos más aceptados.

Modelo de aguas meteóricas. Los datos isotópicos son consistentes con este modelo, y es evidente la circulación de agua meteórica sin-extensional en los núcleos de los complejos metamórficos a profundidades entre 10 y 15 km (Fricke et al., 1992; Lee et al., 1984). Este modelo sin embargo, no tiene en cuenta la presencia de agua profunda de una fuente magmática o metamórfica.

Modelo de intrusión epizonal. Los modelos que relacionan depósitos tipo Carlin con plutones epizontales sugieren que estos son los equivalentes sedimentarios de los depósitos tipo “volcanic-hosted” (Cunningham et al., 2004). Este modelo es considerado como viable debido a que en algunos distritos los depósitos tipo Carlin están espacialmente asociados con diques de edades similares a la de la mineralización (Ressel y Henry 2006). La relación genética entre los depósitos tipo Carlin y los pórfidos relacionados a intrusiones epizontales (*epizonal porphyry-type intrusión*) requiere un componente significativo de flujo lateral de fluidos mineralizantes, lo cual daría como resultado zonación en la

alteración y la mineralización. Esto último, no es consistente con lo que ocurre en los distritos Carlin de Nevada, donde no se han reconocido patrones de zonación.

Modelo de una fuente mineralizante profunda. Los modelos que involucran fuentes magmáticas profundas o metamórficas como origen de los fluidos mineralizantes están avalados por datos isotópicos de algunos depósitos. El modelo de un fluido metamórfico requiere devolatilización de las rocas sedimentarias por metamorfismo de progrado para generar agua y formar fluidos mineralizantes, con descargas focalizadas a lo largo de zonas de fallas corticales a profundidades epizonales durante episodios de extensión. Este modelo es atractivo porque explica la asociación espacial de los depósitos tipo Carlin y las estructuras de escala cortical a lo largo de márgenes continentales antiguos. Este modelo es consistente con las reconstrucciones geológicas y los datos de trazas de fisión en apatitos, indicando que gran parte de los depósitos están localizados en regiones de altos paleogeográficos y están asociados con anomalías térmicas (Cline et al., 2005).

6.4. Trabajos citados en este capítulo

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas, La Plata.
- Arehart, G.B., 1996. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits : a review. *Ore Geol. Rev.* 11, 383–403.
- Bruno, N.E., 2005. Metalogénesis aurífera en rocas carbonáticas, Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
- Bruno, N.E., 2004. Mineralized dissolution/collapse breccias in the Gualcamayo Mining District, San Juan province, Argentina., in: *Actas Del 7º Congreso de Mineralogía Y Metalogenia*. Río Cuarto, pp. 149–154.
- Cline, J.S., Hofstra, A., 2000. Ore fluid evolution at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, USA. *Eur. J. Mineral.* 12, 195–212.
- Cline, J.S., Hofstra, A.H., Muntean, J.L., Tosdal, R.M., Hickey, K.A., 2005. Carlin- Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models. *Soc. Econ. Geol.* 100th Aniv, 451–484.
- Cunningham, K.J., Carlson, J.I., Hurley, N.F., 2004. New method for quantification of vuggy porosity from digital optical borehole images as applied to the karstic Pleistocene limestone of the Biscayne aquifer, southeastern Florida. *J. Appl. Geophys.* 55, 77–90. doi:10.1016/j.jappgeo.2003.06.006
- Fricke, H.C., Wickham, S.M., O'Neil, J.R., 1992. Oxygen and hydrogen isotope evidence for meteoric water infiltration during mylonitización and uplift in the Ruby Mountains- East Humboldt Range core complex, Nevada. *Contrib. To Mineral. Petrol.* 111, 203–221.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b-Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería 92., Buenos Aires.
- Hödgsen, G.M., 1993. *Economics and evolution: Bringing life back into economics*. Cambridge Polity Press, Michigan.
- Hofstra, A.H., Cline, J.S., 2000. Characteristics and models for Carlintype gold deposits. *Rev. Econ. Geol.* 13, 163–220.
- Kerrick, R., Cassidy, K.F., 1991. Temporal Relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation- Archean to present: A review. *Ore Geol. Rev.* 9, 263– 310.
- Kesler, S.E., Riciputi, L.C., Ye, Z., 2005. Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: isotopic composition of sulfur in the Betze-Post-Screamer Deposit, Nevada, USA. *Miner. Depos.* 40, 127–136. doi:10.1007/s00126-005-0477-9
- Lee, D.F., Friedman, L., Gleason, J.D., 1984. Modification of deltaD values in eastern Nevada granitoid rocks

- spatially related to thrusting. Contributions to Miner. ogy Petrol. 88, 288– 298.
- Logan, A.V., 1999. Distritos auríferos de Gualilán y Gualcamayo, San Juan., in: Recursos Minerales de La República Argentina. pp. 1525– 1534.
- Lubben, J., 2004. Quartz as clues to paragenesis and fluid properties at the Betze-Post deposit, northern Carlin trend, Nevada. University of Nevada.
- Phillips, G.N., Powell, R., 2009a. Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. Earth-Science Rev. 94, 1–21. doi:10.1016/j.earscirev.2009.02.002
- Phillips, G.N., Powell, R., 2009b. Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. Earth-Science Rev. 94, 1–21. doi:10.1016/j.earscirev.2009.02.002
- Ressel, M.W., Henry, C.D., 2006. Igneous geology of the Carlin trend, Nevada: Development of the Eocene plutonic complex and significance for Carlin-type gold deposits. Econ. Geol. 101, 347–383. doi:10.2113/gsecongeo.101.2.347
- Robert, F., Poulsen, K.H., Dubé, B., 1997a. Gold Deposits and Their Geological Classification, in: Gubins, A.G. (Ed.), Actas Del 40^o International Conference on Mineral Exploration. pp. 209–220.
- Robert, F., Poulsen, K.H., Dubé, B., 1997b. Gold Deposits and Their Geological Classification, in: Gubins, A.G. (Ed.), Actas de 40^o International Conference on Mineral Exploration. pp. 209–220.
- Sillitoe, R.H., 1991. Intrusion- related gold deposits, in: Foster, R.P. (Ed.), Gold Metallogeny and Exploration. Glasgow, pp. 165– 209.
- Soechting, W., Paredes, J., Riveros, S., Cuadra, I., Quiroga, D., 2009. El Cuerpo mineralizado de “Quebrada del Diablo Lower West” Gualcamayo. San Juan., in: Actas Del 9^o Congreso de Geología Económica. Catamarca, pp. 79–83.
- Verdenelli, V., 1976. Estudio geológico económico del distrito plumbo- argentífero-zincífero y oro Gualcamayo. Servicio Geológico Minero. Informe inédito.
- Yigit, O.Z., Nelson, E.P., Hitzman, M.W., Hofstra, A.H., 2003. Structural Controls on Carlin-Type Gold Mineralization in the Gold Bar District , Eureka County , Nevada. Econ. Geol. 98, 1173–1188.

Capítulo 7.

Estructura del área y control estructural de la mineralización.

Contenido

- 7.1. Introducción
- 7.2. Estructura de las fajas corridas y plegadas
- 7.3. Estructura del área
 - 7.3.1. Frente de corrimiento
 - 7.3.2. Principales estructuras con orientación NO- SE
 - 7.3.2.1. Falla de Tamberías
 - 7.3.2.2. Falla Montosa
 - 7.3.2.3. Quebrada del Diablo
- 7.4. Las brechas mineralizadas
 - 7.4.1. Constituyentes
 - 7.4.2. Clasificación
 - 7.4.2.1. Brechas tipo I o calcáreas
 - 7.4.2.2. Brechas tipo II o no calcáreas
 - 7.4.3. Origen Propuesto
- 7.5. Modelado: La forma del cuerpo mineralizado: extensión de las brechas tectónicas.
- 7.6. Consideraciones finales
- 7.7. Trabajos citados en este Capítulo

Capítulo 7. Estructura del área y control estructural de la mineralización.

7.1. Introducción

La mineralización de oro en Quebrada del Diablo Lower West, así como en otros cuerpos del distrito minero Gualcamayo, se encuentra principalmente en brechas tectónicas (D'Annunzio y Rubinstein 2013; D'Annunzio et al. 2014) o asociada a diversas estructuras, por lo que se considera indispensable conocer la estructuración regional y del área que dio origen a las mismas. Definir el comportamiento de las estructuras en superficie y correlacionarlo con lo que sucede en profundidad puede servir para predecir y ubicar zonas favorables estructuralmente, por lo que se convierten en una importante guía de exploración.

El distrito minero Gualcamayo, está ubicado en la Precordillera Central sanjuanina. La Precordillera es una faja plegada y corrida antitética de piel fina, con estructuras de vergencia oriental (Braccini, 1946). La Precordillera fue sometida a una deformación por compresión desde el Mioceno temprano (ciclo Andino), producto de la subducción de bajo ángulo de la placa de Nazca por debajo de la sudamericana. Las primeras interpretaciones sobre la estructura precordillerana fueron propuestas a principios de este siglo por Bodenbender (1902) y Stappenbeck (1910) quienes diseñaron modelos de plegamiento que explicaban las sucesivas repeticiones estratigráficas observables en cortes este-oeste como resultado del desarrollo de pliegues volcados con o sin corrimientos asociados. Braccini (1946 y 1950) introduce el concepto, de estructuras de fallamiento dominante y acompañadas por pliegues que dan lugar al modelo actual de bloques imbricados. Baldis y Chebli (1969) realizan las primeras interpretaciones sobre la estructura profunda del área central de la Precordillera, indicando que los corrimientos se resuelven en un único plano de muy bajo ángulo ubicado en la caliza llanvirniana y que aumenta rápidamente su valor de inclinación hacia la superficie. Además, los perfiles construidos por estos autores ilustran como decrece hacia el sur el ancho de la faja de corrimientos, la cual desaparece al sur del extremo austral del cerro Pedernal.

Figuroa y Ferraris (1989) establecen la existencia de una zona triangular ubicada entre la sierra de Pedernal y el río de las Peñas y que podría extenderse hacia el norte en el margen occidental de las sierras Chica de Zonda y de Villicum. Hacia el sur, en cambio, los corrimientos van perdiendo rechazo.

Allmendinger et al. (1990) calculan un valor de acortamiento de 70 %; para la Precordillera a la latitud de 30°S y sugieren que el plano de despegue estaría situado dentro de la secuencia cambro-ordovícica y atribuyen el principal modo de plegamiento como de propagación de falla, existiendo la posibilidad de registrarse variaciones en la magnitud del desplazamiento a lo largo del plano de corrimiento.

Comínguez y Ramos (1991) mediante el análisis de secciones sísmicas profundas mencionan que la manifestación de actividad sísmica por debajo de la sierra de Zonda a profundidades de hasta 40 km (Smalley, 1988) podría estar controlada por un sistema de corrimiento que involucrase al basamento precámbrico precordillerano. von Gosen (1992) confecciona un perfil estructural interpretativo de la Precordillera a lo largo del curso del río San Juan y obtiene un valor de acortamiento de 50 %. Además, muestra estructuras de hemi-graben en la sección restaurada en cuyos márgenes los depósitos carboníferos poseen diferentes espesores.

Zapata y Allmendinger (1996) indican la presencia de una zona triangular de piel gruesa desarrollada en el frente orogénico de la Precordillera Central y definen las características estructurales del extremo norte del mismo, entre los 30° y 31° de latitud sur. Ramos (1997) reconstruye la migración del frente orogénico de la Precordillera mediante el análisis de los depósitos sinorogénicos situados en el cerro Salinas, al oeste y sur del río del Agua y al este del cerro Punta del Cerro.

En este capítulo se realiza la descripción de la estructura del área en relación con los procesos tectónicos vinculados a la formación de una faja plegada y corrida. Además, a partir de las clasificaciones vigentes para la determinación de procesos incumbidos en la formación de brechas, se realiza la descripción petrográfica de las mismas y su clasificación. Finalmente, se relacionará la forma del cuerpo mineralizado con la estructura del área, a partir de la vasta información de subsuelo disponible.

7.2. Estructura de las fajas corridas y plegadas

Antes de comenzar a definir y a analizar en detalle las secciones estructurales que serán presentadas en este capítulo, es necesario plantear algunos conceptos elementales acerca de los mecanismos actuantes en el desarrollo de las fajas corridas y plegadas, del modo en que el basamento se ve involucrado en la deformación y de la importancia de la información de subsuelo para resolver la geometría en profundidad de las estructuras mayores y su conexión al nivel de despegue principal.

Las fajas corridas y plegadas (*fold and thrust belts*) son zonas donde las rocas sufren acortamientos tectónicos horizontales de la corteza superior. En ellas se forma una distintiva

asociación de estructuras, fundamentalmente corrimientos, pliegues y estructuras menores asociadas. Butler (1987), Boyer y Elliott (1982), McClay (1992) entre otros, han nombrado varias de las estructuras que se presentan en las fajas corridas y plegadas entre las que se encuentran: los corrimientos definidos como fallas contraccionales de bajo ángulo, los llanos que son esas porciones del corrimiento que se mantienen paralela a los planos de estratificación o el caso contrario de las rampas, que son el segmento del corrimiento que atraviesa alguna secuencia de estratos. Cuando en un orógeno, existen varios corrimientos o rampas es posible hablar de sistemas de corrimientos y en ese caso de acuerdo al ordenamiento relativo de formación de las fallas sucesivas se postulan dos modelos. Uno de ellos es el estilo de propagación tipo "*foreland propagation*", que es el sentido en el cual las fallas más jóvenes se forman en dirección hacia el antepaís, es decir en el bloque de piso respecto al corrimiento anterior. Es el estilo normalmente observado en las fajas corridas y plegadas. El otro estilo de propagación es el tipo retrógrado u "*overstep*", en el cual las estructuras más jóvenes se originan sucesivamente en dirección al retropaís y por lo tanto ocurren en el bloque de techo de las fallas previas. Estructuras tales como fallas imbricadas, sistemas de dúplex, son más comúnmente desarrolladas en las fajas corridas y plegadas, así como también todos los tipos de pliegues asociados a fallas.

En planta, una faja corrida y plegada consiste de un conjunto de corrimientos y pliegues, más o menos paralelos unos a otros, que se extienden por varios kilómetros. El área cratónica en el frente de estos corrimientos hacia el cual avanzan las estructuras se denomina antepaís mientras que la región que se encuentra detrás es la zona interna del orógeno o retropaís. En una sección transversal, las fajas corridas y plegadas se caracterizan por mostrar un set de corrimientos que presentan, generalmente, la misma orientación y vergencia, y se unen en un despegue basal en profundidad.

De acuerdo a su estilo estructural o niveles estructurales involucrados se han definido dos tipos de fajas corridas y plegadas (Rodgers, 1971): de piel gruesa y de piel fina. En el primer tipo el basamento participa en la deformación y las fallas penetran dentro de la corteza superior (Marshak y Woodward 1988). En el segundo de los casos, la deformación se desarrolla sobre un nivel de despegue superior, el cual generalmente se encuentra asociado a diferencias en la competencia de las rocas, como la que se observa en la interface entre la cobertura sedimentaria y las rocas del basamento cristalino o bien a lo largo de capas incompetentes dentro de la secuencia sedimentaria (comúnmente evaporitas y/o pelitas sobrepresurizadas).

Un mecanismo importante en el desarrollo de las fajas corridas y plegadas es el modelo de la cuña crítica de Coulomb (Davis et al., 1984). El material deformado en las fajas corridas y plegadas presenta una forma de cuña y un límite basal subhorizontal, ligeramente inclinado hacia el interior del orógeno, por debajo del cual las rocas presentan poca deformación (Chapple, 1978). Las rocas

situadas por encima de este nivel sometidas a una intensa compresión horizontal, son deformadas mediante corrimientos y pliegues que originan la cuña orogénica (Chapple, 1978).

7.3. Estructura del área

La Precordillera, fue sometida a una deformación por compresión desde el Mioceno temprano, originando un sistema de faja corrida y plegada antitética de piel fina, con estructuras que se caracterizan por su vergencia oriental (Braccini 1946, 1950; Rolleri 1969). Dentro del distrito las fallas que integran el sistema de corrimiento son observadas en el frente orogénico de las Sierras de la Batea y Alaya (Figura 7.1).

La principal orientación de las grandes estructuras del área es N- S y está relacionada a los frentes de corrimiento de las Sierras de la Batea y Alaya. A escala de distrito son importantes las estructuras NO- SE como la falla Tamberías y Quebrada del Diablo y las estructuras de rumbo NE- SE (Figura 7.1).

La tectónica compresiva, se encuentra representada por numerosos anticlinales y sinclinales con ejes de rumbo meridional en la zona norte del proyecto, aunque localmente presentan ejes de rumbo de carácter NE- SO. Se reconocen además estructuras homoclinales con buzamiento al SO (Perez Ferreira, 2008)

7.3.1. Frente de corrimiento

El frente de corrimiento en el distrito, está representado por la Sierra de Alaya y de la Batea. Son notables los frentes de avance, reflejándose en las curvaturas de los cordones serranos. En esta área se observan las rocas cambro-ordovícicas sobreponiéndose tectónicamente a unidades terciarias. El contacto entre ambas unidades es a través de una falla inversa con el labio hundido al este y con el plano de falla inclinando al oeste (Perez Ferreira, 2008). Las calizas poseen en general un rumbo meridional. En las cercanías a la falla de Tamberías el rumbo se ve afectado por dicha estructura. Esta falla limita la sierra de Alaya al Norte y la Sierra de la Batea al Sur. En el sector sur de la sierra de la sierra de Alaya, las calizas tienen un rumbo de 30° y un buzamiento de 54° al oeste; un poco más al Norte el rumbo vuelve a ser meridional (Figura 7.2 a).

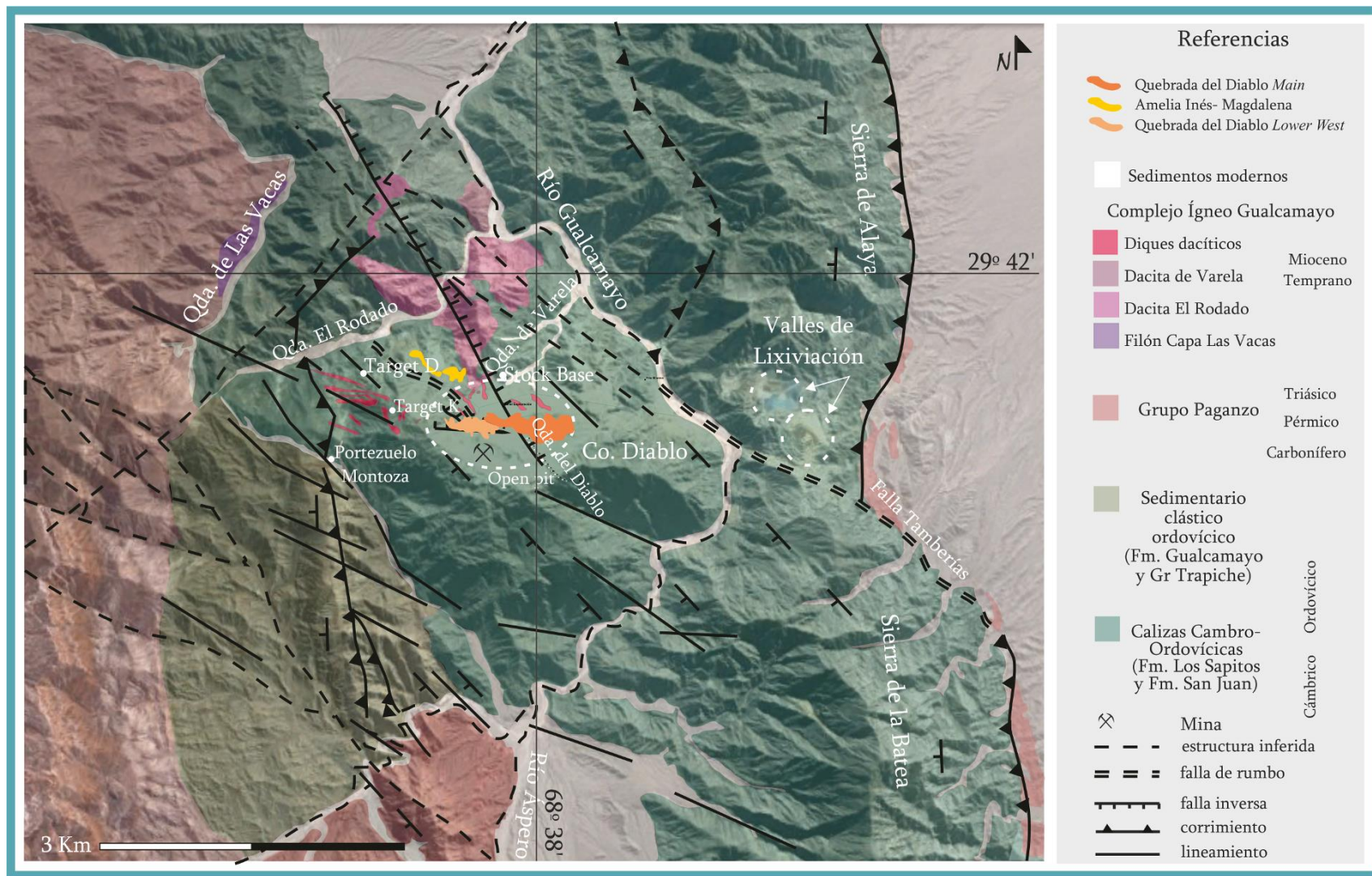


Figura 7.1. Mapa mostrando las unidades geológicas y las estructuras aflorantes e inferidas del área de estudio (tomadas del archivo de MASA -minas Argentinas SA-Yamana Gold-)

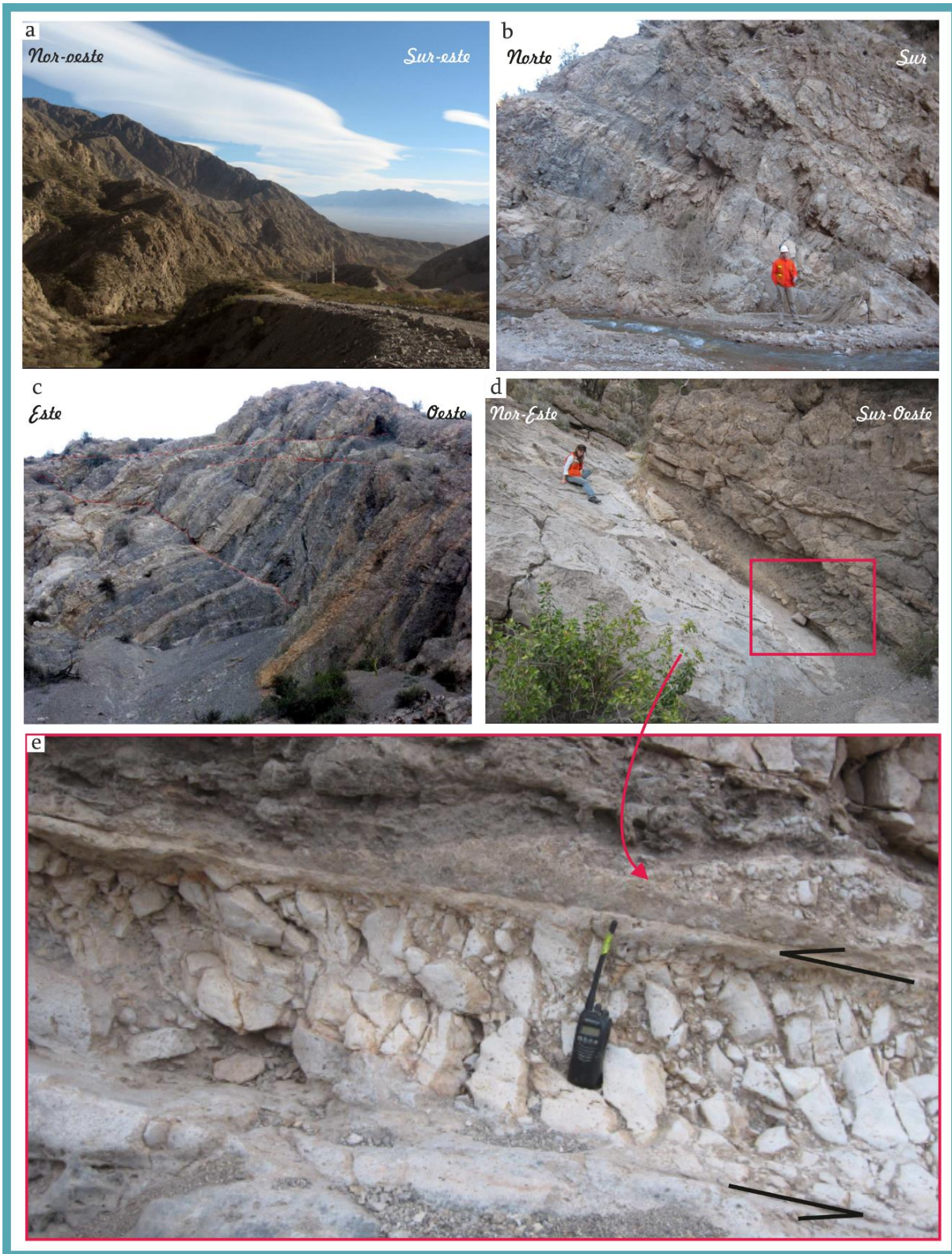


Figura 7.2 a) Vista al N- NE, frente orogénico en las cercanías de portezuelo Tamberías, se observan las rocas cambro- ordovícicas que buzcan al NO. b) Fotografía tomada sobre el margen Este del Río Gualcamayo, donde se observan los estratos calcáreos con rumbo 100° y buzamiento de 50° al Suroeste. c) Vista al Sur en la zona del frente orogénico de la sierra de Alaya, donde se observa el flanco de pliegue que puede haber sido generado por flexión en falla (Tomada de Perez Ferreira 2008). d) Vista al SE, mostrando las deflexiones que muestra la falla a lo largo del rumbo ($3^{\circ}/30^{\circ}$ SW). e) Fotografía de detalle de la Figura d) donde se muestra el desarrollo de la brecha tectónica generada por el corrimiento del frente montañoso mencionado; se observa claramente los clastos orientados indicando el sentido del cizallamiento mostrado con las flechas (modificada de Perez Ferreira 2008).

Sobre la margen Este del río Gualcamayo, aproximadamente a 2 km al Sur de la Falla Tamberías, se observan los estratos calcáreos con rumbo prácticamente E-O ($280^{\circ}/50$ SO; Figura 7.2 b) En la Figura 7.2.c, se observa el flanco del pliegue en un corte este oeste.

El mismo podría corresponder a un pliegue por flexión en falla, debido al buzamiento de los estratos que lo componen. En este sector, pudo observar el desarrollo de brechas tectónicas sobre el plano de falla (Figura 7.2.d y e). Como puede observarse la brecha permite definir el sentido de cizallamiento, debido a que sus clastos se encuentran orientados (Figura 7.2.e).

7.3.2. Principales estructuras con orientación NO- SE.

7.3.2.1. Falla de Tamberías

La falla de Tamberías es una estructura que presenta desplazamiento de rumbo de carácter sinistral. Paralela a esta y hacia el oeste se observa un corredor de igual rumbo que continúa hacia la zona de Quebrada las Vacas.

La falla, presenta estructuras locales con dirección E-O y variaciones de rumbo O-NO (Figura 7.3 a). Sobre Quebrada Rodado se encuentran dos de las estructuras pertenecientes al corredor mencionado (paralelo a la falla de Tamberías). En la primera de ellas ($310^{\circ}/87^{\circ}$ SW), se observa un dique de composición dacítica que se ha emplazado por la zona de debilidad que genera la estructura (Figura 7.3 b y c). A unos 60 m más al oeste se encuentra la segunda estructura ($320^{\circ}/87^{\circ}$ SW; Figura 7.3 d). Hacia el Norte en la zona de quebrada de Las Vacas, tanto la falla de Tamberías como las paralelas a ella se ven cortadas por un gran lineamiento regional de dirección NE- SO. En esta zona se observan sectores con oxidación (Figura 7.4) en los que se detectaron anomalías de Au (Perez Ferreira, 2008). Las anomalías de Au relacionadas a las zonas de falla, son evidencia de que las fallas, constituyeron canales por donde han circulado fluidos.

7.3.2.2. Falla Montosa

La falla Montosa, presenta un rumbo predominante de 340° y buzamiento variable a lo largo de él. En sector de portezuelo Montosa presenta un buzamiento de 72° al oeste, mientras que hacia el norte el buzamiento se incrementa a 78° con un rumbo de 355° . Esta estructura pone a las calizas de la Fm. San Juan por encima del Grupo Trapiche, así como a la Fm. Gualcamayo por encima de las calizas. Esta unidad predominantemente pelítica, tiene afloramientos saltuarios y suele presentarse en contacto por falla por encima de la Fm. San Juan (ver Capítulo 4: *Estratigrafía del área*). En el portezuelo Montosa, algunos autores asignan la secuencia pelítica mencionada a la Fm. Trapiche, tope del Gr. Trapiche (Perez Ferreira, 2008). En portezuelo Montosa el contacto entre las calizas

cambró- ordovícicas y la Fm. Gualcamayo, se presenta como una zona de brechamiento tectónico y de marcada oxidación. En otros sectores de la estructura, se observan importantes zonas de brechamiento tectónico entre las calizas cambró-ordocícicas y el Gr. Trapiche (Figura 7.4 a). Las calizas poseen menor ángulo de inclinación que la falla y como es de esperarse la deformación aumenta a medida que nos aproximamos a la estructura. Este aumento de la deformación esta evidenciado por pliegues cerrados con fallas en las charnelas y mayor densidad de diaclasas.

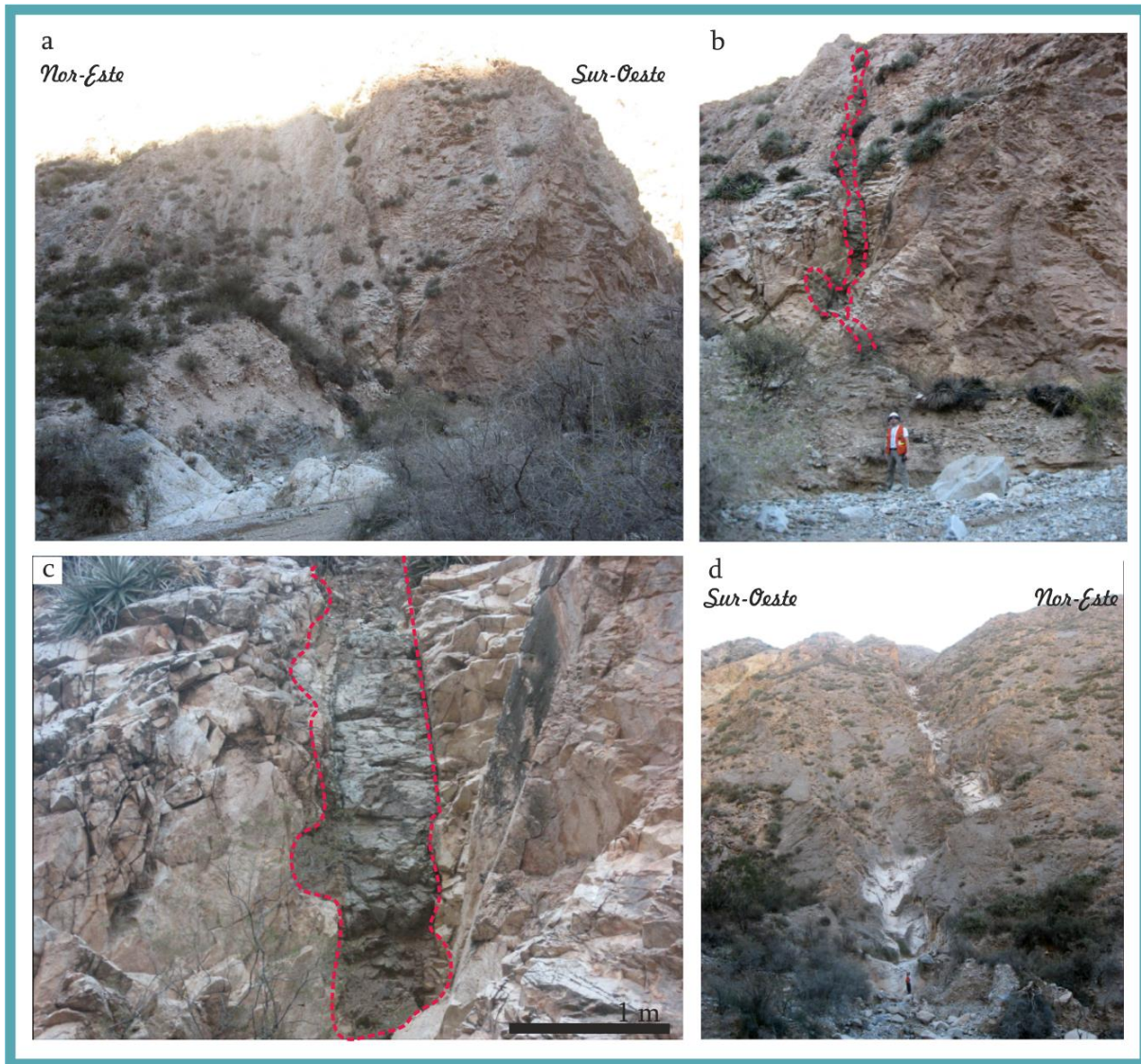


Figura 7.3. Falla Tamberías. a) Vista al SE sobre Quebrada El Rodado, donde se observa la estructura que corresponde a un corredor que continúa hacia quebrada Las Vacas. b) Acercamiento a la zona de falla donde se observa la intrusión del dique dacítico. c) Detalle del dique dacítico. d) Vista hacia el Nor-Oeste sobre Quebrada Rodado, corresponde a la continuación de la estructura de las figuras anteriores.

Las rocas carbonáticas presentan variados ángulos de inclinación a lo largo de la quebrada Montosa y de la quebrada El Rodado. En la zona de Portezuelo Montosa se observan muy

deformadas (232º/56º NO; Figura 7.5 b;), mientras que hacia el norte, en la zona de la quebrada El Rodado, presentan moderada deformación evidenciada por pliegues más abiertos y menor densidad de diaclasas (Figura 7.5 c; 230º/52º a 61º NO). El ángulo de buzamiento de las secuencias calcáreas disminuye hacia el sur (Perez Ferreira 2008).

En la quebrada Montosa y en las cercanías del Río Gualcamayo las calizas exhiben baja deformación relativa (205º/45º NO). Prácticamente no se observan pliegues y las diaclasas presentan menor densidad (Figura 7.5 d). La inclinación de las calizas disminuye hacia el oeste y tienden a horizontalizarse, reflejando el carácter lístrico de la falla (Perez Ferreira 2008).

El Grupo Trapiche en la zona de Portezuelo Montosa, presenta buzamiento de alto ángulo con promedios de 74º al oeste y rumbo de 330º, exhibiendo variaciones de rumbo a lo largo de la falla.

El corrimiento Montosa, se encuentra truncado por una estructura importante con orientación NO- SE, en la zona donde converge la Qda. de la Corridita y la Qda. Amarilla. La misma es paralela a la falla de Tamberías y se une con ella y continúa hasta el flanco oeste de la Sierra de la Batea.

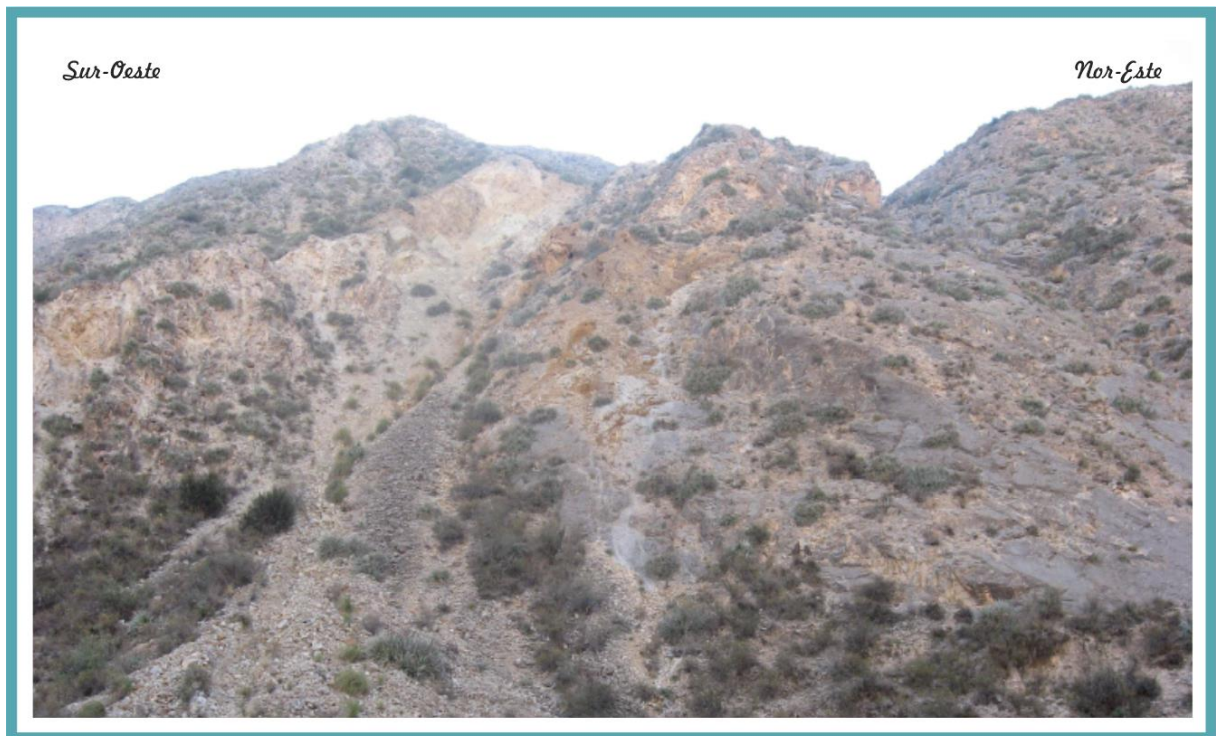


Figura 7.4. Falla Tamberías. Vista al Nor-Oeste sobre Quebrada El Rodado, donde se observa la segunda estructura correspondiente al corredor que continúa hacia quebrada de Las Vacas. En esta imagen tomada de Perez Ferreira (2008) se muestran las brechas tectónicas con importante oxidación, por circulación de fluidos.

7.3.2.3. Quebrada del Diablo

Otro ejemplo de estructura NO-SE, es Quebrada del Diablo (y su prolongación hacia el noroeste). Constituye una de las estructuras más evidentes e importantes del distrito ya que aloja el cuerpo mineralizado Quebrada del Diablo Main (ver Capítulo 6: *Antecedentes Mineros del Distrito Minero Gualcamayo e Introducción a los Depósitos de Au*).



Figura 7.5. Corrimiento Montosa. a) Vista al Se en Portezuelo Montosa, donde se observa gran potencia de la brecha tectónica en la zona de falla. b) Vista hacia el O- NO en Portezuelo Montosa, donde se observa el contacto por falla entre las calizas cambro-ordovícicas (Fm. Los Sapitos- Fm. San Juan) y las pelitas de la Fm. Gualcamayo. Las calizas se encuentran plegadas debido al movimiento de la falla, presentando pliegues con fallas en la charnela y una zona de brecha tectónica. c) Vista hacia el SE (hacia portezuelo Montosa), donde se observa la falla Montosa a lo largo de todo el camino. d) Vista hacia el sur, en el margen del río Gualcamayo donde se observa el contacto entre las rocas calcáreas cambro- ordovícicas y las rocas del Gr. Trapiche, por el corrimiento Montosa. Obsérvese el desarrollo de la brecha tectónica.

Quebrada del Diablo, constituye una falla inversa de alto ángulo con una dirección NNO- SSE con buzamiento al SSO. La quebrada tiene más de 800 m de longitud (Figura 7.6). En la pared SSO se observa un anticlinal con fallas en la charnela y por debajo de éste, brechas intercaladas con mármol. En la pared NNE, bajo unos 50 a 100 m de caliza se reconocen brechas mineralizadas.

Actualmente en este sector del distrito, se encuentra la mina a cielo abierto de Quebrada del Diablo Main.

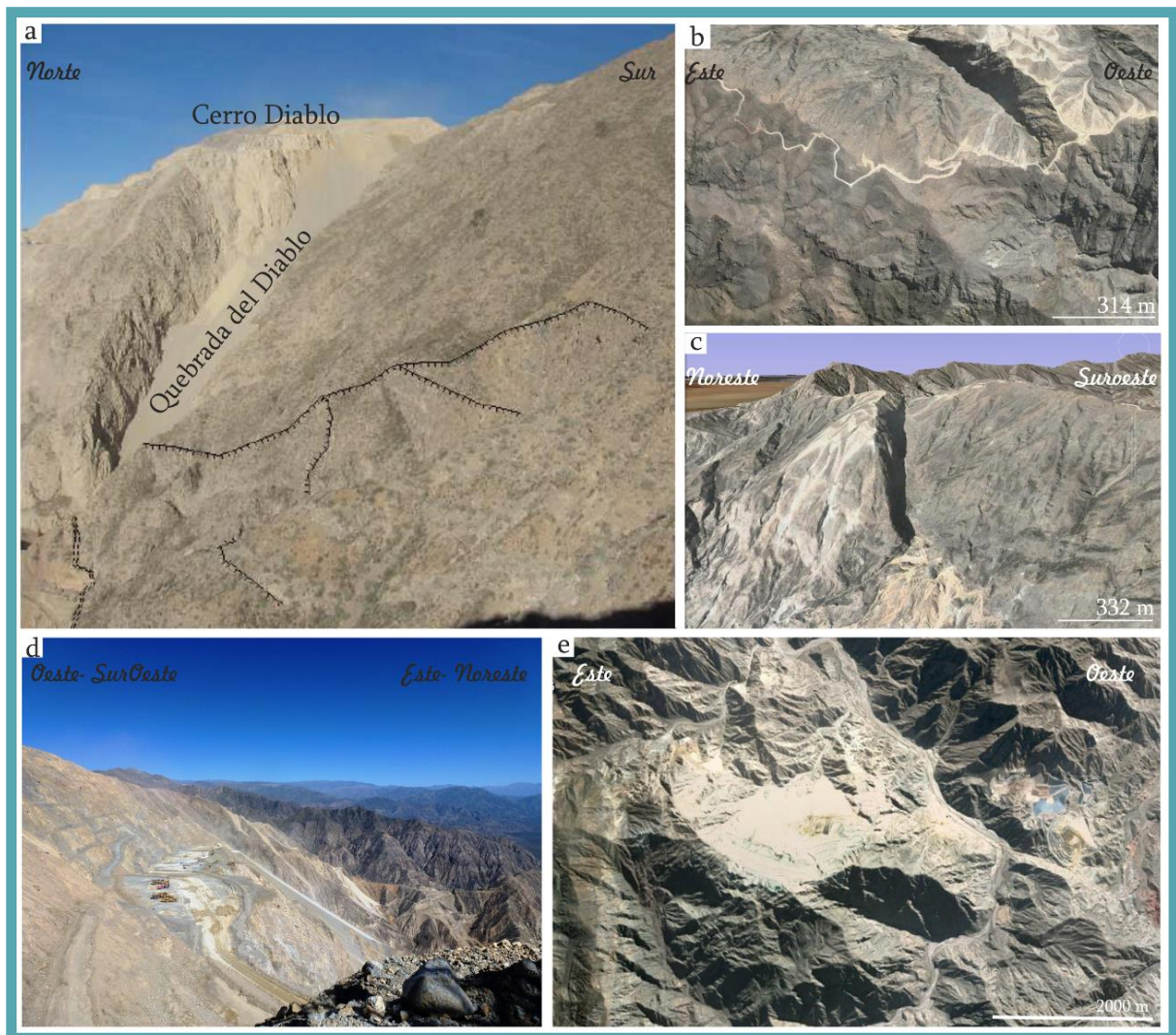


Figura 7.6 Quebrada del Diablo. a) Figura tomada de Perez Ferreira (2008) donde se observa una vista al Este de la estructura. La doble línea punteada representa una falla de rumbo mientras que la línea con palitos, muestra una estructura tipo flor negativa. b) Imagen obtenida del archivo (2004) de Google Earth, donde se muestra una vista al Norte de la estructura. Puede observarse la magnitud de las paredes. c) Imagen obtenida del archivo (2004) de Google Earth, donde se observa una vista de la estructura hacia el SE. d y e) Imágenes actuales. d) Vista hacia el Sur- SurEste donde se observa parte del open pit desarrollado sobre QDD Main. e) Imagen satelital actualizada obtenida de Google Earth donde se observa el open pit y los caminos mineros actuales.

Otras estructuras relacionadas a Quebrada del Diablo, pero con orientación casi ortogonal a esta (rumbo NE-SO), se observan en el Cerro Diablo, y forman una serie de acantilados. Una de ellas, continúa hacia el SO, cruza Quebrada del Diablo y luego de aproximadamente 200 m, cambia su dirección al Oeste, donde se separa en dos fallas principales. La falla del sur continúa con la misma dirección ($100^{\circ}/85^{\circ}$ NE) mientras que la del norte toma una dirección NO- SE. Entre estas dos fallas,

se reconocen otras de menor magnitud que constituyen una serie de paredes (280°/80° a 84° NE). En sus planos se observaron dos direcciones predominantes de estrías (123°/ 34°; 110°/80°), lo cual evidencia movimientos horizontales y verticales.

7.4. Las brechas mineralizadas

El cuerpo mineralizado de Quebrada del Diablo Lower West, se encuentra alojado en brechas. Las mismas se caracterizan por presentar una importante variación en sus constituyentes. Su estudio además de ser muy complejo, intentó basarse en los parámetros que se utilizan en la literatura disponible, para determinar su clasificación. Aunque no pueda determinarse su origen, las clasificaciones existentes intentan aproximarse a los procesos predominantes en su formación.

A continuación se describen las brechas en todos sus aspectos, con la finalidad de determinar los procesos predominantes en la formación de las mismas y establecer una clasificación para las brechas mineralizadas de *QDD Lower West*.

7.4.1. Constituyentes y características

Como se dijo anteriormente, las brechas mineralizadas que constituyen QDD Lower West, están caracterizadas por una importante variación en sus clastos y matriz, tanto en composición como en tamaños. La mineralización de Au, constituye principalmente el cemento de las brechas y será descrito en el Capítulo 8: *Mineralización y Alteración*.

Los clastos se diferenciaron en dos grupos debido a las características y composiciones presentes: clastos calcáreos y clastos no calcáreos.

El grupo de clastos calcáreos está compuesto por fragmentos de mármol, calizas esparíticas de grano grueso, skarn y agregados de calcita que se presentan en proporciones variables. Muestran una morfología regular a irregular y bordes sub-redondeados a sub-angulosos con tamaños que oscilan entre 0,1 y 10 centímetros. En los túneles que conducen al cuerpo mineralizado, se observan clastos de mayor tamaño (Figura 7.7 a y b). A escala de testigo de perforación también se observa esta variación de tamaños y morfologías mencionadas (Figura 7.7 c, d, e, f, g, h). En la mayor parte de las brechas analizadas, predominan los clastos de caliza gris medio a gris oscuro con formas y tamaños variables. En la figura 7.8 c, se observan predominantemente clastos de caliza gris medio con formas alargadas. Los clastos más claros que se observan en la imagen corresponden a mármol blanco. .

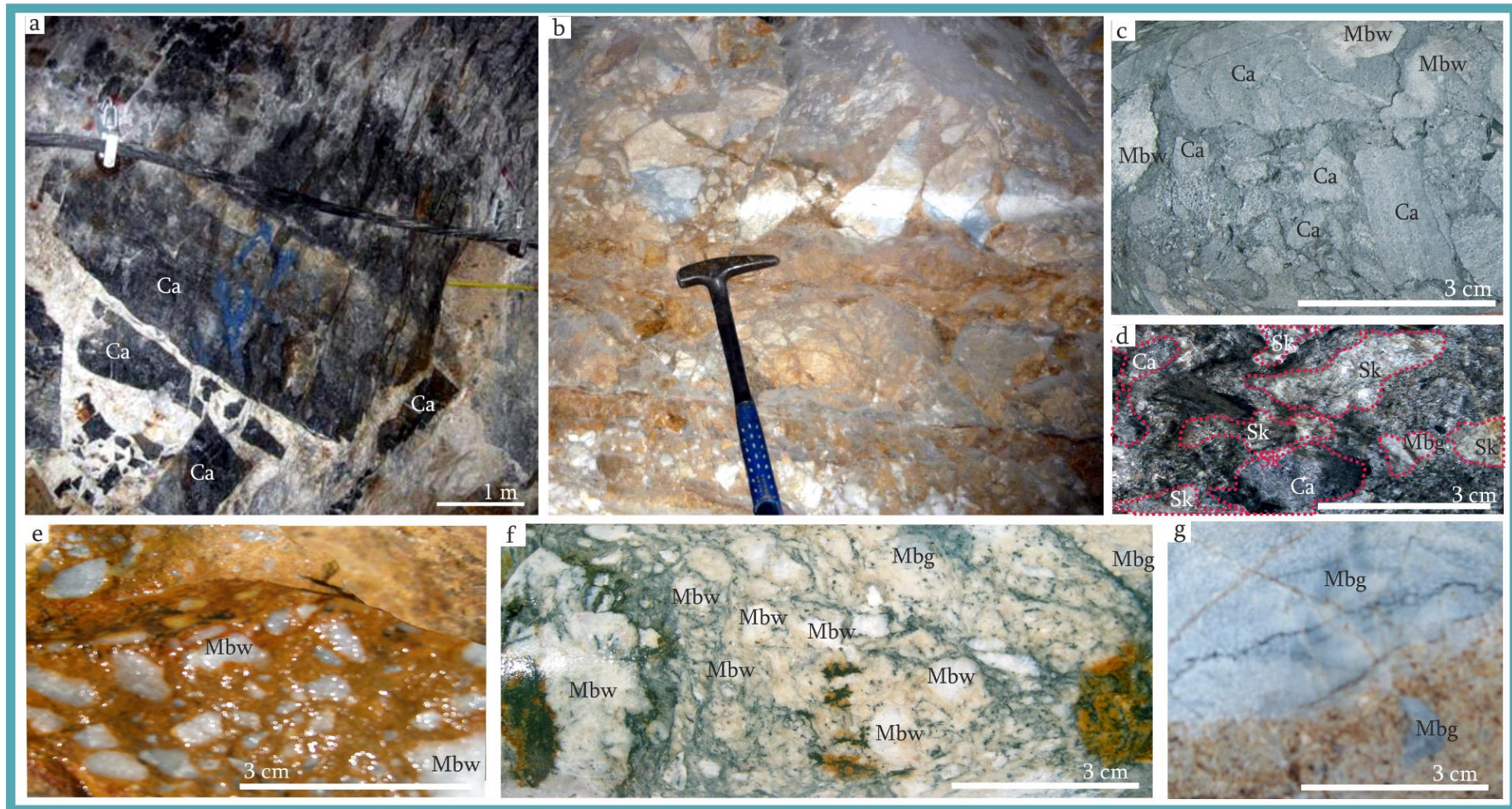


Figura 7.7. Grupo de clastos calcáreos que constituyen las brechas mineralizadas de QDD Lower West. a) Fotografía tomada de Perez Ferreira (2008). Brecha con grandes clastos de caliza (Ca) negra, matriz clástica escasa y cemento de calcita blanca. b) Fotografía tomada en túnel rampa. Brecha constituida por clastos calcáreos, mostrando la variedad de tamaños que pueden presentarse en un mismo sector. c) Muestra GL 11 QD 678 313,40 (testigo de perforación) brecha clasto sostén compuesta por calizas (Ca) grises y mármol blanco (Mbw). d) Muestra GL 10 QD 597 12,30 (testigo de perforación) brecha clasto sostén compuesta por calizas (Ca), mármol blanco (Mb) y skarn (Sk). e) Muestra GL 10 QD 591 85,80 (testigo de perforación). f) Muestra GL 06 QD 575 396,1 (testigo de perforación). Clastos de mármol blanco (Mbw) y mármol gris (Mbg), escasa matriz clástica y cemento carbonatico con sulfuros. g) Muestra GL 06 QD 380 397,90 (testigo de perforación). Gran clasto de mármol gris (Mbg).

En la figura 7.7. d, domina la imagen un gran clasto de caliza gris oscura. En uno de sus bordes se observa un pequeño sector de matriz clástica compuesta por mármol blanco. Es común como se dijo anteriormente, la presencia de clastos de skarn mineralizados, acompañando a los clastos de calizas grises, como ocurre en la figura 7.8 e.

Otro constituyente común de los clastos calcáreos, son los fragmentos de mármol blanco a gris, que se observan en las figuras 7.7 f, g y h. La brecha de la figura 7.7 f e está compuesta totalmente por clastos de mármol blanco, inmersos en un cemento calcáreo ferruginoso, sin presencia de matriz clástica. En la figura 7.7. g, se muestra un gran clasto de mármol gris rodeado por escasa matriz clástica, en la que se observan fragmentos más pequeños de la misma composición.

El grupo de clastos no calcáreos está constituido por fragmentos de rocas piroclásticas y volcánicas, areniscas, wackes, chert y cuarcita, con tamaños que varían entre 0,2 y 4 centímetros. Dentro de este grupo de clastos se incluyó a ciertos fragmentos líticos indiferenciables, por su fuerte carbonatación. Las rocas volcánicas y piroclásticas se presentan con formas ecuanes y bordes redondeados a sub- redondeados (Figura 7.8 a). Los clastos de chert presentan formas regulares ecuanes y bordes subredondeados (Figura 7.9. b). Los clastos de cuarcita presentan formas irregulares y bordes angulosos a sub-angulosos o redondeados a sub-redondeados (Figura 7.8 a, b y d). En la figura 7.8 e, se observa un clasto lítico con fuerte carbonatación de sus bordes, por reacción con el cemento calcáreo circundante.

La matriz reconocida en las brechas analizadas, fue dividida al igual que los clastos en dos grupos. Los mismos se formaron de acuerdo a la composición y características morfológicas de los constituyentes de la matriz y se separaron como: matriz calcárea y no calcárea.

La matriz calcárea está compuesta por fragmentos de caliza, mármol y skarn, y de manera subordinada, por cristaloclastos de cuarzo, cuarcita y fragmentos indeterminables con fuerte carbonatación. Presentan formas ecuanes con bordes angulosos a sub-redondeados. Esta matriz tiene como característica distintiva, que forma parte de las brechas en un porcentaje entre 15 a 30 %, por lo que las brechas que presentan este tipo de matriz son clasto- sostén (Figura 7.9).

La matriz no calcárea está compuesta por cristaloclastos de cuarzo, que en algunos casos se encuentran acompañados de forma subordinada por pequeños fragmentos de chert y cuarcita. Los fragmentos que constituyen este tipo de matriz tienen formas ecuanes y bordes angulosos. Las brechas que presentan este tipo de matriz, son en su mayoría matriz sostén porque la misma constituye hasta el 80% de la roca. Es característica de este tipo de matriz la presencia de arcillas (posiblemente ilita, Figura 7.8. c) con orientación preferencial de sus fibras.

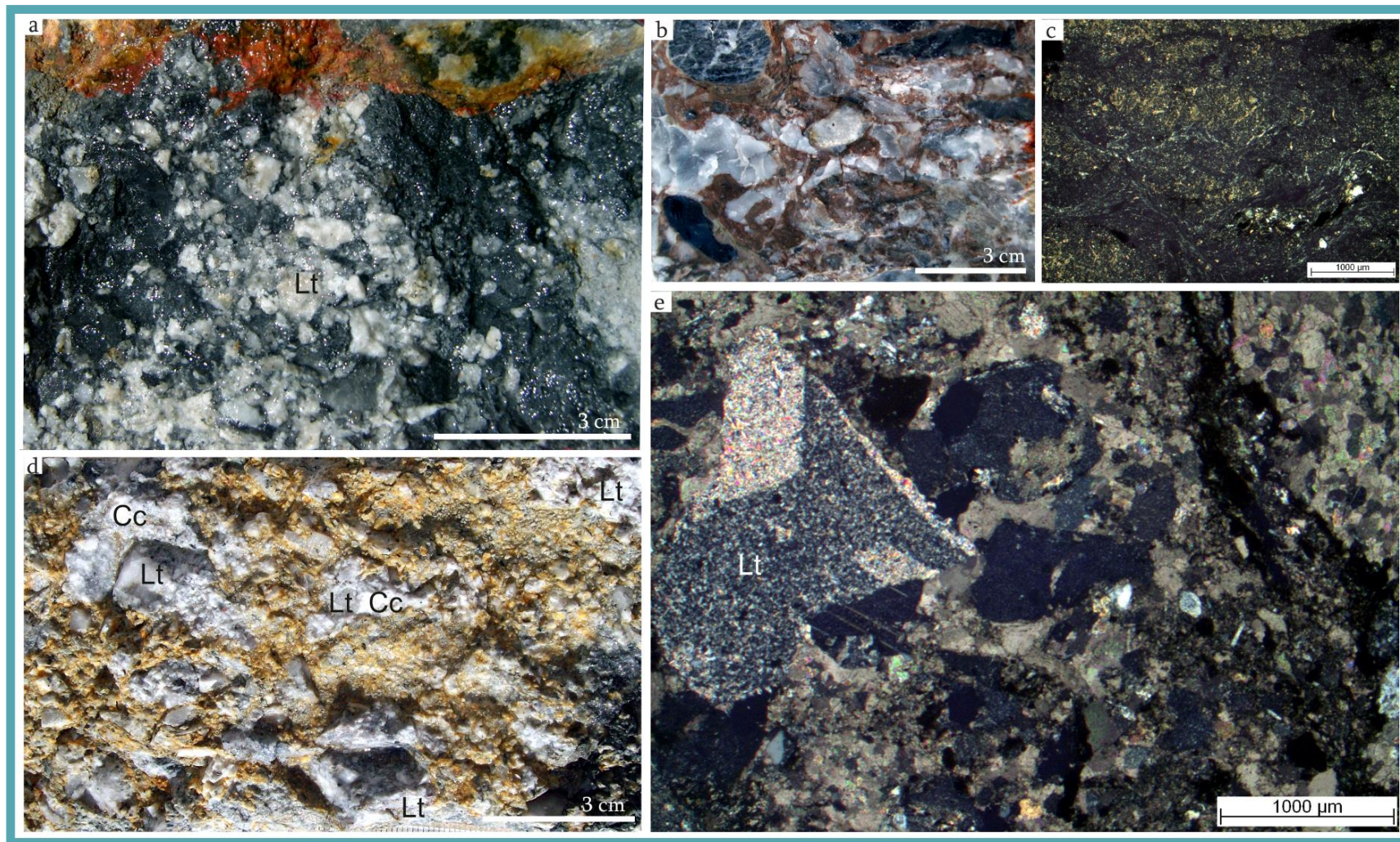


Figura 7.8. Brechas tipo II o predominantemente no calcáreas, polimícticas, matriz sostén. a) Fotografía de testigo de perforación donde se observan que los fragmentos líticos (Lt) que constituyen la brecha son rocas porfíricas. b) Fotografía de testigo de perforación de brecha constituida por fragmentos de chert (clastos negros) y cuarcita (clastos irregulares blancos). c) Microfotografía tomada con polarizador, mostrando la abundancia de matriz en la brecha, y el crecimiento de arcillas (ilita?). d) Fotografía de testigo de perforación de brecha con clastos de rocas profíricas (Lt) y cuarcitas (Cc). e) Microfotografía tomada con polarizador en la que se observa un clasto de arenisca en una brecha matriz sostén con evidencias de corrosión a partir del cemento calcáreo.

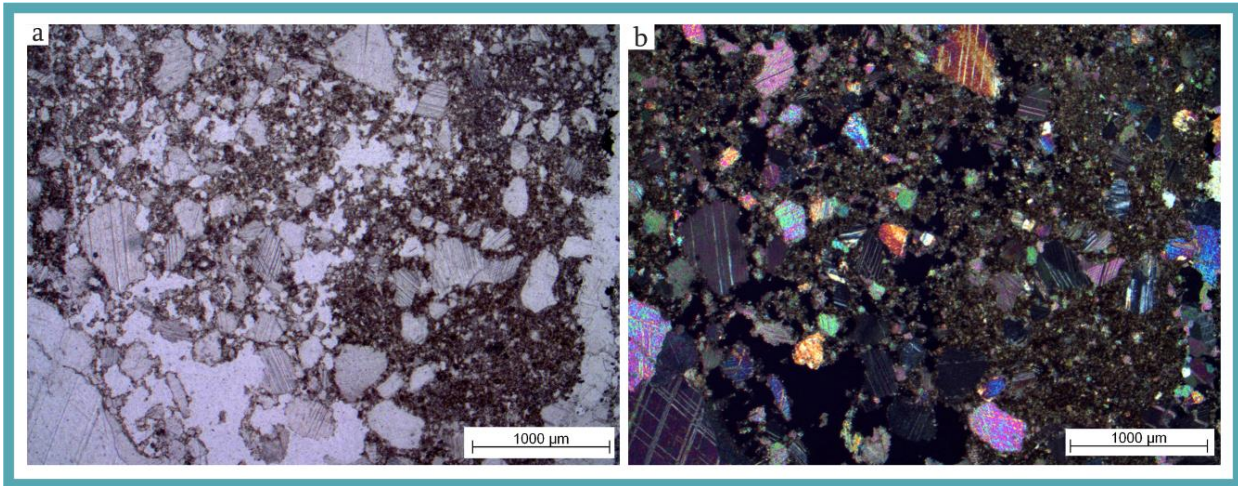


Figura 7.9. Fotomicrografía de una brecha con matriz calcárea. Obsérvense los bordes sub- redondeados de los pequeños fragmentos que constituyen la matriz.

7.4.2. Clasificación

Según Jébrack (1997), existen dos parámetros geométricos que pueden ser utilizados en la determinación de procesos relacionados a la formación de brechas: la geometría y la distribución de fragmentos. Si bien una misma geometría puede estar relacionada a procesos diferentes, ésta puede usarse para establecer el o los posibles mecanismos de generación de una brecha o, al menos, para separar la predominancia de procesos físicos de químicos en su formación. La distribución de fragmentos se calcula con datos medidos en sistemas naturales (Jébrack, 1997), sin embargo no existen datos experimentales para sistemas desarrollados en zonas de falla.

Por otra parte Sibson (1977, 1986), quien estudió sistemas de brecha desarrollados en ambientes cercanos a zonas de falla, utilizó, además de los rasgos texturales mencionados, la composición de clastos.

Otro criterio utilizado por Phillips (1972) y Sibson (1977, 1986), para determinar los procesos relacionados a la formación de brechas es la abundancia y características de la matriz.

De acuerdo con los criterios mencionados, el análisis petrográfico de las brechas permitió dividirlos en dos tipos, en base a composición de clastos y matriz y en base a la abundancia relativa de matriz. Los mismos se describen a continuación.

7.4.2.1. Brechas Tipo I o calcáreas.

Las brechas tipo I o brechas calcáreas están constituidas por más de 90 % de clastos de composición calcárea. Están compuestas por un 50 a 80 % de clastos de morfología irregular y bordes subredondeados a subangulosos con tamaños que oscilan entre 0,1 y 10 centímetros. Los clastos corresponden a fragmentos de mármol, calizas esparíticas de grano grueso, skarn y agregados de calcita

que se presentan en proporciones variables. La matriz constituye un 15 a 30 % de la roca y está compuesta por fragmentos de caliza, mármol y skarn, y de manera subordinada, por cristaloclastos de cuarzo, cuarcita y fragmentos indeterminables con fuerte carbonatación. Presentan formas ecuanes con bordes angulosos a subredondeados. De acuerdo a la abundancia de matriz, las mismas presentan escasa matriz clástica.

7.4.2.2. Brechas Tipo II o no calcáreas

Las brechas pertenecientes al tipo II, están conformadas por más de 90% de clastos de composición no calcárea. Se conforman por un 10 a 30 % de clastos de rocas piroclásticas y volcánicas, areniscas, wackes, chert, cuarcita y caliza, con tamaños que varían entre 0,2 y 4 centímetros. Las rocas volcánicas y piroclásticas se presentan con formas ecuanes y bordes redondeados a subredondeados. Los clastos de chert y cuarcita presentan formas irregulares y bordes angulosos a subangulosos o redondeados a subredondeados. Los clastos de caliza muestran formas irregulares y bordes redondeados a subredondeados. La matriz constituye entre el 5 y 70 % de la roca y está compuesta por cristaloclastos de cuarzo, que en algunos casos se encuentran acompañados de forma subordinada por pequeños fragmentos de chert y cuarcita. Los fragmentos que constituyen la matriz tienen formas ecuanes y bordes angulosos. De acuerdo al criterio utilizado por Phillips (1972) y Sibson (1977, 1986), estas brechas presentan abundante matriz clástica de grano fino de composición similar a la de los fragmentos líticos. En la matriz de estas brechas fue reconocido el desarrollo de arcillas (posiblemente illita, Figura 7.8. c) con orientación preferencial de sus fibras. Esta matriz es característica de rocas de falla desarrolladas en ambiente frágil, donde la misma, se produce como producto de la molienda de los clastos de mayor tamaño y en ellas las arcillas se forman sintectónicamente.

7.4.3. Origen Propuesto

El análisis textural de las brechas mineralizadas de Quebrada del Diablo Lower West sugiere un origen esencialmente tectónico (D'Annunzio y Rubinstein 2013; D'Annunzio et al. 2014) de acuerdo a los parámetros texturales descriptos. Los procesos de disolución química en los clastos de caja calcárea se encuentran muy subordinados, por lo que se puede afirmar que predominan procesos físicos sobre procesos químicos.

Además, pudieron discriminarse dos procesos dominantes dentro de los procesos tectónicos: con participación de fluidos y sin predominante participación de fluidos (D'Annunzio et al., 2014). Las brechas tectónicas formadas con asistencia de fluidos son característicamente, brechas donde la matriz clástica es sumamente escasa o ausente y en las cuales los clastos prácticamente "flotan" en el cemento. Las mismas se asociaron a las brechas tipo I o calcáreas. Las brechas tectónicas formadas sin

asistencia de fluidos son brechas con abundante matriz clástica, evidencia de atrición de clastos y crecimiento de arcillas, características compartidas con las brechas tipo II o no calcáreas.

7.5. Modelado: extensión de las brechas tectónicas y la forma del cuerpo mineralizado

El modelado del cuerpo QDD Lower West se realiza en base a la integración estadística de los múltiples análisis químicos realizados sobre los testigos de perforación. La forma del cuerpo esta dada por la envolvente de la superficie determinada por los valores de Au equivalente que varían entre 0,2 a 100 ppm. La variación de los tenores de Au, se analizará en detalle en el Capítulo 8 (*Mineralización y Alteración*) dentro del apartado de Química Mineral, así como las variaciones de las leyes de Au (equivalente) dentro del cuerpo.

En la figura 7.10 se muestra un perfil Oeste- Este donde se exhiben las unidades geológicas en profundidad relacionadas a las brechas mineralizadas. Como se observa, las litologías relacionadas espacialmente al cuerpo QDD *Lower West*, son cuerpos dacíticos (Dacita Túnel) y brechas. Las brechas han sido divididas en dos tipos, de acuerdo a su composición en brechas monomícticas (clastos calcáreos) y en brechas polimícticas (clastos no calcáreos). En rojo se observa el cuerpo mineralizado de acuerdo al contenido de Au (2 a 3 ppm). Como se observa la extensión de las brechas es mayor a la del cuerpo mineralizado. Si bien el Au se distribuye principalmente en brechas (y venillas que pueden alcanzar el pórfido sin brechar), el mismo no ocupa toda la extensión de brechas tectónicas existentes en profundidad.

Como se observa tanto en el mapa (Figura 7.1) como en el perfil de la Figura 7.10, la E-W, es que tuvieron lugar durante la formación de la faja corrida y plegada de la Precordillera en el Mioceno. Además de las evidencias presentadas en los capítulos anteriores sobre la edad miocena propuesta para la mineralización de Au del distrito, la estructura es otra evidencia que la avala.

El cuerpo mineralizado definido por las leyes de Au, presenta una forma elongada en sentido E-O con aproximadamente 500 m de largo. Su forma es irregular, presentando ondulaciones y sectores globosos (Figura 7.11). En una sección transversal puede observarse que el ancho del cuerpo es de entre 100 y 150 m. En la misma sección se observa que el alto es de 150 m, coincidiendo este espesor con la máxima dirección de extensión N-S consistente con los esfuerzos principales (σ_1 ; Figura 7.12).

7.6. Consideraciones finales

El análisis textural de las brechas mineralizadas de Quebrada del Diablo Lower West sugiere un origen esencialmente tectónico (D'Annunzio y Rubinstein 2013; D'Annunzio et al. 2014) de acuerdo a los

parámetros texturales descriptos. Los procesos de disolución química en los clastos de caja calcárea se encuentran muy subordinados, por lo que se puede afirmar que predominan procesos físicos sobre procesos químicos.

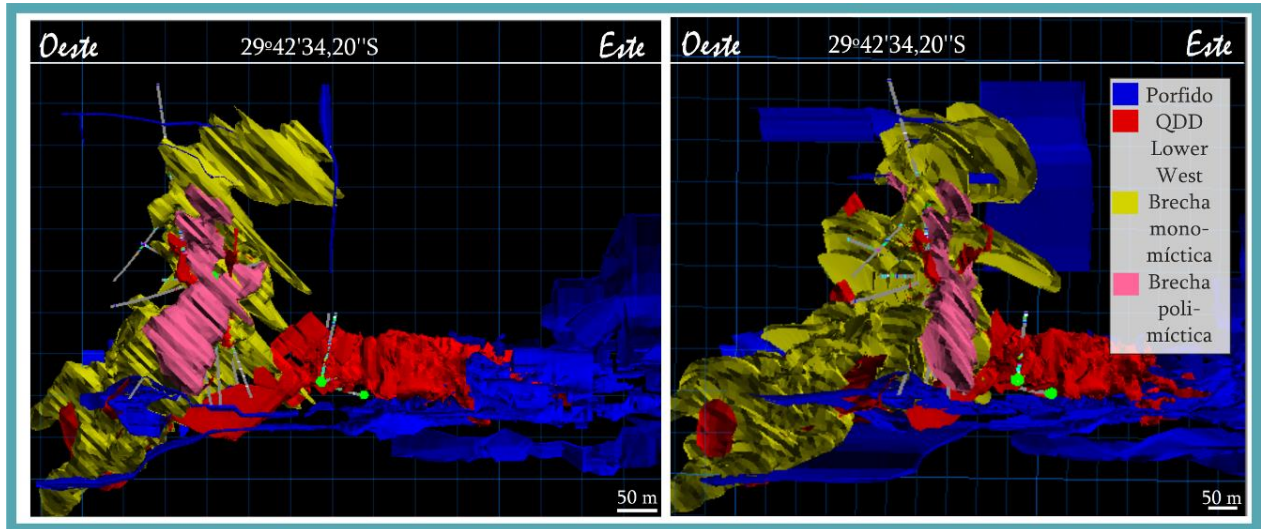


Figura 7.10. Perfiles mostrando las unidades litológicas relacionadas a la mineralización.

Además, pudieron discriminarse dos procesos dominantes dentro de los procesos tectónicos: con participación de fluidos y sin predominante participación de fluidos (D'Annunzio et al., 2014). Las brechas tectónicas formadas con asistencia de fluidos son característicamente, brechas donde la matriz clástica es sumamente escasa o ausente y en las cuales los clastos prácticamente “flotan” en el cemento. Las mismas se asociaron a las brechas tipo I o calcáreas. Las brechas tectónicas formadas sin asistencia de fluidos son brechas con abundante matriz clástica, evidencia de atrición de clastos y crecimiento de arcillas, características compartidas con las brechas tipo II o no calcáreas.

La extensión de las brechas tectónicas en profundidad es mayor a la del cuerpo mineralizado. Si bien el Au se distribuye principalmente en brechas (y venillas que pueden alcanzar el pórfido sin brechar), el mismo no ocupa toda la extensión de las brechas tectónicas existentes en profundidad.

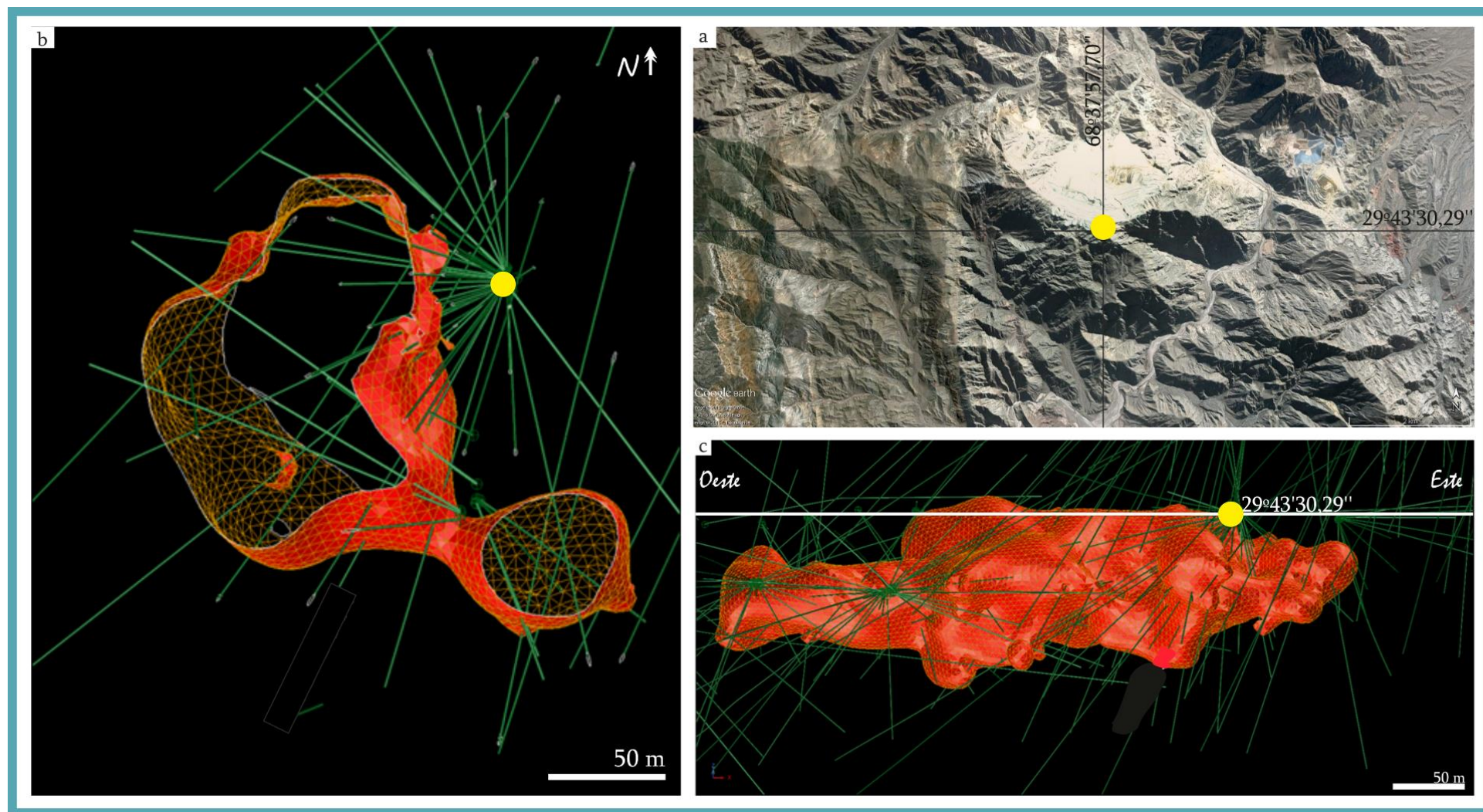


Figura 7.11. a) Imagen satelital mostrando la ubicación de la cámara (proyección en superficie) desde donde se realizó la perforación. b) Sección transversal al cuerpo mineralizado realizada a los 200 m desde el inicio del cuerpo (de Este a Oeste) mostrando la forma y dimensiones del mismo. c) Sección Oeste- Este mostrándola forma y dimensiones del cuerpo mineralizado QDD Lower West.



Figura 7.12. Mapa de estructuras y esquema estructural mostrando la orientación de σ_1 , durante el desarrollo de la estructura en el Mioceno

Para la estructuración desarrollada durante el Mioceno es coherente un σ_1 perpendicular a las estructuras N- S (frentes de corrimiento) y bisectriz del ángulo formado por las orientaciones NE-SO y NO-SE. Asociado a la posición de este σ_1 se identifica máxima extensión en sentido N-S. Estas zonas en extensión, que coinciden con el espesor de QDD *Main* y QDD *Lower West* son los lugares propicios para el desarrollo de fracturación extensional, la formación de brechas tectónicas y diseminación de la mineralización. De acuerdo con este modelo estructural se puede proponer que la orientación O- E es una buena guía de exploración, con potencial para encontrar cuerpos mineralizados similares a QDD *Main* y QDD *Lower West*.

El modelado del cuerpo QDD *Lower West* se realiza en base a la integración estadística de los múltiples análisis químicos realizados sobre los testigos de perforación. La forma del mismo está dada por la envolvente de la superficie determinada por los valores de Au equivalente que varían entre 0,2 a 100 ppm. El cuerpo mineralizado presenta una forma elongada en sentido E- O con aproximadamente 500 m de largo. Su forma es irregular, presentando ondulaciones y sectores globosos. El ancho del cuerpo es de entre 100 y 150 m y su espesor de 150 m aproximadamente.

7.7. Trabajos citados en este Capítulo.

- Baldis, B.A., Chebli, G.A., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina., in: Actas de Las 4^o Jornadas Geológicas Argentinas. Buenos Aires, pp. 47–65.
- Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera y de las Sierras Centrales de la República Argentina. Acad. Nac. Ciencias, Boletín 18, 203–264.
- Boyer, S.E., Elliott, D., 1982. Thrust system.pdf. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 66, 1196–1230.
- Bracaccini, O., 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Boletín Inf. Pet. 301, 201.
- Bracaccini, O.I., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-mendocina. Boletín Inf. Pet. 258–264.
- Butler, R.W.H., 1987. Thrust Sequences. J. Geol. Soc. London. 144, 619–634.
- Chapple, W.A., 1978. Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 1978.
- Comínguez, A., Ramos, V., 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencias de la sísmica de reflexión profunda. Rev. Geológica Chile 18 18, 3–14.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2013. Origen y Eventos de Mineralización de las Brechas de Quebrada del Diablo Lower West, Distrito Minero Gualcamayo, Provincia de San Juan. Rev. la Asoc. Geológica Argentina 70, 542–548.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., Dimieri, L.V., 2014. Las Brechas Tectónicas de Quebrada del Diablo Lower West: Principal Control de la Mineralización de oro. Distrito Minero Gualcamayo, San Juan., in: Actas Del 19^o Congreso Geológico Argentino. pp. 2–3.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. a., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges Cohesive Coulomb theory. J. of Geophys. Research 88, 1153–1172. doi:10.1029/JB089iB12p10087
- Figueroa, D.E., Ferraris, O.R., 1989. Estructura del margen oriental de la Precordillera Mendocino-sanjuanina., in: 1^o Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos. pp. 515– 529.

- Jébrack, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geol. Rev.* 12, 111–134.
- Marshak, S., Woodward, N., 1988. Introduction to cross-section balancing, in: *Basic Methods of Structural Geology*. pp. 303–332.
- McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonic terms., in: Chapman, H., Hall, P. (Eds.), *Thrust Tectonics*. London, pp. 419–434.
- Perez Ferreira, G.E., 2008. Análisis estructural de áreas clave del depósito aurífero gualcamayo y sus implicancias en el potencial exploratorio de la zona. Universidad Nacional de San Juan.
- Phillips, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *J. Geol. Soc. London* 128, 337–359.
- Ramos, V.A., 1997. The Subhorizontal Subduction Segment in the Argentinian-Chilean Central Andes. *Acta Geológica Hispánica* 32, 5–16.
- Rodgers, J., 1971. The Taconic orogeny. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 1141–1178.
- Rolleri, E.O., 1969. Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanó y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 24, 408–412.
- Sibson, R.H., 1986. Brecciation processes in fault zones: Inferences from earthquake rupturing. *Pure Appl. Geophys.* 159–174.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.* 133, 191–213.
- Smalley, R.F., 1988. Two earthquakes studies: 1) Sismicity of Argentine foreland and 2) A renormalization group approach to earthquake mechanics. Cornell University.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza., in: Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología. *Anales*. pp. 1–187.
- von Gosen, W., 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section. *J. Struct. Geol.* 14, 643–667.
- Zapata, T.R., Allmendinger, R.W., 1996. Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a thick skinned triangle zone. *Bullentin Am. Assoc. Pet. Geol.* 80, 350–381.

Capítulo 8. Mineralización

Contenido

- 8.1. Introducción
- 8.2. Mineralización
- 8.3. Química mineral
 - 8.3.1. Análisis con microsonda electrónica
 - 8.3.2. Análisis con SEM-EDS
 - 8.3.3. Análisis con QEMSCAN
- 8.4. Geoquímica de elementos metálicos
- 8.5. Síntesis interpretativa
- 8.6. Trabajos Citados en este Capítulo

Capítulo 8. Mineralización

8.1. Introducción

El análisis del cuerpo mineralizado de Quebrada del Diablo *Lower West (QDD Lower West)* revela la existencia de dos pulsos mineralizantes. El primero de ellos se encuentra alojado principalmente en brechas tectónicas y está constituido por pirita, marcasita, esfalerita y oro en ganga de calcita y cuarzo. El segundo corta al primero en forma de brechas hidrotermales o venillas y está constituido por rejalgar, oropimente y telururos de Au y de Hg en ganga de calcita. Entre ambos pulsos mineralizantes se reconocen otros pulsos de venillas estériles compuestas por calcita y sílice en proporciones variables.

El análisis de la mineralización comprendió estudios petro- mineralógicos de menas y gangas, así como estudios de química mineral y tratamiento de la química elementos metálicos, lo cual permitió definir las paragénesis mencionadas.

Para establecer la química mineral, se utilizaron análisis con microsonda electrónica, SEM-EDS (Scanning Electron Microscopy with X-ray microanalysis- Microscopía Electrónica de Barrido con microanálisis de rayos X) y QEMSCAN (Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning electron microscopy- Evaluación cuantitativa de minerales por microscopía electrónica de barrido).

Los análisis químicos de elementos metálicos fueron aportados por M.A.S.A. y corresponden a los tramos muestreados de testigos de perforación obtenidos para estudios petro- mineralógicos.

8.2. Mineralización

El primer pulso mineralizante se presenta como cemento de brechas tectónicas (ver Capítulo 7: *Estructura del área y control estructural de la mineralización.*), como bolsones alojados en skarns y de forma subordinada conformando vetillas de trayectorias y bordes sinuosos de las que participa variable proporción de calcita (D'Annunzio 2012; D'Annunzio y Rubinstein 2013). La mineralización de este pulso conforma un agregado de color negro a gris, constituido por sulfuros de grano muy fino.

La mena tiene textura masiva y está constituida principalmente por pirita y marcasita. Además se reconoce muy escasa esfalerita. La pirita se presenta en agregados de cristales que mayormente conforman masas (Figura 8.1 a).. El habito de los cristales es subhedral a euhedral, tanto cúbico como tabular y su tamaño oscila entre 50 y 100 μm (Figura 8.1 a). La marcasita reemplaza a los cristales de pirita (Figura 8.3a) y este cambio podría indicar la disminución de la

cantidad de azufre disponible en el sistema, así como un pH levemente más ácido. La esfalerita es muy escasa y constituye cristales subhedrales aislados o masas de cristales cuyos individuos, alcanzan los 50 μm (Figura 8.1 b). La ganga de este pulso mineralizante corresponde a carbonato esparítico de grano grueso, carbonato de grano fino y sílice. Ambos tipos de carbonato producen variable grado de corrosión en los fragmentos líticos de las brechas que hospedan la mineralización. La sílice aparece como agregados de cuarzo hidrotermal con textura microcristalina (D'Annunzio 2012; D'Annunzio y Rubinstein 2013).

El primer pulso mineralizante está brechado (Figura 8.2) y cortado por tres generaciones de venillas de carbonato. El primero de ellos está conformado por venillas de trayectorias sinuosas de calcita blanca de grano grueso y por venillas de color gris oscuro constituidas por carbonato de grano muy fino y cuarzo microcristalino. Cortan a las venillas mencionadas microvenillas de calcita blanca de escaso espesor (1 mm). Por último se reconoce un pulso de venillas de calcita con mineralización de Au, que constituyen el segundo pulso mineralizante.

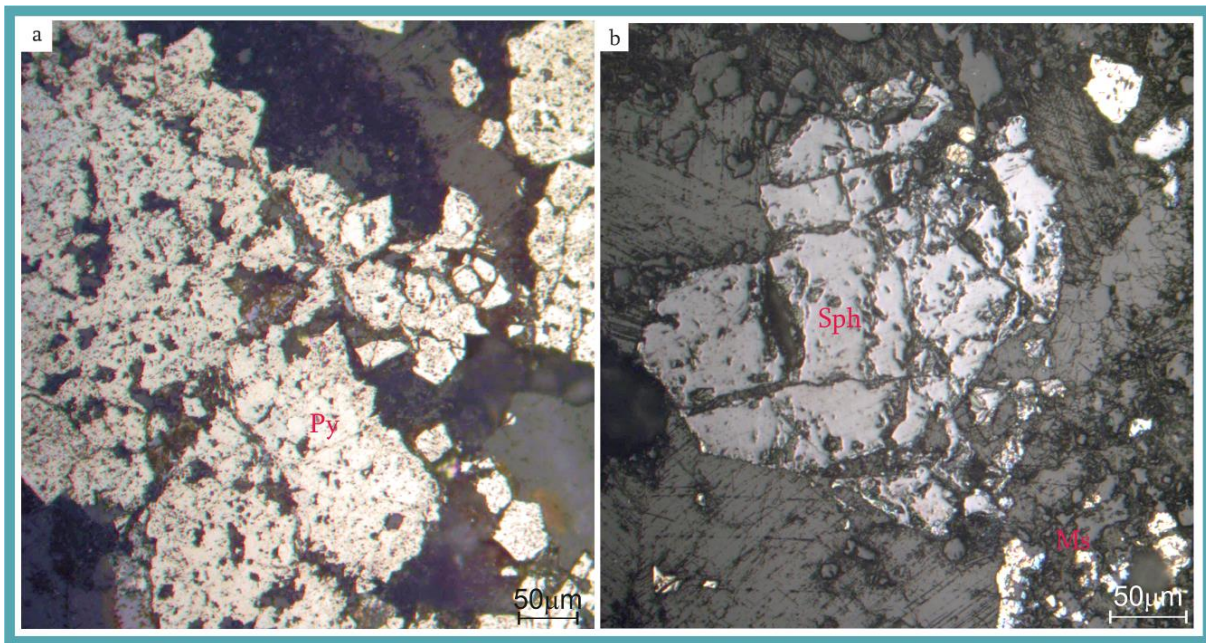


Figura 8.1. Fotomicrografías de muestras correspondientes al primer pulso mineralizante. a) Masas de cristales de pirita (Py). b) Cristales de esfalerita (Sph) con evidencias de brechamiento, asociados espacialmente a marcasita (Ms).

El segundo pulso mineralizante, al que se asocia una paragénesis de rejalgar, oropimente y Au, constituye venillas (Figura 8.3) de trayectorias sinuosas cuyo espesor varía desde tamaños microscópicos (100 μm) hasta 30 cm aproximadamente. Este pulso suele constituir además, el cemento de brechas hidrotermales (Figura 8.3.a). Tanto el rejalgar como el oropimente, además de formar parte de las venillas o brechas con ganga de calcita blanca, ocurren como disseminaciones en los clastos que conforman las brechas (Figura 8.3. b y c). El rejalgar se presenta constituyendo masas

de cristales donde no se reconocen los individuos. Ocasionalmente conforma, individuos aislados dentro de las venillas de calcita (Figura 8.3.e y f). El oropimente se presenta en cristales aciculares de pequeño tamaño (10 μm) que forman en general agregados radiales (Figura 8.3. g y h)

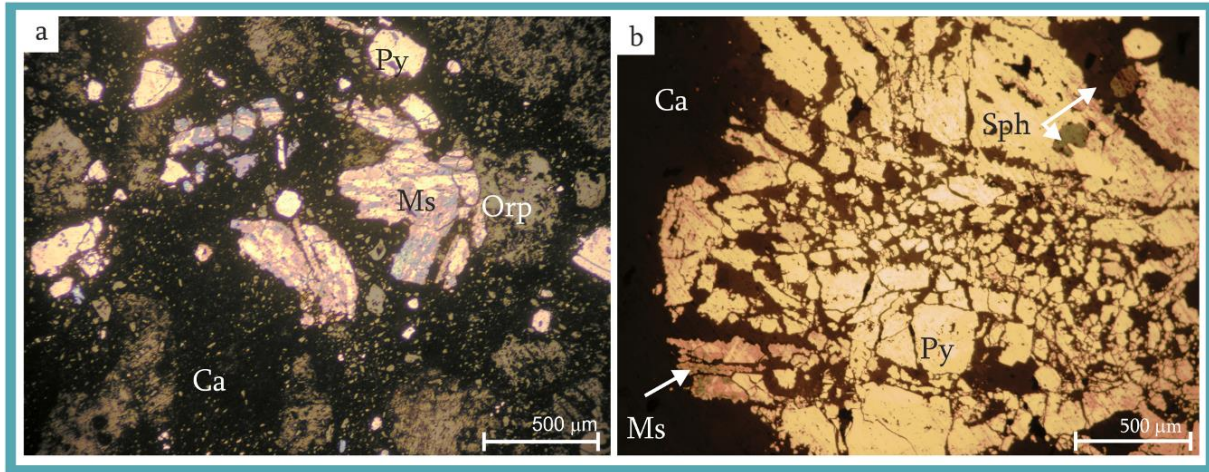


Figura 8.2. Brechamiento observado en los cristales de pirita del primer pulso mineralizante. a) Pirita (Py) brechada y alterada a marcasita (Ms). b) Pirita (Py) constituyendo una micro-brecha. Se observa la presencia de esfalerita (Sph), formando fases discretas dentro de la pirita, algunos sectores alterados a marcasita (Ms) y el relleno de calcita (Ca) que constituye el cemento del segundo pulso mineralizante.

8.3. Química Mineral

8.3.1. Análisis con microsonda electrónica

Se realizaron determinaciones químicas mediante microsonda electrónica con el fin de establecer la composición química cuantitativa y la variación en la distribución de los elementos en los cristales de pirita y esfalerita que constituyen el primer pulso mineralizante (Tabla 8.1). La metodología, las características de los equipos y patrones utilizados se presentan en el Capítulo 2.

Los elementos traza se encuentran de tres maneras en los minerales: en inclusiones, como sustituciones estequiométricas o como sustituciones no estequiométricas (Conde et al., 2009). El oro es una traza común en la pirita de depósitos epitermales y puede ocurrir de dos formas: como nano partículas o como solución sólida. Los límites de detección para medir elementos trazas en minerales con microsonda electrónica suelen ser bastante altos (Tabla 8.1), debido a que no es un método específico para este fin. Para medir elementos traza en minerales se utilizan métodos más precisos como ablación láser o SIMS (*Secondary Ion Mass Spectrometry*: espectrometría de masa de iones secundarios), entre otros. Sin embargo, en condiciones de operación particulares pueden bajarse los límites de detección lo suficiente para medir contenidos de elementos traza en minerales lo que puede lograrse con un tiempo de medición alto y una intensidad de corriente superior a la normal.

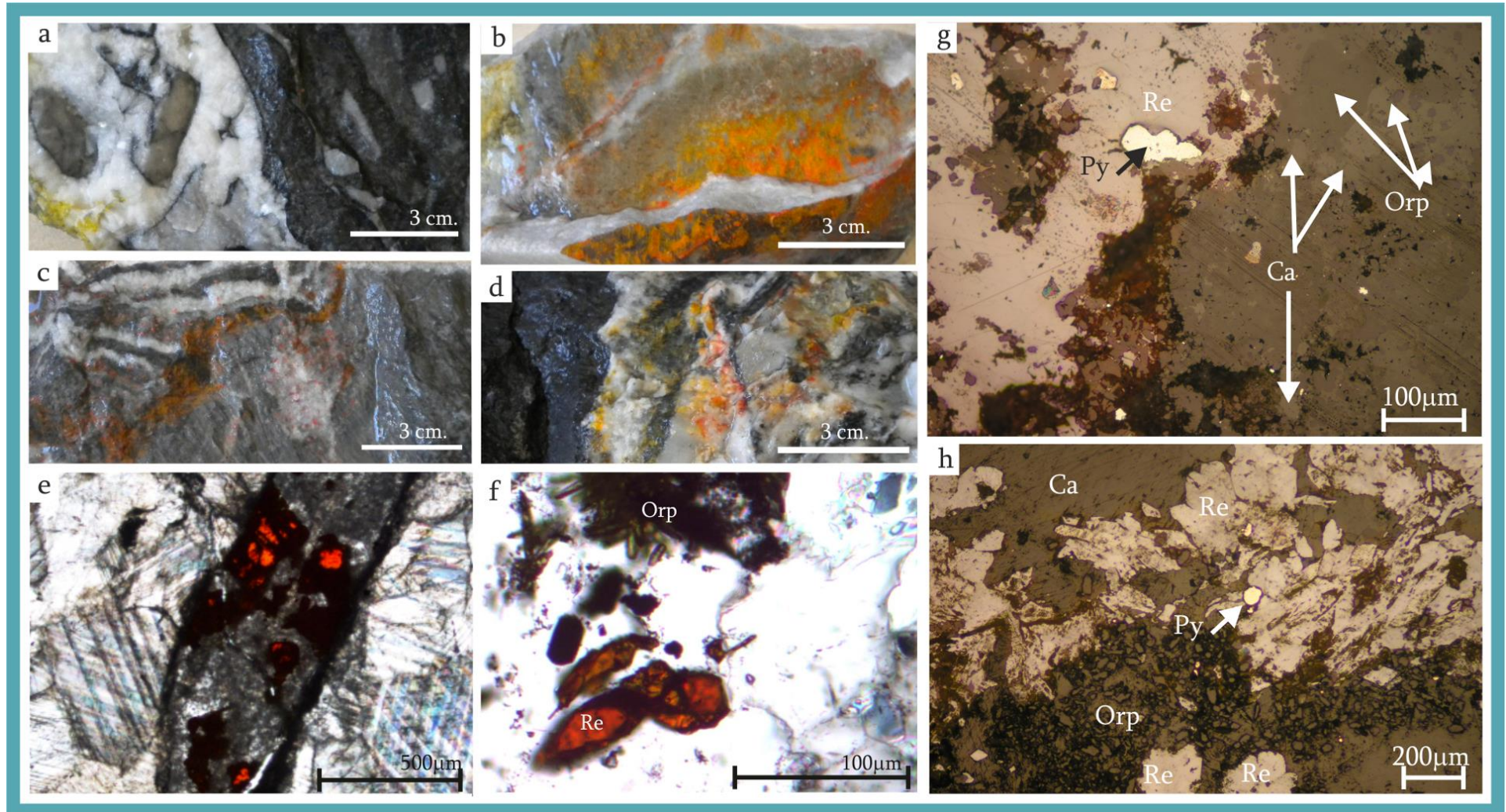


Figura 8.3. a) Brecha hidrotermal compuesta por clastos de caliza gris y calcita blanca con oropimente. b) Venillas de calcita blanca y realgar. Las venillas cortan una brecha constituida por fragmentos de caliza gris. Se puede observar cierta diseminación del realgar en los clastos calcáreos. c) Venillas de calcita blanca con realgar cortando brecha compuesta por clastos de caliza gris. Se observa diseminación de realgar en los clastos. d) Brecha hidrotermal con relleno de calcita blanca, realgar y oropimente. e) Fotomicrografía de una venilla de calcita blanca, con cristales de realgar y minerales opacos (oropimente) en su interior. f) Fotomicrografía de venilla de calcita con cristales aislados de realgar (Re), asociados a oropimente (Orp) que conforma cristales radiales. g) Fotomicrografía de un cristal de pirita del primer pulso mineralizante rodeado por realgar (Re), oropimente (Orp) y calcita. h) Fotomicrografía de la asociación mineralógica que compone el segundo pulso mineralizante. Cristales de Oropimente conformados, asociados a realgar y calcita.

Caracterización metalogenética y controles de la mineralización de Au diseminado en brechas del distrito minero Gualcamayo, Precordillera Central, provincia de San Juan. Lic. María Celeste D'Annunzio.

	S	Fe	Au	As	Ag	Cu	Pb	Zn	Hg	Sb	Bi	Total	Au	As	Ag	Cu	Pb	Zn	Bi
Tiempo de análisis (s)	5	4	4	2	6	20	40	10	20	40	6								
Limite de detección promedio (ppm)	261	1030.6	3533.6	7396.00	1867.07	357.71	1286.4	1617.44	1874.20	281	1158.07		3533.6	7396.0	1867.0	357.7	1286.4	1617.4	1158.0
	% en peso											ppm							
	53.167	45.669	0.246	dld	dld	0.011	0.148	dld	dld	dld	0.128	99.369	dld	dld	dld	dld	1480	dld	1280
	53.426	46.313	dld	dld	dld	0.011	0.155	dld	0.099	dld	0.132	100.135	dld	dld	dld	dld	1550	dld	1320
	53.498	46.14	0.102	0.392	dld	0.018	0.145	0.029	0.108	dld	0.238	100.669	dld	dld	dld	dld	1450	dld	2380
	53.347	46.895	dld	dld	0.126	0.002	0.115	0.047	0.068	dld	0.135	100.735	dld	dld	dld	dld	1150	dld	1350
	53.78	46.436	0.014	0.158	0.067	dld	0.138	0.055	0.034	dld	0.167	100.85	dld	dld	dld	dld	1380	dld	1670
	53.441	46.359	dld	0.373	0.006	dld	0.164	0.003	0.047	dld	0.108	100.501	dld	dld	dld	dld	1640	dld	1080
	53.612	46.608	0.142	0.106	dld	0.016	0.164	dld	dld	dld	0.109	100.758	dld	dld	dld	dld	1640	dld	1090
	52.881	45.997	dld	dld	dld	dld	0.207	dld	dld	dld	0.173	99.269	dld	dld	dld	dld	2070	dld	1730
	53.088	45.746	dld	0.487	0.007	0.011	0.156	dld	0.001	dld	0.154	99.649	dld	dld	dld	dld	1560	dld	1540
Pirita	53.673	46.971	dld	dld	0.011	dld	0.183	0.042	dld	dld	0.144	101.024	dld	dld	dld	dld	1830	dld	1440
	50.065	45.363	0.045	3.816	0.017	dld	0.147	0.048	0.063	dld	0.078	99.642	dld	38160	dld	dld	1470	dld	780
	53.092	45.655	0.009	0.215	dld	dld	0.155	dld	0.072	dld	0.196	99.394	dld	dld	dld	dld	1550	dld	1960
	53.024	45.82	dld	0.111	dld	0.022	0.113	0.032	0.021	dld	0.15	99.293	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1500
	53.497	46.318	dld	0.051	0.077	dld	0.16	dld	dld	dld	0.144	100.248	dld	dld	dld	dld	1600	dld	1440
	53.254	45.556	dld	0.019	dld	0.003	0.14	dld	0.021	dld	0.141	99.135	dld	dld	dld	dld	1400	dld	1410
	53.135	45.532	dld	dld	dld	0.015	0.152	0.01	0.029	dld	0.186	99.058	dld	dld	dld	dld	1520	dld	1860
	53.303	46.159	dld	dld	0.049	dld	0.116	0.008	dld	dld	0.121	99.756	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1210
	53.132	46.668	0.01	0.152	dld	0.011	0.171	dld	0.009	dld	0.19	100.344	dld	dld	dld	dld	1710	dld	1900
	53.833	46.673	0.021	0.212	dld	0.011	0.101	dld	dld	dld	0.12	100.97	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1200
	53.016	45.908	dld	0.072	0.026	dld	0.174	dld	0.025	dld	0.225	99.447	dld	dld	dld	dld	1740	dld	2250

Tabla 8.1. Análisis químicos de minerales de mena del primer pulso mineralizante de QDD Lower West realizados con microsonda electrónica. Los valores corresponden a porcentaje en peso total sin recalculer al 100%. dld: debajo del límite de detección.

Capítulo 8. Mineralización y Alteración.

	S	Fe	Au	As	Ag	Cu	Pb	Zn	Hg	Sb	Bi	Total	Au	As	Ag	Cu	Pb	Zn	Bi	
Tiempo de análisis (s)	5	4	4	2	6	20	40	10	20	40	6		Au	As	Ag	Cu	Pb	Zn	Bi	
Limite de detección promedio (ppm)	261	1030.64	3533.6	7396.00	1867.07	357.71	1286.41	1617.44	1874.20	281	1158.07		3533.67	7396.0	1867.0	357.7	1286.4	1617.4	1158.0	
	% en peso											ppm								
Pirita	53,685	45.706	dld	dld	0.005	dld	0.175	dld	0.052	dld	0.152	99.774	dld	dld	dld	dld	1750	dld	1520	
	53.322	45.737	0.059	dld	0.062	0.015	0.077	0.04	dld	dld	0.114	99.426	dld	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1140
	53.504	46.775	dld	0.302	0.035	0.019	0.171	0.069	dld	dld	0.154	101.028	dld	dld	dld	dld	1710	dld	1540	
	52.871	46.222	0.079	0.439	0.015	dld	0.189	0.035	0.057	0	0.033	99.94	dld	dld	dld	dld	1890	dld	330	
	52.915	45.911	0.05	0.194	0.064	0.016	0.125	0.018	dld	dld	0.175	99.468	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1750	
	53.782	46.219	dld	dld	0.03	0.02	0.195	0.061	dld	dld	0.126	100.433	dld	dld	dld	dld	1950	dld	1260	
	53.356	46.194	0.087	dld	0.033	0.002	0.133	dld	0.041	0.006	0.141	99.994	dld	dld	dld	dld	1330	dld	1410	
	53.091	45.754	dld	dld	0.027	0.019	0.09	0.073	0.043	dld	0.15	99.246	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1500	
	53.47	46.206	0.234	dld	dld	0.007	0.12	0.049	dld	dld	0.179	100.265	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1790	
	53.606	45.908	0.076	0.219	dld	0.013	0.166	0.091	dld	dld	0.165	100.25	dld	dld	dld	dld	1660	dld	1650	
	53.671	46.048	0.058	0.009	0.033	dld	0.131	dld	0.003	dld	0.139	100.091	dld	dld	dld	dld	1310	dld	1390	
	53.999	46.574	0.022	dld	dld	0.004	0.156	dld	0.054	0.004	0.139	100.951	dld	dld	dld	dld	1560	dld	1390	
	53.077	45.912	dld	dld	dld	0.009	0.113	0.009	dld	dld	0.132	99.251	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1320	
	53.511	46.837	0.14	0.09	dld	0.017	0.159	dld	0.082	dld	0.152	100.989	dld	dld	dld	dld	1590	dld	1520	
	53.661	46.432	0.032	dld	dld	0.02	0.062	0.011	0.007	dld	0.157	100.383	dld	dld	dld	dld	dld	dld	1570	
53.522	46.575	dld	dld	0.033	0.005	0.191	0.045	dld	dld	0.111	100.484	dld	dld	dld	dld	1910	dld	1110		
53.083	46.363	0.067	0.188	dld	0.004	0.153	0.001	dld	dld	0.197	100.057	dld	dld	dld	dld	1530	dld	1970		
Esfalerita	32.914	2.420	0.592	0.08028	0.032	dld	0.06	63.53	dld	dld	0.10467	99.735	5924.6	dld	dld	dld	dld	.	dld	
	32.475	2.536	0.380	0.02520	dld	dld	0.16	64.01	dld	dld	0.20046	99.785	3803.0	dld	dld	dld	1592.2	.	2005	
	33.141	2.41	0.511	dld	0.019	dld	dld	63.72	dld	dld	0.04509	99.850	5114.3	dld	dld	dld	dld	.	dld	

Tabla 8.1. (Continuación). Análisis químicos de minerales de mena del primer pulso mineralizante de QDD Lower West realizados con microsonda electrónica. Los valores corresponden a porcentaje en peso total sin recalculer al 100%. dld: debajo del límite de detección.

Midiendo con tiempos de conteo de 200 segundos y una corriente de 30 nA, los límites de detección del Au varían entre 60 y 400 ppm y para el As entre 30 y 200 ppm (Deditius et al., 2011) lo cual permite una buena aproximación del contenido de trazas en minerales.

Debido a que los análisis de microsonda realizados en minerales de mena del primer pulso mineralizante de QDD *Lower West* fueron tomados en condiciones estándar de operación (Tabla 8.1), los límites de detección para los elementos de interés son altos (Au: 3533.67; As: 7396.00 ppm) y todos los resultados se encuentran por debajo del mismo.

Los análisis de microsonda electrónica revelan que la composición de la pirita (Tabla 8.1) se ajusta a la fórmula teórica (46.55 % Fe; 53.45 % S; Abraitis et al. 2004) y presenta tenores variables de Pb (1400 a 1950) y Bi (330 a 1990 ppm). Los contenidos erráticamente altos de estas trazas sugieren la presencia de inclusiones sub-microscópicas de minerales formados por estos elementos (Conde et al., 2009).

Fueron medidos con microsonda electrónica tres cristales de esfalerita debido a que es un mineral sumamente escaso. Los resultados obtenidos se ajustan a la fórmula teórica (64,06 % Zn; 2.88 % Fe; 33.06 % S; Cook et al., 2009; Tabla 8.1). En varios depósitos de Zn la esfalerita es portadora de una serie de subproductos económicos como Ga (Moskalyk, 2003), Ge e In (Alfantazi y Moskalyk 2003) y Ag y Au (Cook et al. 2009). Otros elementos encontrados en altas concentraciones son Cd, Mn, Hg, As, Se, Tl y Bi (Cook et al., 2009). Las esfaleritas analizadas son de Zn y (Tabla 8.1) presentan tenores variables de Au (4210 a 5110 ppm), Pb (1400 a 1910 ppm) y Bi (2005 ppm). Si bien el Bi suele ser un elemento encontrado comúnmente en altas concentraciones en esfalerita, no lo es el Pb, por lo que los altos valores de este elemento podrían ser el resultado de la presencia de inclusiones sub-microscópicas de un mineral rico en Pb como por ejemplo galena.

8.3.2. Análisis con SEM-EDS

Se realizaron determinaciones semi-cuantitativas con EDS sobre minerales de mena pertenecientes a ambos pulsos mineralizantes cuyos resultados se muestran en las Tablas 8.2 y 8.3. La metodología, condiciones de operación y características de los equipos se presentan en el Capítulo 2.

En las piritas analizadas los resultados son coincidentes con los obtenidos con microsonda, excepto por el contenido de arsénico que en algunos cristales alcanzó un 2,6 % (Tabla 8.2). El uso de esta técnica permitió determinar la existencia de inclusiones sub-microscópicas de galena (Figura 8.4a), una sulfosal de Pb, Fe, As y Sb (Figura 8.4 b) y de scheelita (CaWO_4) en la pirita correspondiente al primer pulso mineralizante (Tabla 8.3). Los pequeños contenidos de Fe registrados en la galena y la sulfosal podrían corresponder a la pirita hospedante ya que se trata de inclusiones muy pequeñas (1

a 3 µm). La relación de la pirita y la esfalerita es clara, y en general cuando la esfalerita se encuentra intercrecida con pirita, conformando masas de cristales (Figura 8.4 c y d).

Por otra parte los análisis realizados en esfalerita (Tabla 8.2 y 8.3; Figura 8.3 c y d) arrojaron valores consistentes con los obtenidos por microsonda electrónica para los elementos mayoritarios aunque difieren en las trazas, ya que no registraron contenidos de Pb, Bi u Au.

Mineral	O	Si	S	Ca	Fe	As	Al	K	Na	Cl	Sr	Hg	Br	Zn	Total
Pirita	0.00	0.00	51.96	0.00	46.83	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	51.30	0.00	48.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	51.00	0.00	49.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	50.66	0.00	49.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	51.23	0.00	47.03	1.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	49.97	0.82	49.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	50.12	0.63	49.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	49.68	0.61	48.28	1.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	47.74	1.57	48.26	2.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	51.17	0.00	48.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	6.76	1.04	42.63	2.97	44.06	2.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	48.54	0.00	49.59	1.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	49.64	0.00	50.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	50.31	0.00	49.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	50.55	0.00	49.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	51.14	0.00	48.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	49.23	0.55	47.62	2.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	51.78	0.00	48.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	50.20	0.00	49.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	48.79	1.59	49.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	50.21	0.00	49.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	50.10	0.00	49.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
	0.00	0.00	50.12	0.00	49.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
0.00	0.00	51.15	0.00	48.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
0.00	0.00	51.06	0.00	48.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
0.00	0.00	48.46	0.00	51.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
0.00	0.00	52.52	0.00	47.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
0.00	0.61	47.24	4.24	47.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
Esfalerita	0.00	0.00	31.55	0.00	3.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	65.26	100.00
	0.00	0.00	30.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	69.85	100.00
	0.00	0.00	30.33	0.00	3.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	66.47	100.00
0.00	0.00	30.79	0.00	3.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	66.12	100.00	

Tabla 8.2. Composición química semi-cuantitativa de minerales de mena del primer pulso mineralizante obtenidos con EDS, expresados en % en peso.

Los análisis realizados sobre minerales de mena del segundo pulso mineralizante permitieron establecer la composición del rejalgar y el oropimente y la presencia de telururos (Tabla 8.2) que por su pequeño su tamaño (<10 µm) no pudieron ser reconocidos por vía óptica. Los resultados obtenidos para el rejalgar y el oropimente se ajustan a la composición química teórica de ambos minerales (70,03% As; 29,97% S para el Rejalgar y 60,90% As; 39,10% S para el oropimente). En la muestra analizada, el rejalgar se presenta como masas de cristales que rellenan los espacios entre piritas del primer pulso y relleno microfracturas que afectan a este mineral.

Minerales	S	Fe	Zn	Pb	As	Sb	Te	Au	Hg	Ca	O	W	Total
	% en peso												
Esfalerita	29.51	1.09	69.4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	30.32	1.15	68.53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Pirita	48.8	51.2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	49.09	50.91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Galena	8.93	4.18	0,00	86.89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Sulfosal ¿?	21.27	11.26	0,00	55.59	5.21	6.67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Scheelita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,51	9,43	75,06	100
Rejalgar	27.22	0,00	0,00	0,00	72.78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	28.16	0,01	0,00	0,00	71.84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	28.94	0,02	0,00	0,00	71.06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Oropimente	39,10	0,00	0,00	0,00	60,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	39,44	0,00	0,00	0,00	60,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	39,08	0,00	0,00	0,00	60,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	39,35	0,00	0,00	0,00	60,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Telururos con Au	0,00	1.23	0,00	8.19	0,00	0,00	39.97	21.45	29.16	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	61.04	38.96	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	60.23	39.77	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	50.5	49.5	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	56.44	43.56	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	5.13	0,00	52.55	42.32	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0.92	0,00	3.75	0,00	0,00	35.35	0,00	59.98	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0.57	0,00	0,00	3.73	0,00	36.7	0,00	59	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	37.15	0,00	62.85	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	40	0,00	60	0,00	0,00	0,00	100
Telururo 2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	38.82	0,00	61.18	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	39.29	0,00	60.71	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	3.21	0,00	37.47	0,00	59.32	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	3.52	0,00	36.62	0,00	59.86	0,00	0,00	0,00	100
	0,00	0,00	0,00	0,00	5.55	0,00	37.88	0,00	56.57	0,00	0,00	0,00	100

Tabla 8.3. Composición química semi-cuantitativa de minerales de mena del segundo pulso mineralizante obtenido con SEM-EDS, expresados en porcentaje en peso.

Adicionalmente, esta técnica permitió identificar telururos de Au y telururos de Hg (Tabla 8.3). Los telururos de Au conforman tablillas euhedrales cortas (Figura 8.5. a y b) y presentan una composición constante en los análisis realizados, excepto por uno de ellos en el que se reconocen trazas de As. Los telururos de Hg se presentan conformando cristales muy irregulares (Figura 8.5 c y d) o cristales subhedrales en los que se reconocen algunas caras cristalinas que en ocasiones conforman intercrecimientos con los telururos de Au. Figura 8.5. c y d). Estos presentan contenidos menores y erráticos de Fe, Pb, y/o As (Tabla 8.3).

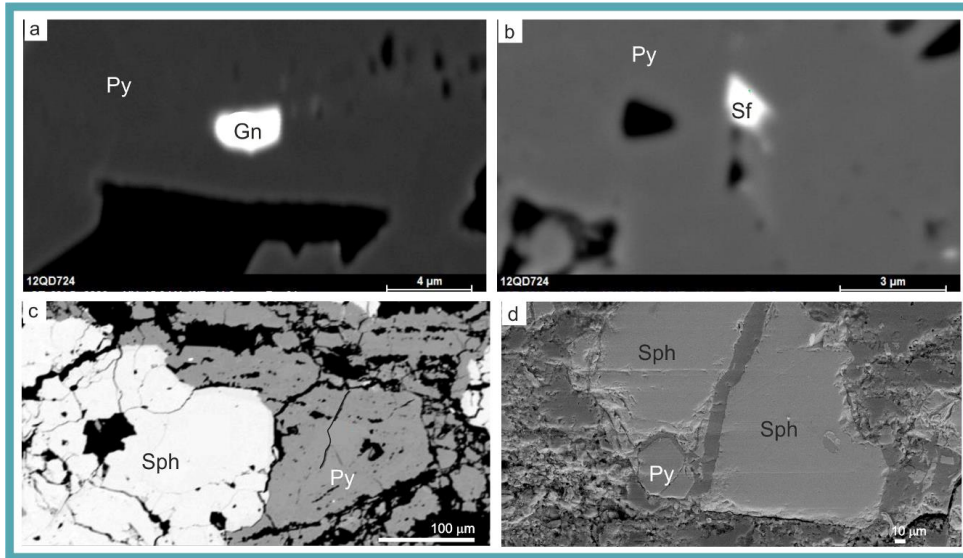


Figura 8.4. Imágenes de electrones retrodispersados de minerales de mena pertenecientes al primer pulso mineralizante. a) Inclusión de galena (Gn) en pirita (Py). b) Inclusión de sulfosal (Sf) de Pb, Fe, As y Sb en pirita (Py). c) Intercrecimientos de pirita (Py) y esfalerita (Sph). d) Cristales de esfalerita (Sph) relacionados a pirita (Py).

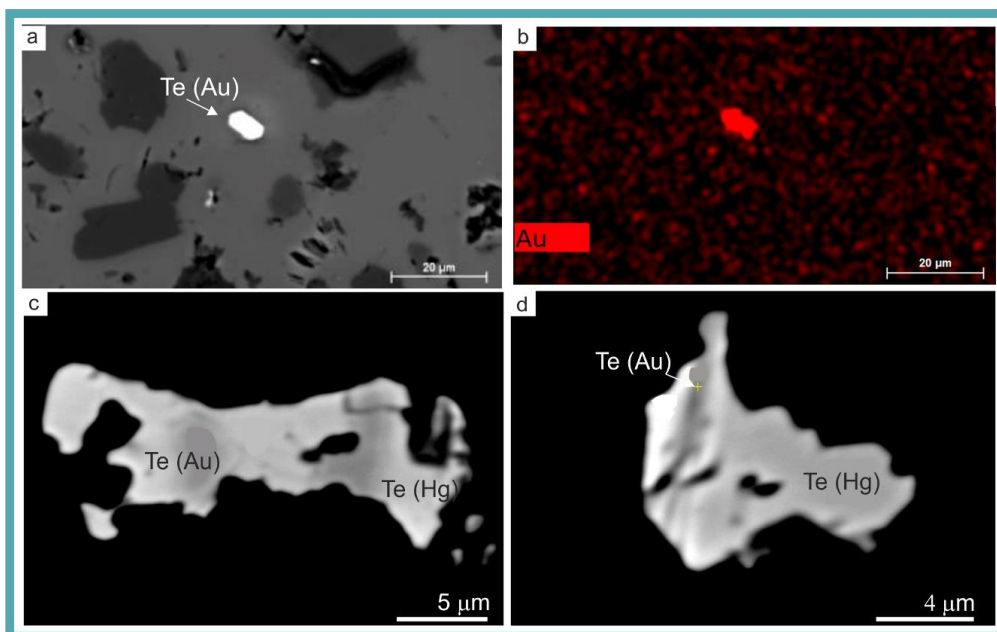


Figura 8.5. Imágenes de electrones retrodispersados y mapeo composicional de los telururos que constituyen el segundo pulso mineralizante. a) Cristal con hábito prismático corto del telururo de Au (Te(Au)). b) Mapeo composicional por Au del cristal de la figura a. c) Cristal anhedral irregular, del telururo de mercurio (Te(Hg)) con zonaciones del telururo de Au (Te(Au)). d) Cristal anhedral del telururo de mercurio (Te(Hg)) con intercrecimientos del telururo de Au (Te(Au)).

8.3.3. Análisis con QEMSCAN

Se utilizó adicionalmente un QEMSCAN que permitió realizar un mapeo composicional de una muestra correspondiente al segundo pulso de mineralización. La aplicación de esta metodología tuvo como objetivo mostrar la distribución espacial de minerales de mena seleccionados (Au, Rejalgar y Pirita) con respecto a los minerales de ganga (Cuarzo y Carbonato).

El sistema QEMSCAN es un método instrumental esencialmente no destructivo, de carácter semi-cuantitativo que se basa en la identificación de fases/minerales a través de la combinación de imágenes de electrones retrodispersados y de espectros de energía dispersiva (rayos X) captados punto a punto sobre una malla de muestreo en la superficie de una muestra. Las características del equipo utilizado y las condiciones de operación se describen en el Capítulo 2. Se utilizaron dos mallas de muestreo para la sección analizada, una de 15 μm y otra de 1,5 μm de distancia de muestreo (Figura 8.6). Esta última se realizó en 9 áreas de la muestra seleccionadas al azar. En la figura 8.6 se muestra el mapeo completo realizado con una resolución de 15 μm y cada área mapeada a 1,5 μm .

El análisis de las imágenes obtenidas (Figura 8.6) muestra que existen bandas constituidas por cuarzo y calcita y bandas formadas solo por calcita. El rejalgar parece estar asociado a las bandas compuestas por sílice y calcita. El Au se encontró con la menor distancia entre puntos de análisis aplicada. Como su distribución dentro de los minerales que lo contienen es irregular y escasa, en el mapeo obtenido está representado por pequeños puntos en el campo de medición número 4. Debido a su pequeño tamaño no se observan en la figura 8.6. Los telururos que lo contienen se presentan relacionados espacialmente a las bandas que contienen rejalgar, es decir a las bandas de cuarzo y calcita. La pirita, perteneciente al primer pulso mineralizante, se encuentra preferencialmente en las bandas de cuarzo y calcita, brechada y rellanada por rejalgar.

8.4. Geoquímica de Elementos Metálicos

Análisis químicos de elementos metálicos provistos por MASA (Tabla 8.4) fueron utilizados para establecer la variación de Au (equivalente) dentro del cuerpo mineralizado. Como se describe en el Capítulo 7 (*Estructura del área y control estructural de la mineralización*), la forma del cuerpo se obtiene de acuerdo a las leyes de Au arrojadas por los análisis químicos realizados en cada tramo

perforado. La envolvente que genera la forma del cuerpo se traza por los puntos en los cuales los análisis hayan arrojado tenores de Au (equivalente) mayores a 0,2 ppm (Figura 8.7 a).

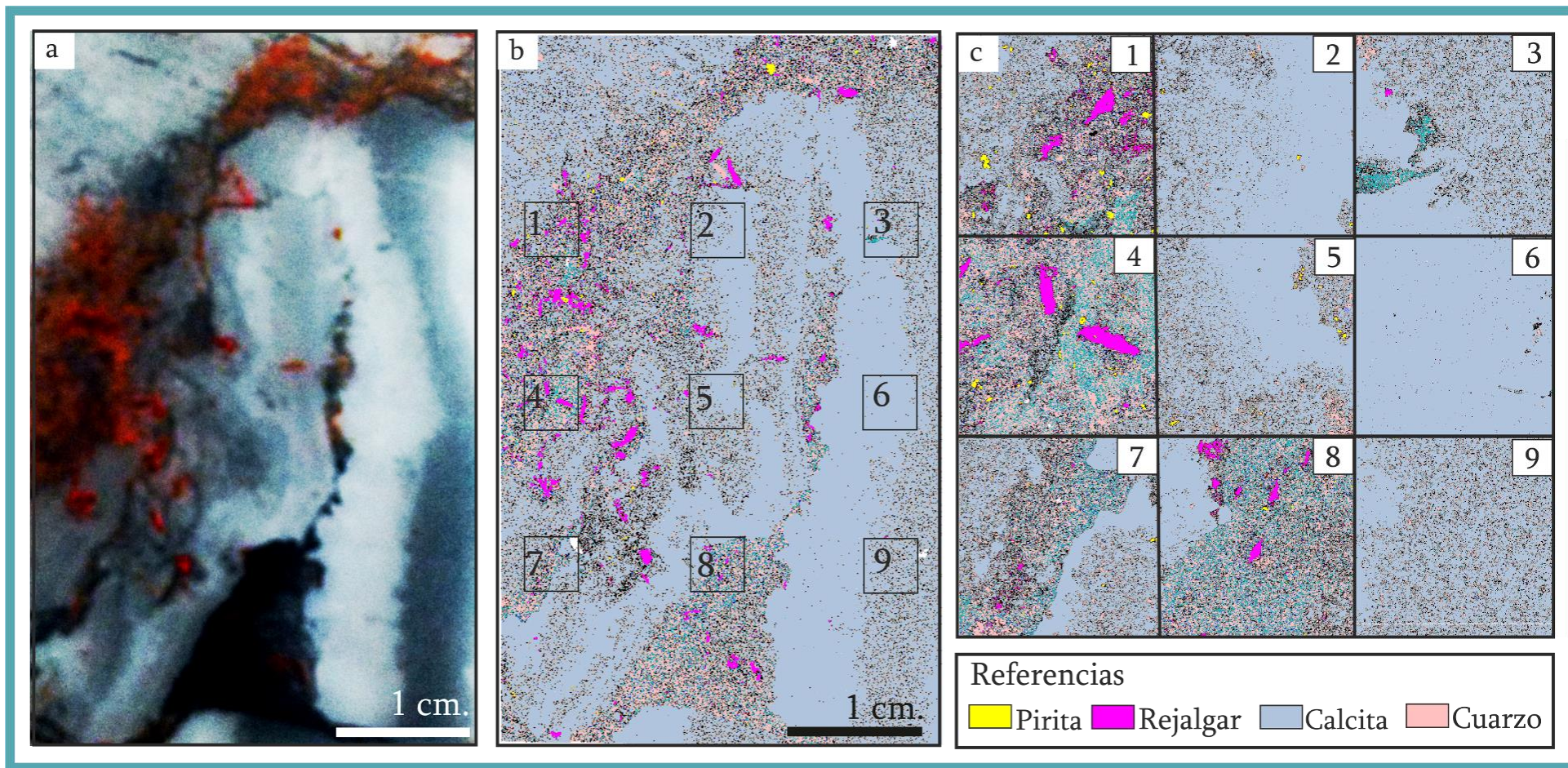


Figura 8.6. a) Fotografía de la muestra GL 12QD738 que fue analizada por este método. b) Mapeo composicional semi- cuantitativos obtenidos con QEMSCAM con una malla de muestreo de 15 µm. c) Campos de la Figura b) analizados con una malla de muestreo de 1,5 µm.

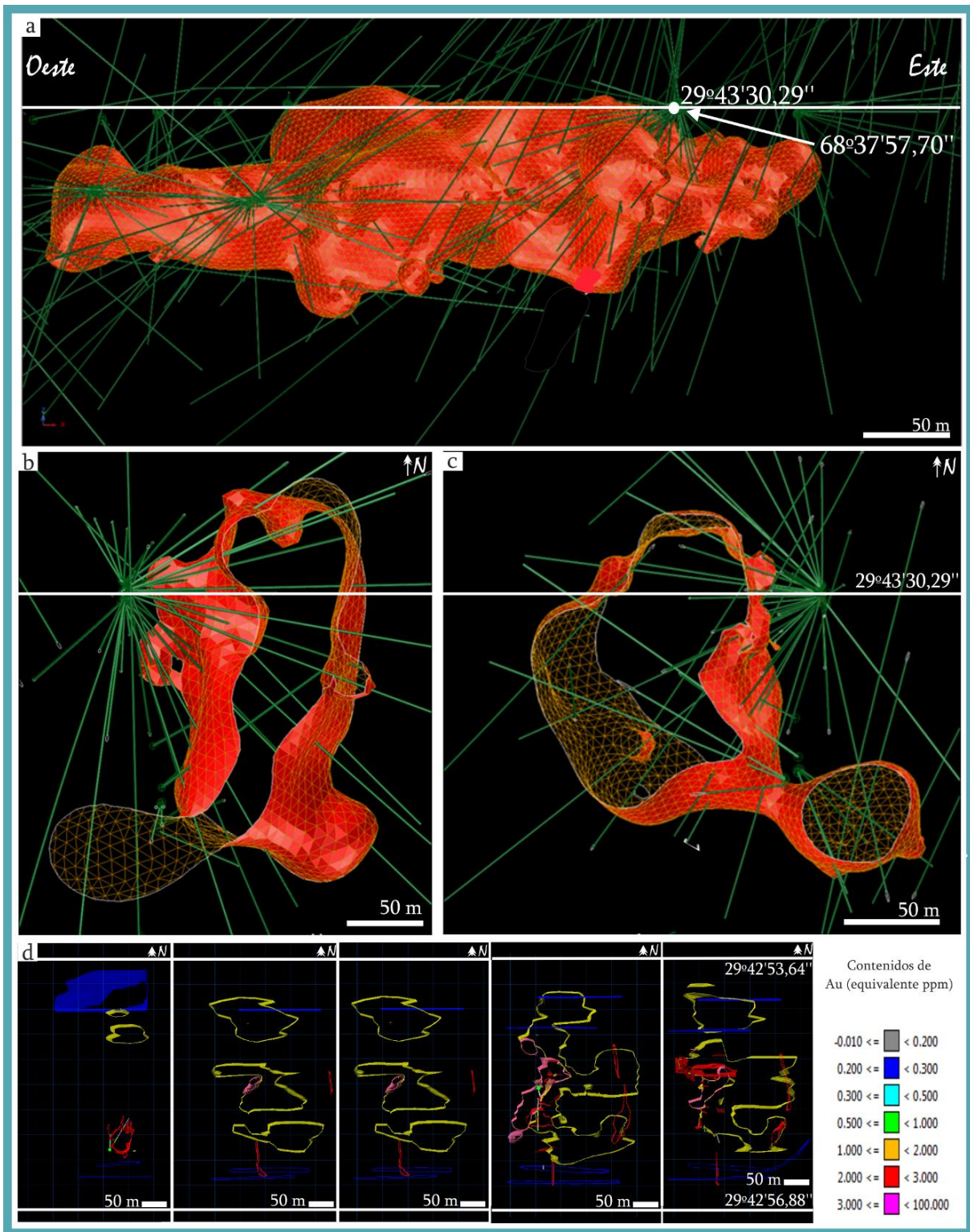


Figura 8.7. a) Modelado del cuerpo mineralizado QDD *Lower West* en un perfil O-E. En la figura pueden observarse las formas globosas e irregulares determinadas por las variaciones del contenido de Au (equivalente). b) Sección transversal al cuerpo mineralizado realizada a los 100 m desde el inicio del cuerpo (de Este a Oeste) mostrando la forma del mismo. c) Sección transversal al cuerpo mineralizado realizada a los 200 m desde el inicio del cuerpo (de Oeste a Este) mostrando la forma del mismo. d) Variación de las leyes de Au (equivalente) dentro del cuerpo mineralizado mostrada en secciones transversales, realizadas cada 100 m desde el inicio del cuerpo (de este a oeste, de izquierda a derecha respectivamente). Como puede observarse, los contenidos de Au (equivalente) varían erráticamente.

Caracterización metalogenética y controles de la mineralización de Au diseminado en brechas del distrito minero Gualcamayo, Precordillera Central, provincia de San Juan. Lic. María Celeste D'Annunzio.

Pozo	Desde (m)	Hasta (m)	Longitud muestra (m)	Al	Ca	Ti	Au	As	Ag	Cd	Co	Cr	Cu	Ba	Hg	La	Mn	Mo	Ni	P	Pb	Sb	Sc	Sr	Tl	V	W	Y	Zn	Th	U
				%			ppm														ppm										
06QD-374	395,2	395,95	0,75	0,04	10	0	0,55	223	0	0	0	0	0	10	0	2	105	1	0	0	2	0	0	223	0	3	0	0	5	.	0
	395,95	399,3	3,35	0,73	6,32	0	0,02	232	0	0	2	4	7	147	0	13	287	5	3	375	5	0	0	79	0	18	0	6	41	.	0
	399,3	400,95	1,65	0,32	10	0	0,08	304	0	0	1	1	3	74	0	8	271	4	2	129	3	0	0	226	0	5	0	3	43	.	0
06QD-380	397,7	399,42	1,72	0,14	10	0	0,92	751	0	0	0	1	2	16	0	3	173	1	1	59	7	11	0	196	7	6	0	0	18	.	0
08QD-522	56,7	58,3	1,6	0,03	10	0	19,3	1591	0	0	1	0	0	0	15	4	253	6	2	15	4	0	0	105	157	7	0	4	107	.	0
08QD-534	136,9	138,9	2	0,02	28,6	0	6,115	1970	0	0	0	0	0	4	5	30	234	24	2	20	15	14	0	100	12	22	0	0	28	.	18
08QD-536	99,1	100,97	1,87	0,05	29,8	0	1,569	240	0	1	0	0	3	2	3	17	250	5	2	20	11	8	0	108	7	26	0	0	59	0	0
08QD-536	77,1	79,18	2,08	0,48	3,95	0	1,803	303	0	0	1	4	49	54	3	21	81	3	2	530	12	0	0	21	32	8	0	0	63	0	0
08QD-539	77,81	79,78	1,97	0,07	35,7	0	2,661	2124	0	0	0	4	0	2	4	14	212	7	4	20	3	7	0	52	39	16	0	0	0	0	22
10QD-591	85,6	86,8	1,2	0,13	25	0	3,23	356	0,2	1	2	1	4	0	4	0	194	3	2	50	37	8	1	159	40	5	0	0	103	0	0
	86,8	88	1,2	0,1	25	0	1,45	327	0	0	1	0	3	0	2	0	158	3	0	40	11	5	1	171	20	1	0	0	93	0	0
	94	96	2	0,63	0,52	0	0,74	629	0,2	0	2	2	9	50	2	10	50	1	1	580	10	0	1	14	10	6	0	0	34	0	0
	98	100	2	0,26	25	0	1,5	1370	2,4	11	2	1	8	10	2	10	309	2	2	130	934	14	1	134	10	6	10	0	2970	0	0
	111,1	112,4	1,3	0,08	25	0	0,45	500	0	0	1	1	2	0	1	0	223	3	0	40	0	0	0	165	10	0	0	0	7	0	0
10QD-595	34	36	2	1,23	3,58	0	0,197	1490	0	0	17	38	86	70	0	20	377	3	36	790	5	0	14	18	0	77	10	0	67	0	0
10QD-597	8	10	2	1,14	3,61	0	0,013	329	0	0	16	28	65	150	0	30	426	6	33	680	12	0	7	20	0	49	0	0	37	0	0
	12	14	2	1,37	2,93	0	0,032	920	0	0	20	30	69	120	0	30	319	4	47	750	4	0	10	17	0	66	10	0	51	0	0
10QD-603	76	78	2	0,3	25	0	0,006	261	0	0	4	13	6	30	0	10	237	4	8	210	4	0	4	237	0	24	0	0	22	0	0
10QD-609	96	98	2	0,85	24,1	0	0,174	362	0	0	5	13	12	50	1	0	337	3	10	290	8	2	4	198	0	30	0	0	25	0	0
11QD-677	144	146	2	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	176	178	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11QD-678	152	154	2	0,33	24,9	0	0,691	118	0,7	0	2	4	3	112	0	0	618	0	4	212	4	5	0	206	0	6	0	0	12	0	0
	312	314	2	0,19	30,2	0	2,227	1020	4,7	0	2	6	6	346	0	0	493	0	7	237	7	17	0	172	0	6	0	0	22	0	0
12QD-699	56	57,2	1,2	0,13	23,1	0	2,16	2665	2,2	0	4	5	9	123	0	14	455	0	10	225	6	26	0	128	0	10	0	0	10	0	0
	104	106	2	1,21	19,7	0	0,00	7	0	0	4	22	3	75	0	4	185	0	10	197	0	0	0	136	0	31	0	0	7	0	0

Tabla 8.4. Análisis químicos de perforaciones (roca total) de tramos mineralizados para muestras de perforación de Quebrada del Diablo Lower West. Los mismos fueron realizados en ACME bajo el protocolo G6. Representan (30 pozos, 53 muestras, 94,69 m).

Capítulo 8. Mineralización y Alteración.

Pozo	Desde (m)	Hasta (m)	Longitud muestra (m)	Al	Ca	Ti	Au	As	Ag	Cd	Co	Cr	Cu	Ba	Hg	La	Mn	Mo	Ni	P	Pb	Sb	Sc	Sr	Tl	V	W	Y	Zn	Th	U	
				%			ppm														ppm											
12QD-700	18	20	2	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	20	21,3	1,3	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	34	36	2	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	140	142	2	0,1	28,6	0	1,02	333	1,2	0	0	5	2	100	1	20	468	17	3	52	6	12	0	121	0	4	0	0	71	10	0	0
12QD-701	148	150	2	0,41	6,89	0	0,42	831	0,4	0	1	5	8	81	1	29	230	0	0	460	10	4	0	41	0	5	0	0	40	10	0	0
	151,5	152,5	1	0,04	39,2	0	0,06	219	0	0	0	0	3	35	0	5	142	2	0	19	3	0	0	185	0	5	0	0	6	0	0	0
	42	44	2	0,02	33,4	0	0,19	303	0,5	0	0	3	2	98	0	0	143	0	0	17	24	4	0	166	0	5	0	0	86	0	0	0
12QD-705	54,2	56	1,8	0,4	8,69	0	0,04	29	0	0	6	21	12	9	0	14	1219	5	15	691	11	0	6	64	0	28	0	0	157	13	0	0
	65,7	67	1,3	0,34	4,41	0	0,35	781	0,8	0	16	20	158	26	0	22	1212	16	33	726	20	7	7	46	0	39	0	0	103	13	0	0
	200	202	2	0,07	39,4	0	0,03	236	0	0	0	2	0	2	0	0	41	2	0	19	0	0	0	184	0	2	0	0	7	0	0	0
12QD-708	278	280	2	0,03	36,5	0	0,01	18	0	0	0	0	3	4	0	0	19	5	1	25	0	0	0	229	0	3	0	0	0	10	0	0
	334,3	336	1,7	0,03	4,22	0	0,00	13	0	0	0	6	0	2	0	15	491	4	0	32	0	0	0	27	0	2	0	0	46	9	0	0
	364	366	2	0,14	26,1	0	0,12	38	0,5	2	2	2	9	4	0	13	905	228	1	18	13	0	0	159	0	4	32	0	130	5	0	0
12QD-710	18	20	2	0,3	14,9	0	3,07	930	8	2	7	14	31	29	0	29	658	2	17	574	16	49	0	87	0	14	0	0	223	10	0	0
	146	148	2	0,04	29,1	0	0,06	220	0	0	0	4	2	32	0	8	143	1	3	14	0	0	0	179	0	4	0	0	6	0	0	0
12QD-717	308	310	2	0,02	37,4	0	1,49	199	0	0	0	3	0	2	2	0	116	8	0	13	0	6	0	148	0	6	0	0	1	-2	0	0
12QD-714	57	58	1	0,74	0,91	0	0,78	985	0	0	13	17	67	67	1	31	80	9	42	489	6	15	0	26	0	47	0	0	30	8	0	0
	80	82	2	0,52	1,04	0	15,40	2676	100	2	13	15	101	11	1	29	51	12	45	474	280	474	0	91	0	57	0	0	321	7	0	0
	94	96	2	0,22	11,9	0	0,22	101	1,6	0	3	6	7	360	0	20	256	3	6	723	19	4	0	110	0	5	0	0	42	8	0	0
12QD-727	88	90	2	0,19	33,3	0	0,25	332	0,5	0	1	5	0	20	2	0	152	5	2	131	0	0	0	180	0	0	0	0	8	3	0	0
12QD-730	42,4	43,3	0,9	0,12	37,6	0	6,99	3650	2,6	0	0	0	4	31	18	0	413	3	2	27	4	419	0	119	0	3	0	0	19	7	0	0
12QD-732	58	60	2	0,58	11,8	0	0,05	765	1,1	0	7	15	19	28	0	8	595	8	24	595	5	3	0	50	0	28	0	0	255	11	0	0
12QD-738	86	87	1	0,19	30,7	0	2,43	2371	0	0	1	7	0	14	5	0	181	0	4	194	0	16	0	145	0	1	3	0	10	6	0	0
12QD-739	164	166	2	0,14	33,4	0	0,15	293	0	0	2	5	1	44	0	0	224	0	5	226	0	4	0	242	0	0	0	0	12	5	0	0
12QD-740	26,2	28	1,8	0,22	22,4	0	2,31	1481	25	0	0	1	4	70	2	0	443	0	3	18	6	321	0	118	0	4	0	0	12	13	0	0
12QD-743	50	52	2	0,16	8,02	0	14,90	885	0	2	4	4	23	45	0	17	338	0	8	427	572	510	0	98	0	3	0	0	463	11	0	0

Tabla 8.4 (Continuación). Análisis químicos de perforaciones (roca total) de tramos mineralizados para muestras de perforación de Quebrada del Diablo Lower West. Los mismos fueron realizados en ACME bajo el protocolo G6. Representan (30 pozos, 53 muestras, 94,69 m).

En la figura 8.7 b y c se observan dos secciones transversales al cuerpo QDD *Lower West* realizadas a los 100 y 200 m, desde el comienzo del cuerpo, de Este a Oeste, respectivamente. Puede observarse la forma irregular globosa que provocan las variaciones del contenido de Au equivalente. En la Figura d se muestran secciones transversales al cuerpo mineralizado. Cada una de ellas se realizó cada 100 m de Oeste a Este. Como puede observarse las leyes son muy variables dentro del cuerpo y no responden a ningún patrón específico.

Se realizaron diagramas de correlación de Pearson (Pearson y Filon 1898; Pearson 1896) Figura 8.8) de Au- As; Au- Ag; Au- Cu y Au- Pb, con el fin de establecer si existe una vinculación genética entre estos elementos. Se tuvieron en cuenta las determinaciones donde los dos elementos contrapuestos están presentes. Los resultados obtenidos para el par Au- Ag, muestra una correlación significativa entre ambos elementos (Figura 8.8). La correlación de Au con los demás elementos analizados no es significativa (Figura 8.9).

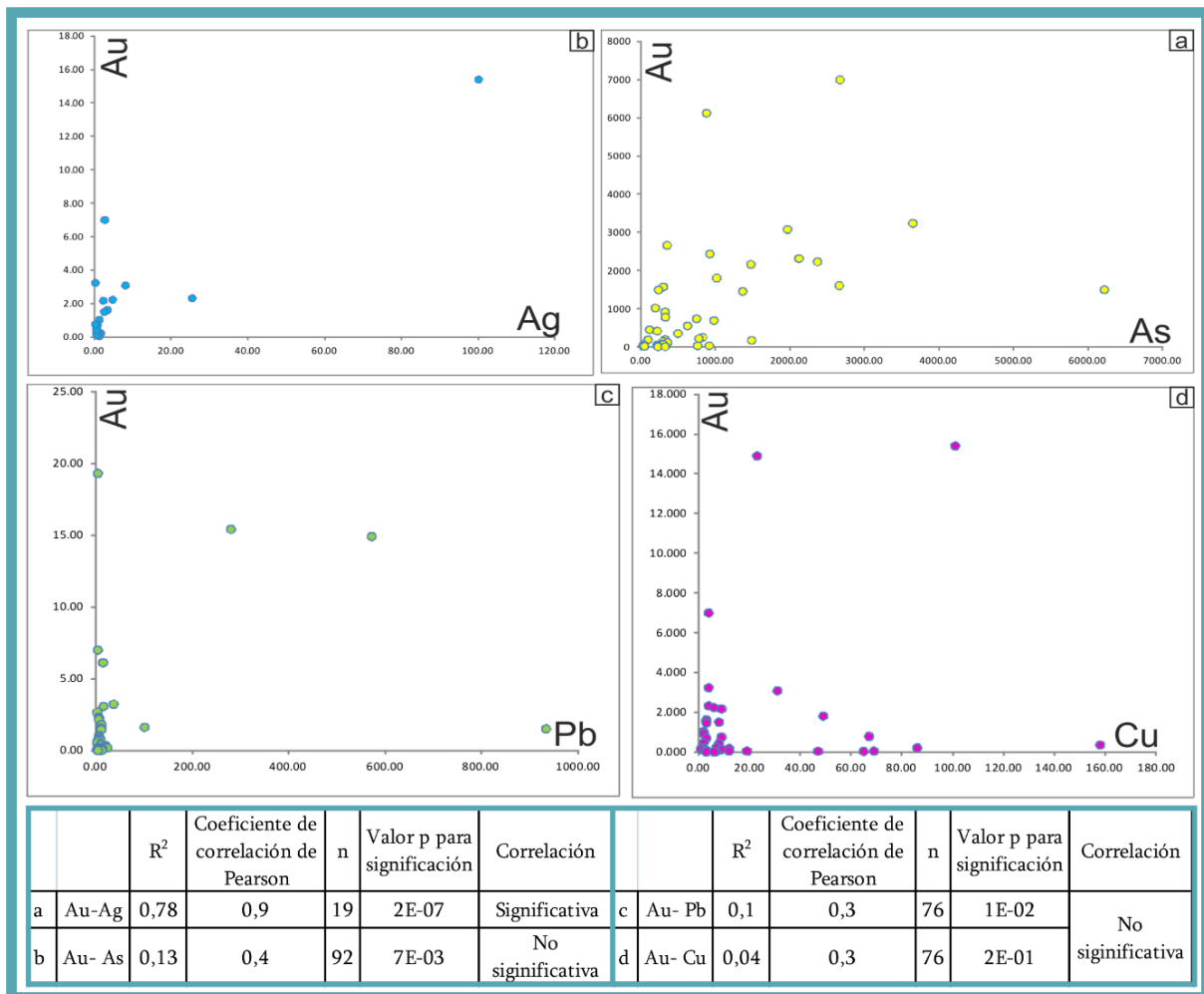


Figura 8.8. Diagramas de correlación a)Au- Ag; b)Au- As; c)Au- Pb; y d)Au- Zn. e) Valores de R², coeficiente de correlación de Pearson, Valor p para significación y significado de la correlación. Las correlaciones no son significativas en los pares analizados, excepto para Au- Ag.

8.5. Síntesis Interpretativa

El cuerpo QDD *Lower West* está constituido por dos pulsos mineralizantes. El primero de ellos se encuentra alojado principalmente en brechas tectónicas y está compuesto por pirita-marcasita- esfalerita- oro- en ganga de calcita y cuarzo. El segundo pulso corta al primero en forma de brechas o venillas y está constituido por rejalgar- oropimente y telururos de Au y de Hg en ganga de calcita y cuarzo. Entre ambos pulsos mineralizantes se reconocen otros pulsos de venillas estériles.

En el primer pulso mineralizante se reconoce un cambio en las condiciones, evidenciado por la alteración de pirita a marcasita. Esto implica una disminución de la disponibilidad de azufre en el sistema y posiblemente, condiciones levemente más ácidas. El pasaje al segundo pulso mineralizante evidencia condiciones diferentes a las del primero. La aparición de sulfuros de arsénico indica un incremento de la actividad de As en el sistema. Los cambios entre venillas de calcita y calcita y cuarzo evidencian cambios episódicos de pH.

Los altos contenidos de Pb en las piritas analizadas con microsonda electrónica pudieron asociarse a inclusiones sub-microscópicas de galena en los cristales analizados con EDS. Además de galena se encontraron inclusiones de un mineral de Pb, S, Fe, As y Sb.

Los análisis realizados con EDS en muestras del segundo pulso mineralizante permitieron reconocer la presencia de telururos de Au y de Hg. Los telururos de Au podrían corresponder a Silvanita (Au, Ag)₂Te₄ (59,36 Te; 34,36 Au; 6,27 Ag) o Calaverita AuTe₂ (56,44 % Te; 43,56 % Au) sin embargo el hábito de tablillas cortas en el que suele presentarse sugiere que se trataría de calaverita. La composición de los telururos de Hg, sus hábitos y los porcentajes en peso obtenidos con el EDS permiten afirmar que corresponderían a la especie coloradoita (HgTe; 61,12 % Hg; 38,88 % Te).

El análisis con QEMSCAN permitió determinar que existen bandas constituidas por cuarzo y calcita y bandas formadas solo por calcita. El rejalgar y los telururos de Au parecen estar asociado a las bandas ricas en cuarzo.

Si bien, según los análisis de química mineral ambos pulsos contienen Au, en el primer pulso, no ha sido encontrado, mientras que en el segundo se presenta en forma de telururo (calaverita) El hecho de que el Au, no se encuentre como Au libre o no se reconozcan fases minerales formadas por este elemento, podría significar que el mismo se encuentre como trazas dentro de los minerales que componen lo componen, por ejemplo dentro de la estructura de la pirita, como oro submicroscópico.

En la figura 8.9 se presenta el diagrama paragenético construido a partir de los métodos analíticos empleados.

Como se observa en las secciones transversales al cuerpo QDD *Lower West* analizadas, el contenido de Au dentro del cuerpo mineralizado QDD *Lower West* no es constante, sino que varía erráticamente en todo el cuerpo mineralizado.

Por otra parte, en los diagramas realizados se observa que no existe correlación entre Au y otros elementos como Pb, Zn y As. Esto puede deberse a que el Au se presenta en ambos pulsos mineralizantes. Au presenta una correlación significativa con Ag, aunque como se desprende del análisis mineralógico, este elemento no fue encontrado en las fases minerales analizadas.

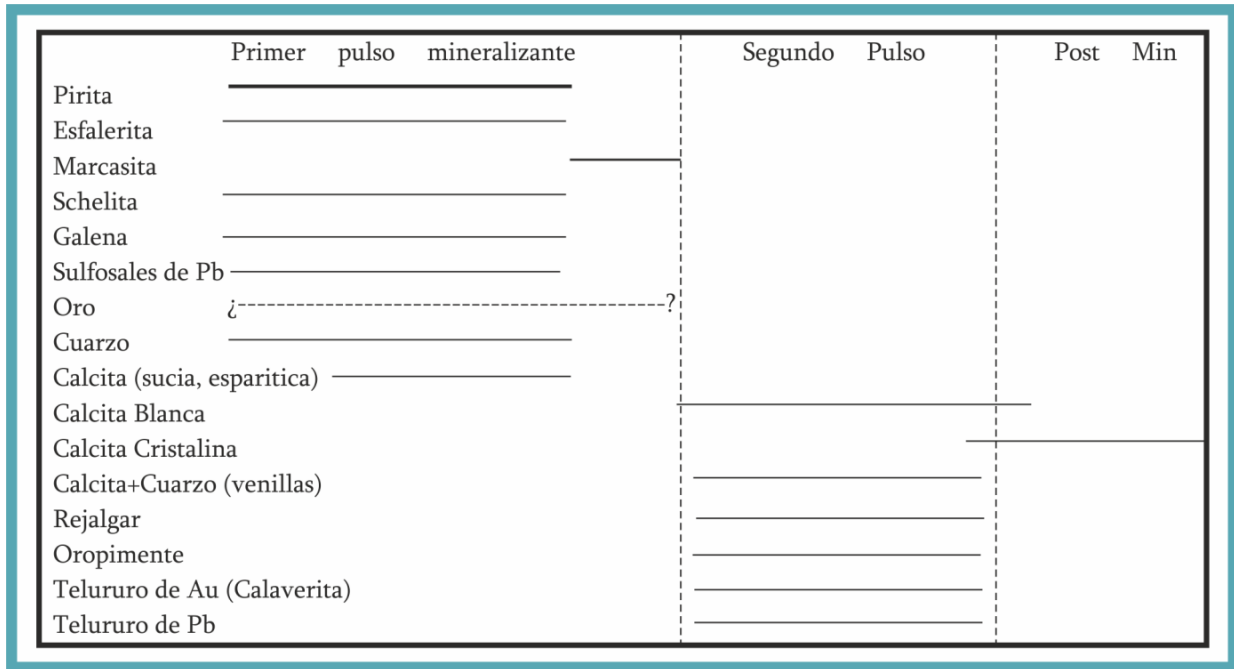


Figura 8.9. Diagrama paragenético propuesto para QDD Lower West.

8.6. Trabajos citados en este capítulo

- Abratis, P.K., Patrick, R.A.D., Vaughan, D.J., 2004. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. *Int. J. Mineral. Process* 74, 41–59.
- Alfantazi, A.M., Moskalyk, R.R., 2003. Processing of indium: A review. *Miner. Eng.* 16, 687–694.
- Conde, C., Tornos, F., Ross, L., Danyushevsky, L.D., Solomon, M., 2009. Análisis de Elementos Traza por LA-ICPMS en Pirita de los Sulfuros Masivos de Tharsis (FPI). *Rev. la Soc. Española Mineral. Macla* n° 1, 63–64.
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Danyushevsky, L., Saini- Eidukat, B., Melcher, F., 2009. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4761–4791.
- D’Annunzio, M.C., 2012. Gold Mineralization in Gualcamayo Mining District, Central precordillera, San Juan Province, Argentina., in: Hedenquist, J.W., Fontboté, L., Brandt, C. (Eds.), *SEG 2012: Integrated Exploration and Ore Deposits*. Lima, pp. 1–2.

- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2013. Origen y Eventos de Mineralización de las Brechas de Quebrada del Diablo Lower West, Distrito Minero Gualcamayo, Provincia de San Juan. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 70, 542–548.
- Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., Ewing, R.C., Hough, R., Walshe, J., 2011. Trace metal nanoparticles in pyrite. *Ore Geol. Rev.* 42, 32–46. doi:10.1016/j.oregeorev.2011.03.003
- Moskalyk, R., 2003. Gallium: the backbone of the electronics industry. *Miner. Eng.* 16, 921–929.
- Pearson, K., 1896. Contributions to the mathematical theory of evolution, III: regresion. heredity and panmixia. *Philos. Trans. R. Soc. London A*, 253– 318.
- Pearson, K., Filon, L.N.G., 1898. Contributions to the mathematical theory of evolution, IV: on the probable errors of the frequency constants and on the influence of random selection on variation and correlation. *Philos. Trans. R. Soc. London A*, 229–311. doi:10.1098/rspl.1897.0091

Capítulo 9.

Caracterización de los Fluidos hidrotermales.

Contenido

9.1. Estudio de inclusiones fluidas. Introducción

9.1.1 Petrografía de inclusiones fluidas

9.1.2 Estudios de microtermometría

9.2. Estudios isotópicos

9.2.1. Isótopos estables

9.2.1.1. Isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$).

9.2.1.2. Isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$).

9.2.2. Isótopos inestables

9.2.2.1. Isótopos de Pb

9.2.2.2. Datación Re- Os

9.3. Síntesis Interpretativa

9.4. Trabajos Citados en este Capítulo

Capítulo 9. Caracterización de los Fluidos hidrotermales.

9.1. Estudios de Inclusiones Fluidas. Introducción.

El crecimiento de cristales a partir de un fluido hidrotermal puede llegar a atrapar gases o líquidos dentro de imperfecciones de la estructura cristalina, al formarse cavidades que se cierran y quedan selladas a medida que el cristal sigue creciendo. Las mismas se denominan inclusiones fluidas (IF). Consecuentemente, las IF ocupan cavidades microscópicas que quedan dentro de minerales depositados a partir de una solución hidrotermal. En IF primarias, el contenido corresponde al fluido hidrotermal atrapado durante la cristalización del mineral y representa una pequeña muestra de la solución hidrotermal original. El estudio de las IF aporta información sobre las condiciones físico-químicas de los fluidos hidrotermales que dieron origen al mineral hospedante, ya que permiten cuantificar los diferentes parámetros que las caracterizan (T, P, composición y densidad)

Para estudiar IF se preparan secciones delgadas bipulidas de aproximadamente 100 μm de espesor, las que pueden observarse en un microscopio y/o ser calentadas y enfriadas en una platina especialmente diseñada para este propósito

La petrografía de una muestra de roca es esencial y es el primer paso para el estudio de las IF. Una correcta interpretación de las IF sólo puede hacerse cuando se consideran las relaciones texturales entre las mismas y el mineral hospedante. Cuando son interpretadas correctamente, las IF proporcionan información que no se puede obtener de otro modo ya que constituyen la única evidencia directa del fluido durante los procesos geológicos (Van den Kerkhof y Hein 2001).

Las IF pueden clasificarse según parámetros visuales como tamaño, forma, color e índice de refracción. Una de las clasificaciones más utilizadas e importante en el estudio de las inclusiones fluidas hace referencia al origen de la inclusión. Por definición se consideran primarias, aquellas IF entrampadas durante el crecimiento del cristal hospedante, secundarias aquellas entrampadas en cualquier momento después del crecimiento del cristal hospedante y pseudosecundarias a aquellas formadas en microfracturas durante el crecimiento del mineral hospedante (Roedder, 1984; Figura 9.1).

Una clasificación muy utilizada es la que se basa en la cantidad de fases que pueden ser reconocidas dentro de las IF a temperatura ambiente (Figura 9.2). Las clasificaciones más conocidas son las de Nash (1976, Figura 9.2.a) y la de Shepperd et al. (1985; Figura 9.2.b). Según la clasificación de Nash pueden ser:

• Tipo I: Líquidas con una pequeña burbuja de vapor, sin minerales hijos: originadas por un fluido subsaturado rico en H₂O (líquido) con <26% en peso de NaCl eq y que homogenizan a líquido al calentarlas.

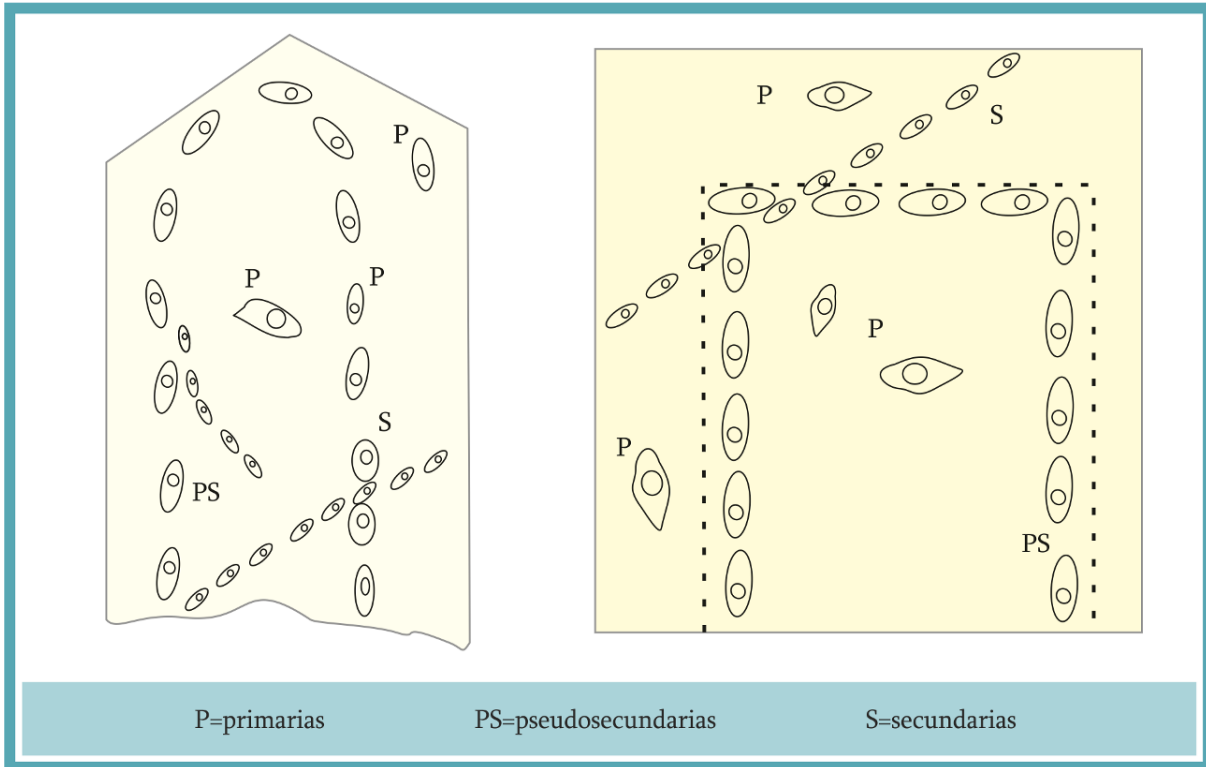


Figura 9.1. Distribución de IF primarias, pseudosecundarias y secundarias, según el criterio de Roedder (1984).

• Tipo II: Líquidas con una gran burbuja de vapor, sin minerales hijos: El fluido original es rico en vapor y al calentarlas la burbuja se expande y homogenizan a vapor.

• Tipo III: Polifásicas (líquido+vapor+sólidos), contienen uno o más minerales hijos: El fluido original es saturado con >26% en peso de NaCl equivalente y contienen fases sólidas halita o silvita a temperatura ambiente. Existen dos subtipos, (a) fluido subsaturado al momento del entrapamiento en las que al calentarlas desaparece primero la sal y luego la burbuja y (b) fluido saturado al momento del entrapamiento en las que al calentarlas desaparece primero la burbuja y luego la sal.

• Tipo IV: Dos líquidos y minerales hijos. Son inclusiones con CO₂ que típicamente presentan doble burbuja porque incluyen un líquido rico en H₂O y otro rico en CO₂ y vapor + CO₂ gaseoso, además de fases sólidas.

Otra clasificación común, basada en la petrografía de las IF, es la que utiliza la identificación de conjuntos de inclusiones o FIAs (*Fluid Inclusions Assemblages*). Según este concepto, una FIA representa un grupo de IF -petrográficamente distinguible- que quedaron atrapadas al mismo tiempo y representan las condiciones físicas y químicas en el sistema en el momento del entrapamiento

(Goldstein y Reynolds 1994; Bodnar 1994). Los arreglos espaciales de IF (Figura 9.3) pueden clasificarse en grupos (cluster), arreglos planares (trails) e inclusiones aisladas. Particularmente, los arreglos planares se clasifican en transgranulares (arreglos planares ubicados en microfisuras que cortan los bordes cristalinos), inter-granulares (arreglos planares desarrollados en el contacto entre dos o más granos) e intragranulares (arreglos planares contenidos dentro del cristal).

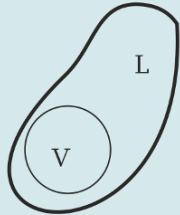
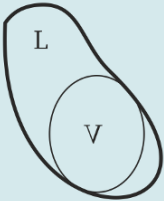
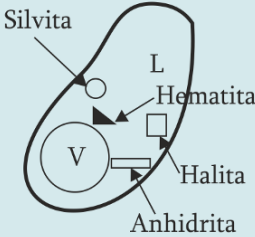
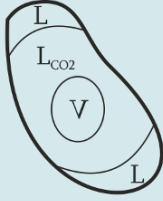







a		Tipo I	Tipo II	Tipo III	Tipo IV
					
b		Tipo de inclusión	Fases esenciales	Ejemplos típicos	Abreviatura
		MONOFÁSICA LIQUIDA	L=100%		L
		BIFÁSICA RICA EN LIQUIDO	L>50%		L + V
		BIFÁSICA RICA EN VAPOR	V=50 A 80%		V + L
		MONOFÁSICA VAPOR	V=100%		V
		POLIFÁSICA SOLIDA	L=VARIABLE S<50%		S + L ±V
		POLI-SOLIDOS	S<50% L, V VARIABLES		S + L ±V
		LIQUIDO INMISCIBLE	L ₁ ; L ₂		L ₁ + L ₂ ±V
		VIDRIO	GL>50%	—	GL±V± S

Figura 9.2: Esquemas de clasificación de inclusiones fluidas basada en las fases observadas a temperatura ambiente. a) Clasificación de Nash (1976). b) Clasificación de Shepeherd 1985. L: líquido; V: vapor; S: sólidos; GL: vidrio.

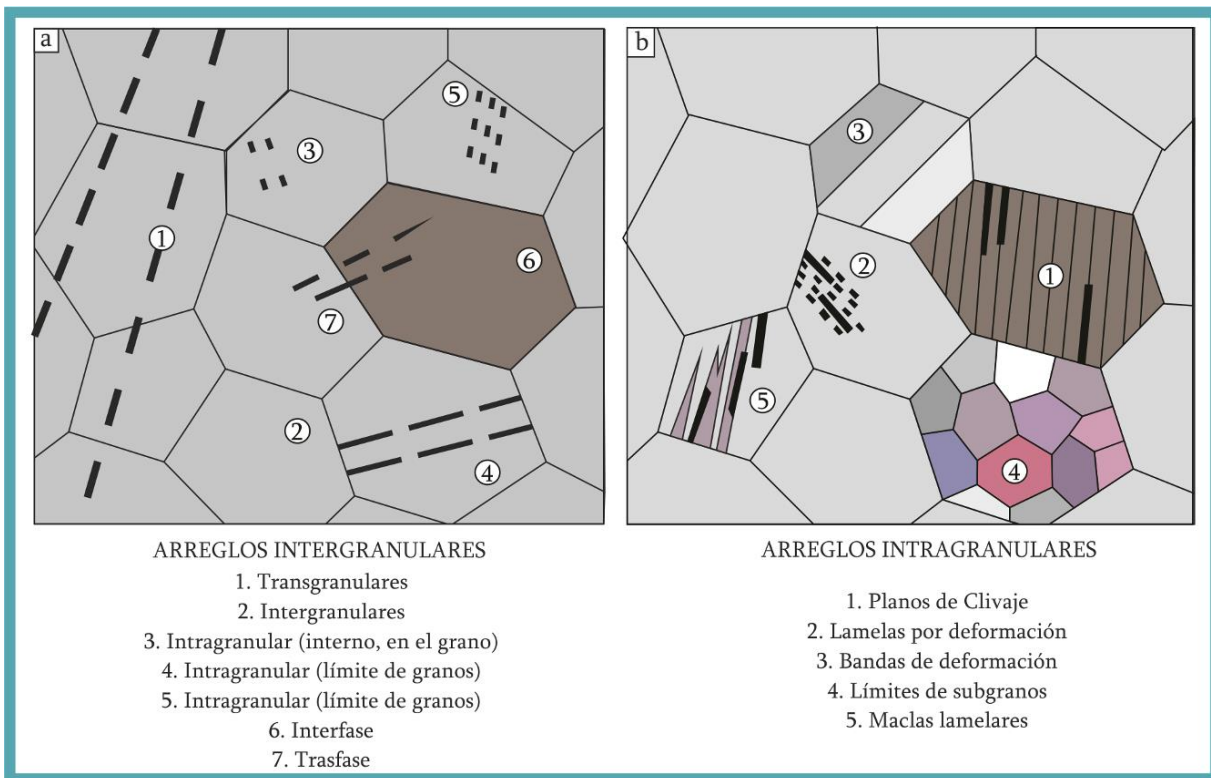


Figura 9.3. Terminología utilizada para describir espacialmente la ubicación de las inclusiones fluidas respecto de los minerales hospedantes en rocas de textura masiva (tomado de Van den Kerkhof y Hein, 2001).

9.1.1. Petrografía de Inclusiones Fluidas.

Los estudios petrográficos de IF se llevaron a cabo en secciones bipulidas realizadas en muestras de venillas de calcita correspondientes al segundo pulso mineralizante. El método no pudo ser aplicado al primer pulso debido a que los minerales portadores de IF son sumamente pequeños y escasos (esfalerita, carbonatos, cuarzo). Se examinaron sistemáticamente las características generales de las IF como ser arreglo textural, forma y relaciones líquido/vapor. Según la clasificación de (Nash, 1976) corresponden a Inclusiones de Tipo I. Son inclusiones acuosas que contienen una fase líquida predominante y otra gaseosa. Las más comunes presentan una relación líquido/vapor 70/30, aunque se reconocen otras con relación 80/20 (Tabla 9.1.). La morfología más común en las IF descritas es regular elongada, aunque se reconocieron algunas en forma de cristal negativo (rombos) y algunas de aspecto irregular. Sus tamaños varían entre 4 y 40 μm (Tabla 9.1).

Se utilizó adicionalmente, el criterio de Roeder (1984), por lo que se reconocieron en las muestras analizadas IF primarias, distribuidas de forma aislada dentro de los cristales (Figura 9.4 a), secundarias alineadas en microfracturas (Figura 9.4 b) y pseudosecundarias ubicadas en planos de crecimiento de los cristales (Figura 9.4 c).

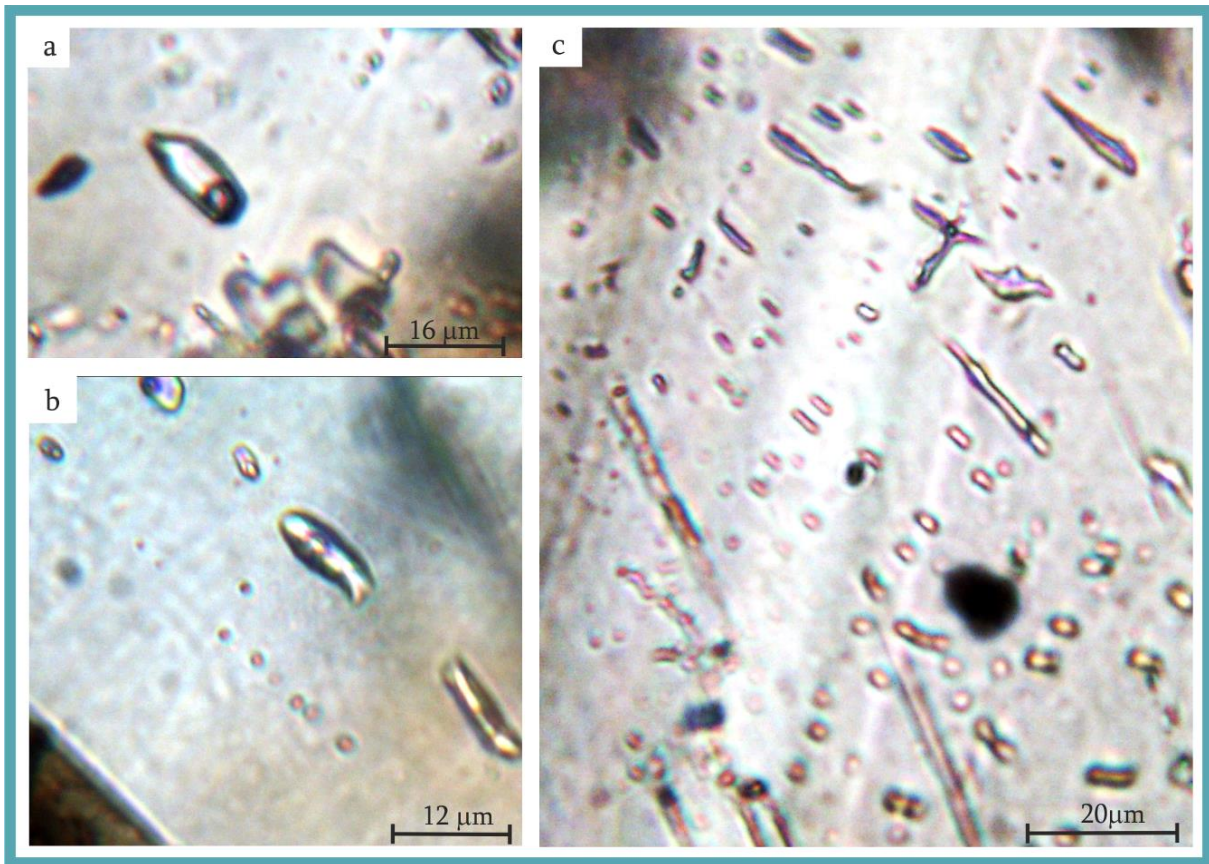


Figura 9.4. Fotomicrografías de inclusiones fluidas. a) Inclusión fluida asilada primaria. b) Inclusiones secundarias alineadas formando un tren. c) Inclusiones pseudosecundarias alojadas en un plano de crecimiento del cristal.

9.1.2. Microtermometría

La microtermometría es la técnica empleada para determinar los cambios que ocurren dentro de una IF en función de la temperatura. Si bajo el microscopio se observa una inclusión fluida con líquido + vapor, el proceso se puede revertir calentando la inclusión, hasta el punto en que desaparece la burbuja. A la temperatura a la que ésta desaparece se la denomina temperatura de homogenización (T_h) y se interpreta como la mínima temperatura a la que ocurrió el entrapamiento del fluido hidrotermal, la cual es menor que la temperatura verdadera, ya que no se conoce la presión a la que fue atrapada.

Para determinar la temperatura de fusión se congela la inclusión con nitrógeno líquido, mucho más allá de la temperatura de solidificación. Posteriormente se calienta gradualmente y en forma controlada, hasta llegar al punto en que el hielo comienza a fundirse. Esta temperatura corresponde a la composición del punto eutéctico. El eutéctico representa el punto en que las tres fases de un sistema de dos componentes, que no forma cristales mixtos, están en equilibrio (líquido, líquido + componente a, líquido + componente b).

Origen	Tamaño (μm)	Temperatura de Fusión Final de hielo (Tf)	Temperatura de homogeinización (Th)	Homogeiniza a	Salinidad (% de NaCl equivalente)	Densidad
Primarias	30	-0,5	335	Vapor	0,88	0,93
	15	n o	332	Vapor	-	0,897
	8	-0,5	331	Vapor	0,88	0,93
	12	-1,3	324,5	Vapor	2,24	0,79
	16	n o	312,15	Vapor	-	-
	24	-1,2	309,8	Vapor	2,07	0,74
	20	-0,9	292,5	Vapor	1,57	0,87
	20	-1,1	292,3	Vapor	1,91	0,74
	20	-1	291,5	Vapor	1,74	0,74
	20	n o	290,2	Vapor	-	-
	8	n o	290,2	Vapor	-	-
	20	-0,9	290	Vapor	1,57	0,74
	30	-0,9	289	Vapor	1,57	0,8
	20	n o	278,4	Vapor	-	-
	12	0,9	264	Vapor	1,57	0,82
	28	-0,8	258,3	Vapor	1,4	0,76
	12	-1	258	Líquido	1,74	0,88
	10	n o	243,5	Líquido	-	-
	8	n o	241,2	Líquido	-	-
	12	n o	241,2	Líquido	-	-
19	-0,9	239	Líquido	1,57	0,96	
25	-0,2	210	Líquido	0,35	0,91	
20	-1,1	206,3	Líquido	-	0,78	
15	n o	203,4	Líquido	-	-	
Pseudosecundarias	20	-0,5	185	Líquido	0,88	0,643
	30	n o	175	Líquido	-	0,914
	20	n o	175	Líquido	-	-
	16	n o	175	Líquido	-	-
	20	-0,2	172	Líquido	0,35	0,91
	30	-0,4	172	Líquido	0,7	0,97
	20	n o	172	Líquido	-	-

Tabla 9.1. Datos petrográficos, microtermométricos y de salinidad y densidad para las IF analizadas. (no: no observado).

Capítulo 9. Caracterización de los Fluidos Hidrotermales.

Origen	Tamaño (µm)	Temperatura de Fusión Final de hielo (Tf)	Temperatura de homogenización (Th)	Homogeniza a	Salinidad (% de NaCl equivalente)	Densidad
Pseudosecundarias	30	-1	168	Líquido	1,74	0,93
	4	no	165,7	Líquido	-	-
	30	-0,9	165,2	Líquido	1,57	0,92
	30	-1	165	Vapor	1,74	0,87
	20	-1	165	Líquido	1,74	0,65
	8	-0,9	165	Líquido	1,57	0,66
	15	no	162	Líquido	-	-
	40	0,9	160	Líquido	1,57	0,93
	30	-1	159	Líquido	1,74	0,95
	20	-0,6	156	Líquido	1,05	0,91
	30	-0,8	156	Líquido	1,4	0,98
	40	-0,5	156	Líquido	0,88	0,9
	20	-0,5	156	Líquido	0,88	0,97
	30	no	154	Vapor	-	-
	20	no	154	Líquido	-	-
20	-1	152	Líquido	1,74	0,95	
Secundarias	28	-0,5	148	Líquido	0,88	0,9
	20	-0,3	145	Líquido	0,53	0,94
	12	-0,3	145	Líquido	0,53	0,94
	20	-0,3	140,8	Líquido	0,53	0,93
	10	-0,7	140,8	Líquido	1,22	0,94
	20	-1	138	Líquido	1,74	0,93
	4	-1	138	Líquido	1,74	0,93
	12	no	134	Líquido	-	-
	30	-0,6	134	Líquido	1,1	0,94
	10	-0,8	132,8	Líquido	1,4	0,95
	30	no	132	Líquido	-	-
	30	-0,6	132	Líquido	1,05	0,95
	30	no	131,5	Líquido	-	-
	20	-0,5	128	Líquido	0,88	0,94
	10	0,9	125	Líquido	1,57	0,974
30	no	124,5	Líquido	-	-	

Tabla 9.1 (Continuación). Datos petrográficos, microtermométricos y de salinidad y densidad para las IF analizadas. (no: no observado).

Origen	Tamaño (µm)	Temperatura de Fusión Final de hielo (Tf)	Temperatura de homogeneización (Th)	Homogeiniza a	Salinidad (% de NaCl equivalente)	Densidad
Secundarias	15	-1	124	Vapor	1,74	0,96
	20	no	124	Líquido	-	-
	20	no	123	Líquido	-	-
	30	no	122,3	Líquido	-	-
	20	no	122,2	Líquido	-	-
	20	no	120,1	Líquido	-	-
	15	-0,7	111	Líquido	1,22	0,98
	20	-1	103	Líquido	1,74	0,93
	20	-1	101	Líquido	1,74	0,93
	10	-0,3	99	Líquido	0,53	0,97
	30	-0,3	98	Líquido	0,53	0,97
	4	-1,5	97,8	Líquido	2,57	0,71
	10	no	95	Líquido	-	-
	10	-0,5	95	Líquido	0,88	0,891
	20	no	95	Líquido	-	-
	10	-1	91	Líquido	1,74	0,96
	20	-0,5	91	Líquido	0,88	0,966
	20	-0,5	91	Líquido	0,88	0,97
	16	no	90,5	Líquido	-	-
	20	no	90,5	Líquido	-	-
	20	-0,3	90	Líquido	0,53	0,97
	10	-0,3	90	Líquido	0,53	0,97
	20	-0,5	90	Líquido	0,88	0,973
	30	no	90	Líquido	-	-
	15	-0,5	89	Líquido	0,88	0,97
	20	-0,5	89	Líquido	0,88	0,973
	30	-0,5	89	Líquido	0,88	0,972
	16	-0,1	89	Líquido	0,18	0,97
	4	-0,5	89	Líquido	0,88	0,97
	24	-0,5	89	Líquido	0,88	0,97
	15	no	88,2	Líquido	-	-
	4	no	88,2	Líquido	-	-
15	no	88	Líquido	-	-	
20	no	88	Líquido	-	-	
14	no	85	Líquido	-	0,9923	
20	-0,2	85	Líquido	0,35	0,97	

Tabla 9.1 (Continuación). Datos petrográficos, microtermométricos y de salinidad y densidad para las IF analizadas. (no: no observado).

El punto eutéctico está caracterizado por un equilibrio invariante, es decir mientras tanto las tres fases están en equilibrio, no cambiará la composición del líquido, ni la temperatura. Cuando el líquido se acaba, el equilibrio invariante se transforma a un equilibrio uni-variante. En consecuencia la temperatura se disminuye. Cuando desaparece el último cristal de hielo se registra la temperatura (T_f , Temperatura final de fusión del hielo) con la que se estima la salinidad relativa del fluido en % peso equivalente de NaCl.

Para la realización de los estudios microtermométricos, se tuvieron en cuenta las características de las IF descritas en el estudio petrográfico. La metodología y equipos utilizados se describen en el Capítulo 2. Las mediciones termométricas se realizaron sobre los tres tipos de IF encontradas (primarias, secundarias y pseudosecundarias). La salinidad (% de NaCl equivalente) y densidad de las IF medidas se calculó utilizando la ecuación de Brown (1998; Tabla 9.1) a partir de los datos de T_f . La misma es válida para fluidos de sistemas hidrotermales con IF acuosas. Los puntos en los que el hielo comienza a fundirse, no fueron observados debido al pequeño tamaño de las IF, por lo cual no se tiene información sobre el punto eutéctico. En la figura 9.5, se presentan los histogramas de frecuencia de las temperaturas de homogenización (T_h) para las IF medidas. Se observa que la moda general de mayor frecuencia es la definida por el intervalo 50 - 99 °C, correspondiente a las IF secundarias. Las modas que le siguen en frecuencia son la del intervalo 100 - 149 °C y la del intervalo 150 - 199 °C que correspondientes a IF secundarias y pseudosecundarias respectivamente. Dentro de las IF primarias se destaca con mayor frecuencia el intervalo 250 - 299 °C.

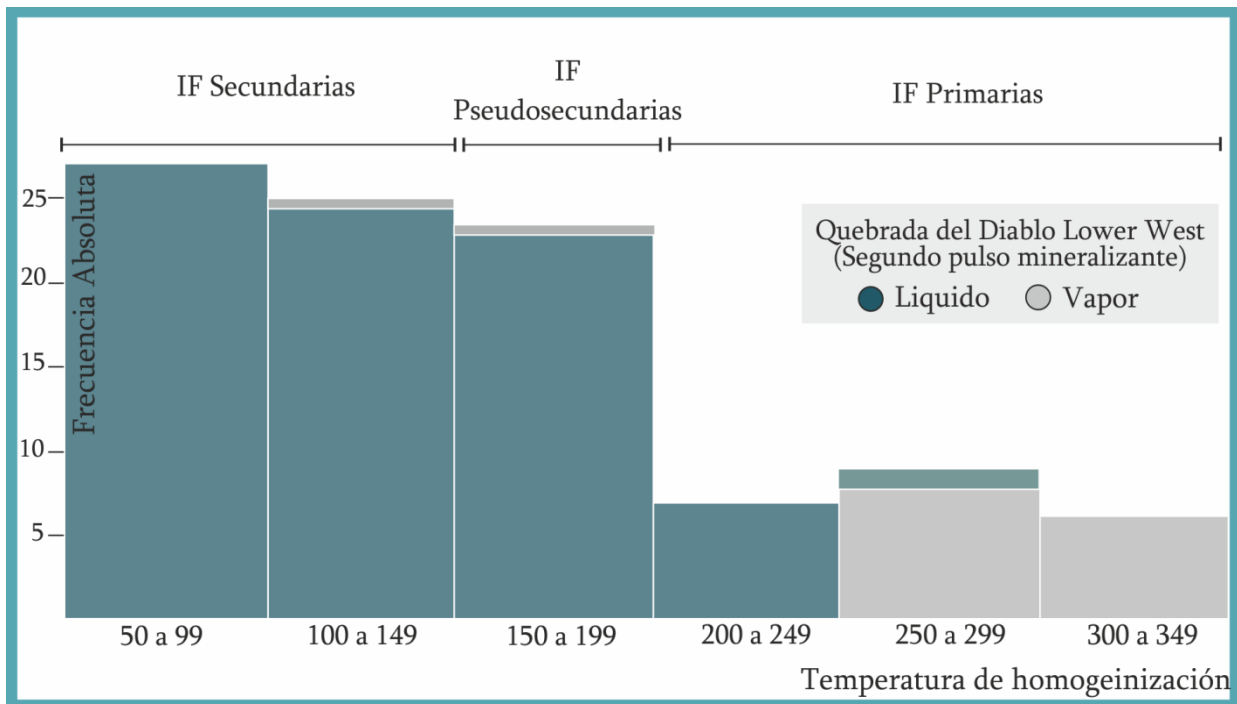


Figura 9.5. Histograma de frecuencia para las IF medidas.

9.2. Estudios Isotópicos

9.2.1. Isótopos Estables

Los isótopos estables de carbono, oxígeno y azufre proporcionan información acerca del origen, la naturaleza y la evolución de los fluidos mineralizantes así como de la temperatura y las condiciones físico-químicas de la depositación de los minerales de mena y ganga (Hoefs, 2009).

La geoquímica de isótopos estables se ocupa principalmente de la división relativa de los isótopos estables entre las sustancias (es decir, los cambios en las proporciones de isótopos), en lugar de su abundancia absoluta. La diferencia en el comportamiento de partición de distintos isótopos, también conocida como fraccionamiento, se debe al equilibrio y efectos cinéticos. El fraccionamiento se puede considerar en términos de reacciones de intercambio isotópico, que son impulsados termodinámicamente hacia el equilibrio. La mayoría de los procesos de fraccionamiento normalmente causarían variaciones en estas relaciones en la quinta o sexta cifra decimal y debido a esto la composición isotópica de las sustancias se expresa en notación delta (δ), como partes por mil (variación relativa a un material de referencia; Seal 2006).

Con el objetivo de determinar la fuente de los fluidos hidrotermales vinculados con la mineralización, se realizaron mediciones de $\delta^{34}\text{S}$ en concentrados de sulfuros (esencialmente Pirita) proveniente de Quebrada del Diablo *Lower West* (QDD *Lower West*) y de los Skarns de Amelia Inés-Magdalena (AIM). Adicionalmente, se realizaron mediciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la ganga carbonática de QDD *Lower West*, en las calizas de la Fm. San Juan y en la Dacita Túnel. Los laboratorios, métodos empleados y estándares utilizados para la obtención de los datos se presentan en el Capítulo 2.

9.2.1.1. Isótopos de Azufre

La variación de isótopos de azufre en los ambientes geológicos (Figura 9.6), puede ser considerada en relación con reservorios de referencia como son el azufre meteorítico y el agua de mar. El azufre meteorítico (troilita de Cañón del Diablo), proporciona una referencia conveniente, ya que se considera generalmente como la aproximación de la composición global de la Tierra. Los meteoritos de hierro tienen una composición media de isótopos de azufre de $\delta^{34}\text{S} = 0,2 \pm 0,2 \text{ ‰}$ (Kaplan y Hulston. 1966), que es indistinguible de la de los basaltos de dorsales oceánicas ($\delta^{34}\text{S} = 0,3 \pm 0,5 \text{ ‰}$; Sakai et al. 1982).

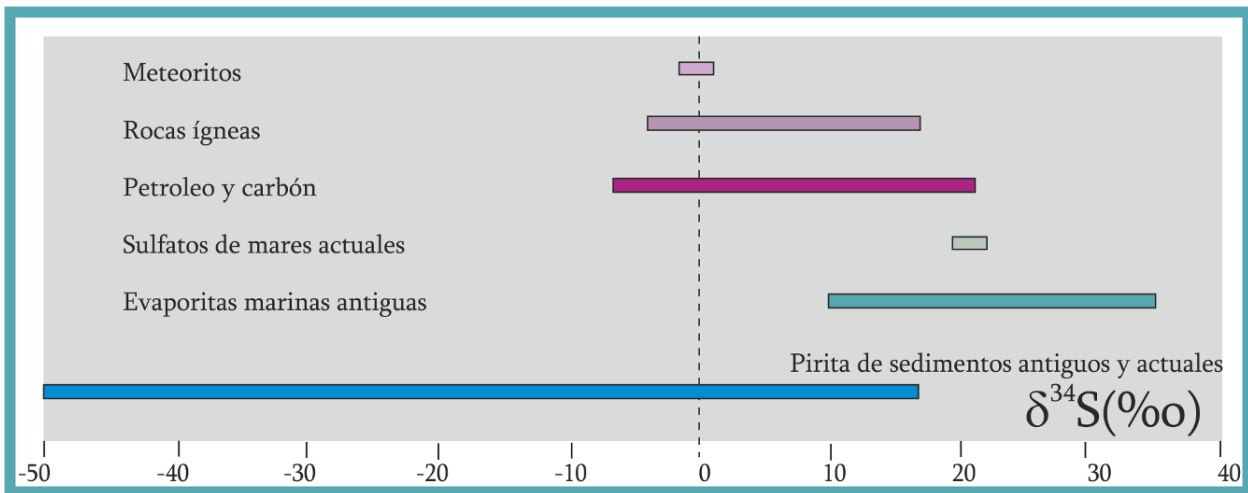


Figura 9.6. $\delta^{34}\text{S}$ de diferentes reservorios geológicos (tomado de Seal 2006).

Otro reservorio importante, debido al volumen y la importancia de los océanos en el ciclo del azufre, es el agua de mar. Los $\delta^{34}\text{S}$ de sulfato en los océanos antiguos registrados en las secuencias evaporíticas marinas (Claypool et al. 1980) ha variado desde un mínimo cerca de 0‰ durante el Arqueano a un valor máximo de 35‰ durante el Cámbrico.

Uno de los objetivos principales del estudio de los isótopos de azufre es el de mejorar la comprensión del origen y condiciones de formación de los sulfuros en los depósitos minerales. Por lo tanto, es fundamental diferenciar a los depósitos minerales con un origen netamente magmático de aquellos producidos en el ciclo exógeno. En general, el azufre asociado a rocas eruptivas derivadas del manto o corteza profunda es isotópicamente similar al de los meteoritos y por lo tanto tendrá valores de $\delta^{34}\text{S}$ cercanos al 0‰ (Figura 9.6), en tanto que el azufre proveniente de las rocas sedimentarias puede presentar una amplia variación en los valores de $\delta^{34}\text{S}$ producto de los procesos bacterianos (Allégre, 2008).

Las soluciones mineralizantes derivadas de cuerpos intrusivos presentan una dispersión muy pequeña de los valores de $\delta^{34}\text{S}$. Si el intrusivo es profundo esos valores son cercanos al 0‰. Por otra parte en depósitos o rocas de origen sedimentario, los sulfuros presentan valores variables que pueden llegar hasta los 50 a 70 ‰. No obstante, este método no siempre permite determinar el origen del azufre como ocurre en yacimientos con una historia geológica compleja en los que la composición isotópica del azufre pudo sufrir modificaciones (Allégre, 2008).

Los mecanismos de precipitación de los sulfuros y el ambiente asociado pueden tener efectos significativos en el fraccionamiento isotópico de azufre (Ohmoto y Goldhaber 1997). Para sulfuros simples, tales como ZnS , PbS y Fe_{1-x}S , las proporciones relativas de metales y H_2S son importantes. Estos minerales pueden precipitarse por enfriamiento simple, dilución para desestabilizar complejos de cloruro, o neutralización del ácido. Bajo condiciones en las cuales las molalidades para disolver metales exceden las de H_2S , como se encuentra comúnmente durante la precipitación de minerales

monometálicos, se esperan fraccionamientos en desequilibrio donde el fraccionamiento observado es menor que en condiciones de equilibrio. Esta divergencia se debe al hecho de que el azufre debe ser obtenido en el sitio en el que se depositó. El mineral que alcanza la saturación primero consumirá una parte importante del depósito de H₂S causando un cambio a través de procesos de Rayleigh en la composición isotópica de H₂S residual disponible para minerales posteriores.

Los sulfuros de menas polimetálicas formados desde fluidos donde la concentración de H₂S excede ampliamente la de los metales generalmente muestran fraccionamiento en equilibrio. La precipitación de pirita y calcopirita es más compleja porque requiere típicamente una etapa de oxidación, además de otros mecanismos de deposición (Ohmoto y Goldhaber 1997). Por lo tanto, debido a la mayor complejidad de los mecanismos de precipitación para pirita y calcopirita, los fraccionamientos en equilibrio isotópico son menos propensos (Seal, 2006).

Se seleccionaron dos muestras representativas de la mena del primer pulso mineralizante de Quebrada del Diablo *Lower West* y dos del skarn mineralizado de Amelia Inés para su análisis por isótopos de azufre. Los resultados se muestran en la tabla 9.2 a. Los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$ (Tabla 9.2) obtenidos presentan baja dispersión alrededor de 0 ‰, lo cual es consistente con un origen magmático. Adicionalmente se graficaron junto a los valores obtenidos, los resultados de $\delta^{34}\text{S}$ para otros tipos de depósitos hidrotermales (para piritas relacionadas al estadio de mena; Figura 9.7), así como los resultados obtenidos por Bruno (2005) para el cuerpo de Quebrada del Diablo *Main (QDD Main)*, de AIM y Gral. Belgrano. Como puede observarse los valores de las venas mesotermales son similares entre los tres depósitos, presentándose poca dispersión alrededor de 0. Los depósitos tipo Carlin de Nevada presentan principalmente valores positivos de hasta 3,3 ‰, excepto Betze Post Deposit, que presenta poca dispersión alrededor de 0 con valores positivos y negativos. Los depósitos Carlin like de Turquía (Diyadin Gold Deposit) no presentan valores negativos y los valores positivos alcanzan 6 ‰. El rango de los valores para los depósitos tipo Kuroko es similar al de las venas mesotermales. Para los pórfidos, el rango de valores es mucho más amplio que para el resto de los depósitos hidrotermales consignados.

Para los resultados de $\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$ se recalculó $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ (Tabla 9.2), a partir del fraccionamiento isotópico obtenido con la fórmula de Kajiwra y Krouse (1971) para pirita- esfalerita entre 250 y 600 °C. Los datos de temperatura, utilizados para el cálculo, fueron adquiridos en el estudio de inclusiones fluidas. El recalcu de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$, arroja valores entre -1,99 y -1,55 para la pirita de QDD *Lower West*, entre -0,81 y -1,99 para la pirita del skarn AIM muy cercano al rango obtenido con los valores de Bruno (2005; entre -2,8 y -2,5). Para el skarn de Gral. Belgrano el rango obtenido es de 3,9 a 3,6, mientras que para QDD *Main* es de entre -1,5 y 0,6.

Cuerpo	Muestra	Material	Proveniencia	$\delta^{34}\text{S}$	T (°C)	Fraccionamiento	$\delta^{34}\text{S}$ Fluido
Quebrada del Diablo <i>Lower West</i>	GL11QD679C	Pirita	Pozo 11 QD 679	-0,75	335 a 320	0,8	-1,55
					320 a 290	0,9	-1,65
					288 a 260	1	-1,75
					261 a 250	1,1	-1,85
					335 a 320	0,8	-0,55
	GL11QD679D			0,25	320 a 290	0,9	-0,65
					288 a 260	1	-0,75
					261 a 250	1,1	-0,85
Skarn (Amelia Ines- Magdalena)	GL 71/13	Pirita	Punto GPS G011	-0,89	335 a 320	0,8	-1,69
					320 a 290	0,9	-1,79
					288 a 260	1	-1,89
					261 a 250	1,1	-1,99
					335 a 320	0,8	-0,51
	GL 72/13			0,29	320 a 290	0,9	-0,61
					288 a 260	1	-0,71
					261 a 250	1,1	-0,81

Tabla 9.2.a): Resultados obtenidos para $\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$ (‰) y recalcu de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ (‰).

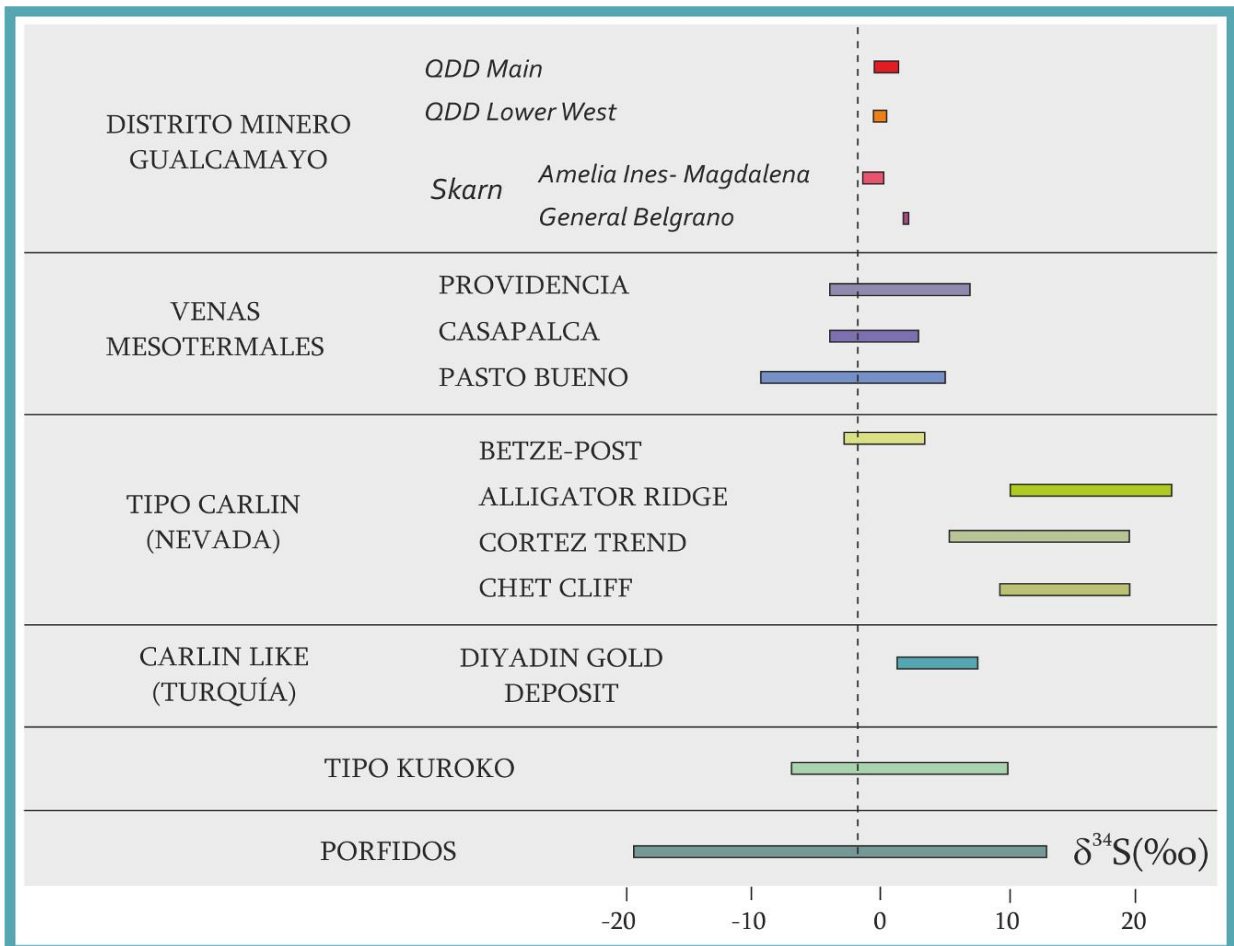


Figura 9.7. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ de algunos yacimientos hidrotermales y los obtenidos para el distrito minero Gualcamayo. Los valores para el distrito minero Gualcamayo se obtuvieron en esta tesis, excepto los obtenidos por Bruno (2005; Tabla 10.1 b). Los valores para los pórfidos fueron tomados de Ohmoto y Rye (1979). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los depósitos de tipo Kuroko fueron tomados de Kajiwra y Krouse (1971), Kajiwara y Date (1971) y Kajiwara (1971). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para el Diyadin Gold Deposit fueron tomados de Çolakoğlu et al. (2011),

mientras que los de los tipo Carlin de Kesler et al. (2005), Arehart et al. (1993) e Ilchik y Barton (1997). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las venas mesotermales se obtuvieron de Ohmoto y Goldhaber (1997).

Estos resultados sugieren que el azufre deriva de fuentes ígneas. Comúnmente las soluciones mineralizantes derivadas de cuerpos intrusivos presentan una dispersión muy pequeña de los valores de $\delta^{34}\text{S}$. Si el intrusivo es profundo esos valores son cercanos al 0‰, mientras que para rocas ácidas los mismos están centrados alrededor de este valor, pero con variaciones comprendidas entre $-5,0$ y $+5,0$ ‰ (Allégre, 2008).

Teniendo en cuenta los valores obtenidos para el Distrito Minero Gualcamayo, los fluidos que generaron la mineralización derivan de fuentes magmáticas, posiblemente profundas debido a la poca dispersión de los valores, muy cercanos al 0‰.

9.2.1.2. Isótopos de Carbono y Oxígeno

Los valores medidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para carbonatos hidrotermales pueden ser utilizados para estimar la composición isotópica del carbono y oxígeno de los fluidos mineralizantes. La composición isotópica de esos elementos en cualquier carbonato precipitado en equilibrio isotópico depende de la del fluido, la temperatura de formación y de las proporciones relativas de las especies del carbono disueltas (CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- y CO_3^{2-}). Los carbonatos constituyen uno de los minerales de ganga más frecuentes en los depósitos minerales. Suponiendo que se estableció un equilibrio isotópico entre los carbonatos y los fluidos, la composición isotópica del carbono y del oxígeno de los carbonatos asociados a la mineralización nos permite obtener información acerca su temperatura de formación y del origen de los fluidos mineralizantes. Los estudios experimentales han demostrado que la solubilidad de los carbonatos aumenta a medida que disminuye la temperatura. Por lo tanto, los carbonatos no pueden ser precipitados a partir de un fluido hidrotermal debido al enfriamiento en un sistema cerrado. Para ello es necesario un sistema abierto, en el cual el desgasificado de CO_2 , la interacción fluido/roca, o la mezcla de fluidos, son los procesos que dan lugar a su precipitación. En forma general puede señalarse que los carbonatos hidrotermales de alta temperatura muestran una tendencia hacia valores menores de $\delta^{13}\text{C}$ que los de baja temperatura (Zheng y Hoefs, 1993).

Con el objetivo de definir la fuente de C y O, se realizaron análisis por ambos elementos en una muestra de roca de caja calcárea (GL02/11B) tomada en el curso sur del Río Gualcamayo, una muestra de los diques dacíticos tomada del pozo 09 QD 578 (GL09QD587B) y una muestra de la calcita hidrotermal asociada a la mena masiva del primer pulso mineralizante (GL11QD679B) proveniente del pozo 11 QD 679. Los valores obtenidos para el carbono se presentan en la Tabla 9.3 a. En la Tabla 9.3.b. se presentan los valores obtenidos por Bruno (2005) para otros cuerpos mineralizados del distrito y su correspondiente re- cálculo para los fluidos. El recalcu para los fluidos se realizó utilizando el valor de fraccionamiento isotópico, a diferentes temperaturas, calculados para C con la fórmula de Ohmoto y Rye (1979) y para O con la de Zheng (1993).

Muestra	Proveniencia (Pozo/ Ubicación)	Material analizado	$\delta^{13}C_{\text{mineral}}$	T (°C)	Fraccionamiento	$\delta^{13}C_{\text{fluido}}$
GL02/11B	Sur del río Gualcamayo	Caliza (Caja)	-1,54	335 a 325	-2,3	0,76
				324 a 314	-2,2	0,66
				313 a 304	-2,1	0,56
				303 a 295	-2	0,46
				294 a 286	-1,9	0,36
				285 a 279	-1,8	0,26
				278 a 272	-1,7	0,16
				271 a 265	-1,6	0,06
				264 a 254	-1,5	-0,04
				258 a 253	-1,4	-0,14
GL09QD587B	09 QD 587	Intrusivo (Diques dacita tunel)	-3,19	252 a 247	-1,3	-0,24
				335 a 325	-2,3	-0,89
				324 a 314	-2,2	-0,99
				313 a 304	-2,1	-1,09
				303 a 295	-2	-1,19
				294 a 286	-1,9	-1,29
				285 a 279	-1,8	-1,39
				278 a 272	-1,7	-1,49
				271 a 265	-1,6	-1,59
				264 a 254	-1,5	-1,69
GL11QD679B	11 QD 679	Calcita hidrotermal QDD Lower West	0,295	258 a 253	-1,4	-1,79
				252 a 247	-1,3	-1,89
				335 a 325	-2,3	2,595
				324 a 314	-2,2	2,495
				313 a 304	-2,1	2,395
				303 a 295	-2	2,295
				294 a 286	-1,9	2,195
				285 a 279	-1,8	2,095
				278 a 272	-1,7	1,995
				271 a 265	-1,6	1,895
264 a 254	-1,5	1,795				
258 a 253	-1,4	1,695				
252 a 247	-1,3	1,595				

Tabla 9.3.a. Resultados obtenidos para $\delta^{13}C_{\text{mineral}}$ (‰) y el recalcu de $\delta^{13}C_{\text{fluido}}$ (‰) a partir del fraccionamiento calculado a las temperaturas obtenidas del estudio de inclusiones fluidas.

Capítulo 9. Caracterización de los Fluidos Hidrotermales.

Muestra	Mx1	Mx3	Mx6	Mx7	Mx8	Mx9	Mx10	Vc1	Vc2	Mx11	Ca	Mx2	Mx4	Mx5	L1	L2	L3	FL1	L4		
Pozo/ Ubicación	99 QD 27	99 QD 31	99 QD 36	99 QD 41	Portezuelo Blanco							Amelia Inés	98 QD 04	99 QD 31	99 QD 27						
Material analizado	Calcita hidrotermal													Calcita Carbón	hidrotermal	rica en	Caliza				
$\delta^{13}C_{\text{mineral}}$	0,7	1,3	2,7	1,2	1,9	1,6	4,7	1,3	1,5	1	2,1	1	1,5	3,5	-0,6	-0,2	-0,4	-0,3	-0,3		
T (°C)	$\delta^{13}C_{\text{fluido}}$																				
335 a 325	-2,3	3	3,6	5	3,5	4,2	3,9	7	3,6	3,8	3,3	4,4	3,3	3,8	5,8	1,7	2,1	1,9	2	2	
324 a 314	-2,2	2,9	3,5	4,9	3,4	4,1	3,8	6,9	2,2	3,7	3,2	4,3	3,2	3,7	5,7	1,6	2	1,8	1,9	1,9	
313 a 304	-2,1	2,8	3,4	4,8	3,3	4	3,7	6,8	5,7	3,6	3,1	4,2	3,1	3,6	5,6	1,5	1,9	1,7	1,8	1,8	
303 a 295	-2	2,7	3,3	4,7	3,2	3,9	3,6	6,7	4,2	3,5	3	4,1	3	3,5	5,5	1,4	1,8	1,6	1,7	1,7	
294 a 286	-1,9	2,6	3,2	4,6	3,1	3,8	3,5	6,6	7,6	3,4	2,9	4	2,9	3,4	5,4	1,3	1,7	1,5	1,6	1,6	
285 a 279	-1,8	2,5	3,1	4,5	3	3,7	3,4	6,5	6	3,3	2,8	3,9	2,8	3,3	5,3	1,2	1,6	1,4	1,5	1,5	
278 a 272	-1,7	2,4	3	4,4	2,9	3,6	3,3	6,4	9,3	3,2	2,7	3,8	2,7	3,2	5,2	1,1	1,5	1,3	1,4	1,4	
271 a 265	-1,6	2,3	2,9	4,3	2,8	3,5	3,2	6,3	7,6	3,1	2,6	3,7	2,6	3,1	5,1	1	1,4	1,2	1,3	1,3	
264 a 254	-1,5	2,2	2,8	4,2	2,7	3,4	3,1	6,2	10,8	3	2,5	3,6	2,5	3	5	0,9	1,3	1,1	1,2	1,2	
258 a 253	-1,4	2,1	2,7	4,1	2,6	3,3	3	6,1	9	2,9	2,4	3,5	2,4	2,9	4,9	0,8	1,2	1	1,1	1,1	
252 a 247	-1,3	2	2,6	4	2,5	3,2	2,9	6	12,1	2,8	2,3	3,4	2,3	2,8	4,8	0,7	1,1	0,9	1	1	
Muestra	L5	FL2	FL5	FL4	Fm6	FL7	L6	L7	L8	L4 se	Fp11	D1	D2	M1	Fm5	M2	M5	Fm9	Fm10	M4	
Pozo	98 QD 04	99 QD 31		99 QD 36		99 QD 27		Port. Blanco	99 QD 27	Port. Blanco	99 QD 31	98 QD 04	99 QD 31	99 QD 36	99 QD 41	98 QD 02					
Material analizado	Caliza								Caliza rica en Carbón	Dolomia		Marmol									
$\delta^{13}C_{\text{mineral}}$	-0,5	-0,2	0,8	1,7	2,4	1,6	-1,9	-0,5	0,6	1	-0,1	-0,1	1,5	-0,8	2,5	0,9	0,1	-1,3	1,2	0	
T (°C)	$\delta^{13}C_{\text{fluido}}$																				
335 a 325	-2,3	1,8	2,1	3,1	4	4,7	3,9	0,4	1,8	2,9	3,3	2,2	2,2	3,8	1,5	4,8	3,2	2,4	1	3,5	2,3
324 a 314	-2,2	1,7	2	3	3,9	4,6	3,8	0,3	1,7	2,8	3,2	2,1	2,1	3,7	1,4	4,7	2,2	2,3	0,9	3,4	2,2
313 a 304	-2,1	1,6	1,9	2,9	3,8	4,5	3,7	0,2	1,6	2,7	3,1	2	2	3,6	1,3	4,6	5,3	2,2	0,8	3,3	2,1
303 a 295	-2	1,5	1,8	2,8	3,7	4,4	3,6	0,1	1,5	2,6	3	1,9	1,9	3,5	1,2	4,5	4,2	2,1	0,7	3,2	2
294 a 286	-1,9	1,4	1,7	2,7	3,6	4,3	3,5	0	1,4	2,5	2,9	1,8	1,8	3,4	1,1	4,4	7,2	2	0,6	3,1	1,9
285 a 279	-1,8	1,3	1,6	2,6	3,5	4,2	3,4	-0,1	1,3	2,4	2,8	1,7	1,7	3,3	1	4,3	6	1,9	0,5	3	1,8
278 a 272	-1,7	1,2	1,5	2,5	3,4	4,1	3,3	-0,2	1,2	2,3	2,7	1,6	1,6	3,2	0,9	4,2	8,9	1,8	0,4	2,9	1,7
271 a 265	-1,6	1,1	1,4	2,4	3,3	4	3,2	-0,3	1,1	2,2	2,6	1,5	1,5	3,1	0,8	4,1	7,6	1,7	0,3	2,8	1,6
264 a 254	-1,5	1	1,3	2,3	3,2	3,9	3,1	-0,4	1	2,1	2,5	1,4	1,4	3	0,7	4	10,4	1,6	0,2	2,7	1,5
258 a 253	-1,4	0,9	1,2	2,2	3,1	3,8	3	-0,5	0,9	2	2,4	1,3	1,3	2,9	0,6	3,9	9	1,5	0,1	2,6	1,4
252 a 247	-1,3	0,8	1,1	2,1	3	3,7	2,9	-0,6	0,8	1,9	2,3	1,2	1,2	2,8	0,5	3,8	11,7	1,4	0	2,5	1,3

Tabla 9.3.b. Resultados obtenidos para $\delta^{13}C_{\text{mineral}}$ (‰; Bruno 2005) y el recalcu de $\delta^{13}C_{\text{fluido}}$ (‰) a partir del fraccionamiento calculado a las temperaturas obtenidas del estudio de inclusiones fluidas.

Como puede observarse en la figura 9.8. el valor obtenido para la caja calcárea entra en el rango de los carbonatos marinos en tanto que el valor del dique queda comprendido en el del carbono derivado de fuentes ígneas, tratándose en ambos casos de valores negativos (-1,54 y -3,19 respectivamente). La calcita hidrotermal, en cambio, presenta un valor de 0,295 lo que sugiere el aporte de una fuente más enriquecida que en este caso podría tratarse de carbonatos de agua dulce (Figura 9.8.).

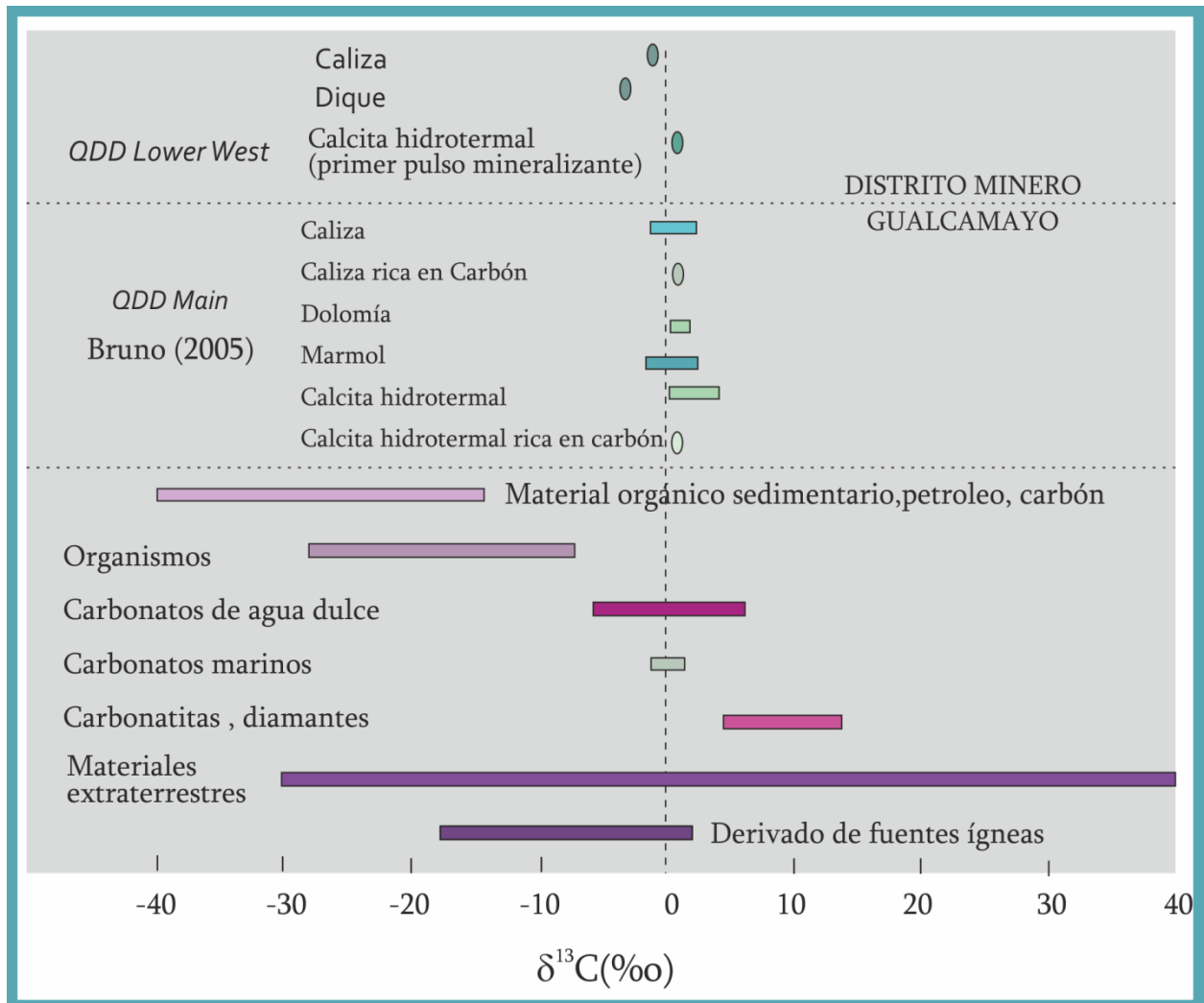


Figura 9.8. Variaciones del valor de $\delta^{13}C$ ‰ (PDB) en diferentes materiales naturales y extra-terrestres. En la parte superior del gráfico se encuentran los resultados obtenidos para las muestras analizadas del Distrito Minero Gualcamayo (Tabla 9.3.a) y los tomados de Bruno (2005; ver Tabla 9.3.b).

Los valores obtenidos para el oxígeno se presentan en la Tabla 9.4.a Adicionalmente se utilizaron los datos obtenidos por Bruno (2005) de otros cuerpos del distrito minero (Tabla 9.4.b). Los mismos son más negativos que los esperados tanto para las calizas marinas como para las rocas ígneas (Figura 9.9).

Capítulo 9. Caracterización de los Fluidos Hidrotermales.

Muestra	Proveniencia (Pozo/ Ubicación)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$	T (°C)	Fraccionamiento	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$	
GL02/11B	Sur del río San Juan	Caliza (Caja)	-9,48	335 a 325	-1,1	-8,38
				324 a 302	-1,2	-8,28
				301 a 282	-1,3	-8,18
				281 a 263	-1,4	-8,08
				262 a 247	-1,5	-7,98
GL09QD587B	09 QD 587	Intrusivo (Diques dacita tunel)	-12,1	335 a 325	-1,1	-11
				324 a 302	-1,2	-10,9
				301 a 282	-1,3	-10,8
				281 a 263	-1,4	-10,7
				262 a 247	-1,5	-10,6
GL11QD679B	11 QD 679	Calcita QDD Lower West	-12,3	335 a 325	-1,1	-11,2
				324 a 302	-1,2	-11,1
				301 a 282	-1,3	-11
				281 a 263	-1,4	-10,9
				262 a 247	-1,5	-10,8

Tabla 9.4 a: Resultados obtenidos para $\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ (‰) y el recalcu de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰) a partir de los fraccionamientos a diferentes temperaturas obtenidas mediante el estudio de inclusiones fluidas (Capítulo 9).

Muestra	Mx1	Mx3	Mx6	Mx7	Mx8	Mx9	Mx10	Vc1	Vc2	Mx11	Ca	Mx2	Mx4	Mx5	L1	L2	L3	FL1	L4		
Pozo/ Ubicación	99 QD 27	99 QD 31	99 QD 36	99 QD 41	Port. Blanco						Amelia	98 QD 04	99 QD 31	99 QD 27							
Material analizado	Calcita hidrotermal													Calcita	hidrotermal	Calcita					
$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$	-8,9	-10	-7,8	-10,5	-9,6	-8,9	-8,8	-7,9	-7,6	-10	-10,6	-8,9	-9,1	-8,1	-6,8	-6	-7,9	-6,6	-9		
T (°C)	Fraccionamiento	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$																			
335 a 325	-1,1	-7,8	-8,9	-6,7	-9,4	-8,5	-7,8	-7,7	-6,9	-6,9	-8,9	-9,5	-7,8	-8	-7	-5,7	-4,9	-6,8	-5,5	-7,9	
324 a 302	-1,2	-7,7	-8,8	-6,6	1,2	-8,4	-7,7	-7,6	-6,8	-6,8	-8,8	-9,4	-7,7	-7,9	-6,9	-5,6	-4,8	-6,7	-5,4	-7,8	
301 a 282	-1,3	-7,6	-8,7	-6,5	-8,1	-8,3	-7,6	-7,5	-6,7	-6,7	-8,7	-9,3	-7,6	-7,8	-6,8	-5,5	-4,7	-6,6	-5,3	-7,7	
281 a 263	-1,4	-7,5	-8,6	-6,4	2,6	-8,2	-7,5	-7,4	-6,6	-6,6	-8,6	-9,2	-7,5	-7,7	-6,7	-5,4	-4,6	-6,5	-5,2	-7,6	
262 a 247	-1,5	-7,4	-8,5	-6,3	-6,6	-8,1	-7,4	-7,3	-6,5	-6,5	-8,5	-9,1	-7,4	-7,6	-6,6	-5,3	-4,5	-6,4	-5,1	-7,5	
Muestra	L5	FL2	FL5	FL4	Fm6	FL7	L6	L7	L8	L4 se	Fp11	D1	D2	M1	Fm5	M2	M5	Fm9	Fm10	M4	
Pozo/ Ubicación	98 QD 04		99 QD 31			99 QD 36		99 QD	Port.	99 QD 27	Port.	99 QD 31		98	99 QD	99 QD	99 QD 41			98 QD 02	
Material analizado	Caliza											Dolomía									
$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$	-8,1	-8,9	-8,5	-8,7	-8,7	-8,7	-7,7	-6,6	-6,5	-8,7	-9,9	-9,5	-8,4	-7,7	-8,2	-8,6	-8,5	-8,2	-9,6	-9,1	
T (°C)	Fraccionamiento	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$																			
335 a 325	-1,1	-7	-7,8	-7,4	-1,7	-0,9	-1,3	-6	-5,7	-5,2	-2,7	-4,2	-4,3	-5,7	-3,5	-3,9	-2,9	-5	-4,3	-6,7	-4,1
324 a 302	-1,2	-6,9	-7,7	-7,3	-1,8	-1	-1,4	-5,9	-5,6	-5,1	-2,8	-4,3	-4,4	-5,6	-3,4	-3,8	-3	-5,1	-4,4	-6,6	-4
301 a 282	-1,3	-6,8	-7,6	-7,2	-1,9	-1,1	-1,5	-5,8	-5,5	-5	-2,9	-4,4	-4,5	-5,5	-3,3	-3,7	-3,1	-5,2	-4,5	-6,5	-3,9
281 a 263	-1,4	-6,7	-7,5	-7,1	-2	-1,2	-1,6	-5,7	-5,4	-4,9	-3	-4,5	-4,6	-5,4	-3,2	-3,6	-3,2	-5,3	-4,6	-6,4	-3,8
262 a 247	-1,5	-6,6	-7,4	-7	-2,1	-1,3	-1,7	-5,6	-5,3	-4,8	-3,1	-4,6	-4,7	-5,3	-3,1	-3,5	-3,3	-5,4	-4,7	-6,3	-3,7

Tabla 9.4 b: Resultados obtenidos para $\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ (‰; Bruno 2005) y el recalcu de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰) a partir del fraccionamiento calculado a las temperaturas obtenidas del estudio de inclusiones fluidas (Capítulo 9).

Esto podría ser producto de la intervención de aguas meteóricas empobrecidas (Figura 9.9) en el sistema hidrotermal que dio lugar a la mineralización (la cual registra un valor similar al del intrusivo) y a la alteración que afecta a estas rocas (alteración principalmente sericítica en los diques y (Ver Capítulo 5: Magmatismo del Área) dolomitización en las calizas (Ver Capítulo 4: Estratigrafía del Área).

En la figura 9.10, fueron graficadas las relaciones $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ de la calcita hidrotermal analizada. Como puede observarse los valores obtenidos entran en el campo de las aguas meteóricas, confirmando el origen precedentemente propuesto.

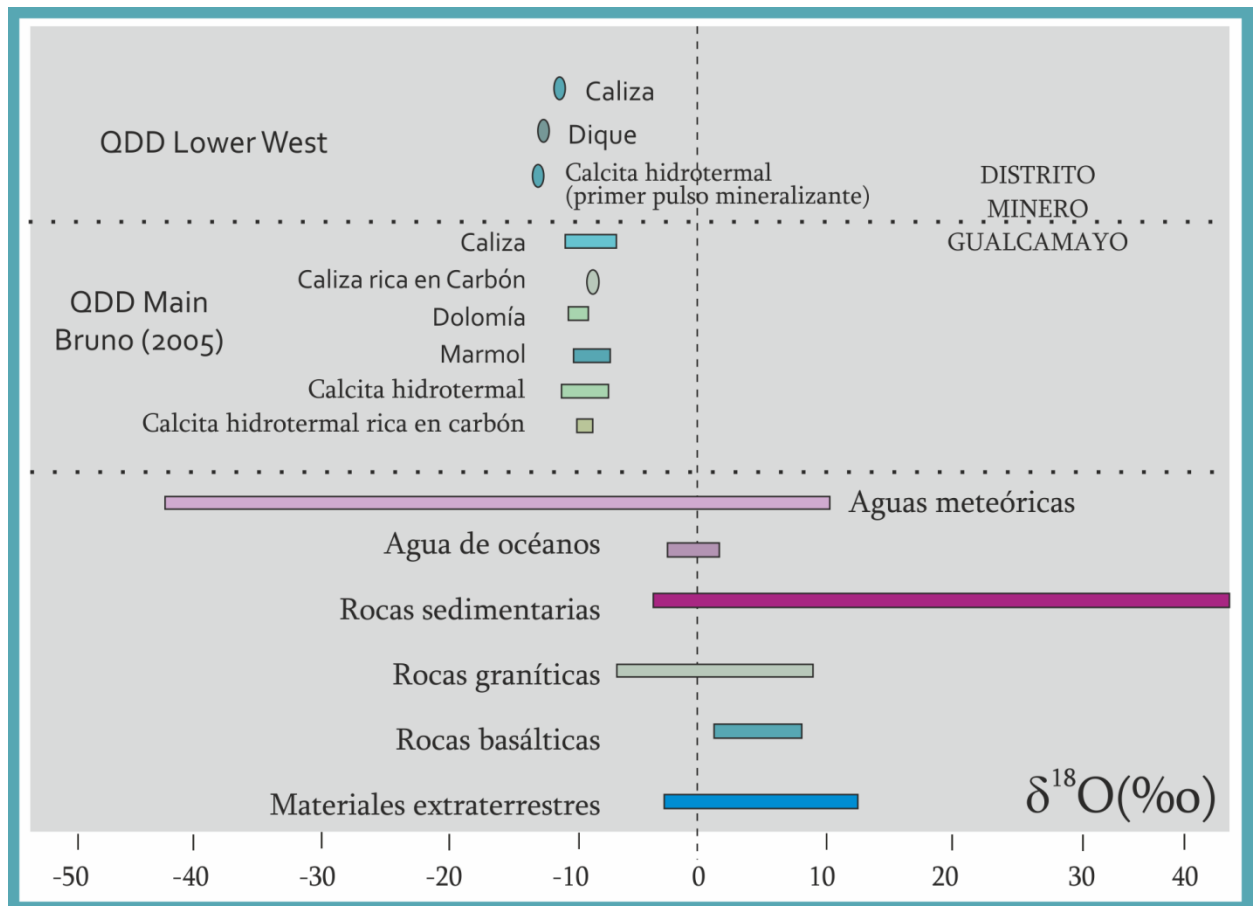


Figura 9.9. Relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ expresada como $\delta^{18}\text{O}$ ‰ (SMOW) de algunos materiales naturales y extraterrestres. Los círculos corresponden a las muestras analizadas del Distrito Minero Gualcamayo y los cuadrados a las muestras analizadas por Bruno (2005).

9.2.2. Isótopos inestables

9.2.2.1. Isótopos de Pb

Los isótopos de Pb son producidos por el decaimiento final de tres cadenas radioactivas: ^{206}Pb por ^{238}U ; ^{207}Pb por ^{235}U y ^{208}Pb por ^{232}Th . Asumiendo que esas cadenas de decaimiento están en equilibrio (dado el largo del tiempo geológico) podemos suponer que tanto el U como el Th decaen directamente en isótopos de Pb (Allégre, 2008).

Se seleccionaron cuatro muestras para analizar por isótopos de Pb. Las mismas son representativas del skarn (GL10/11) tomada en afloramiento en el sector conocido como Alicia, de las calizas cambro-ordovícicas de las cajas (GL02/11) tomada al sur del río Gualcamayo, de uno de los diques dacíticos tomada del testigo de perforación del pozo 09 QD 587 (GL09QD587a) y de mena masiva correspondiente al primer pulso mineralizante (GL11QD679a) obtenida de la perforación 11 QD 679. Los resultados se presentan en la tabla 9.5.

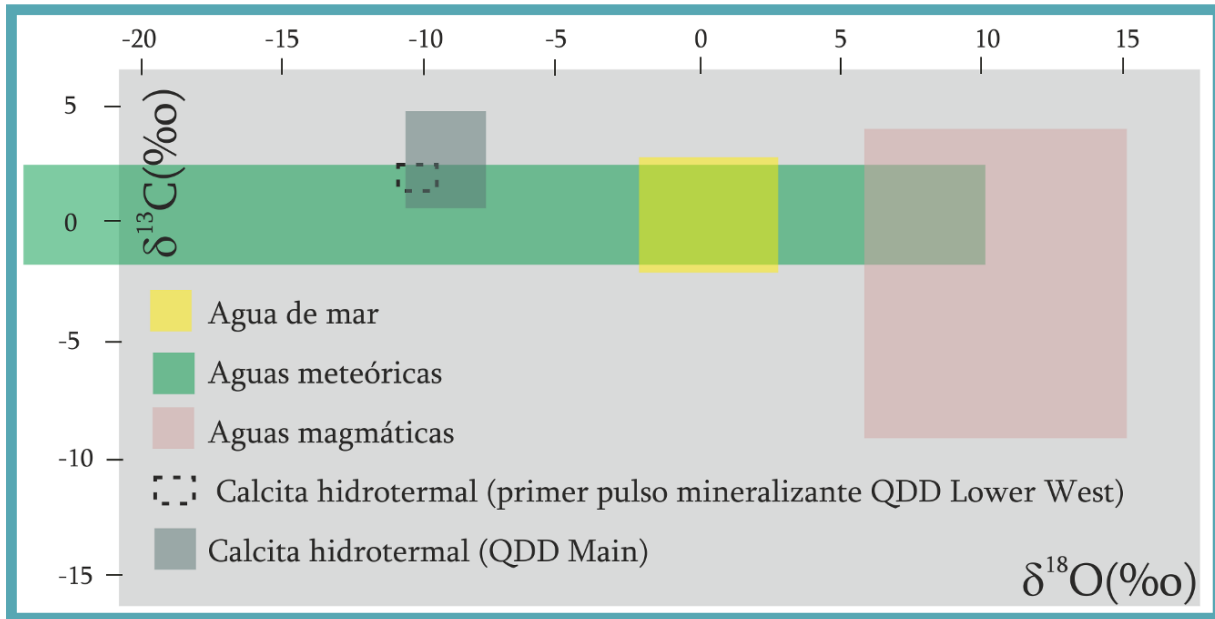


Figura 9.10. Diagrama de correlación entre los valores de $\delta^{13}C$ fluido y $\delta^{18}O$ fluido que grafica los campos para aguas de diferente origen (modificado de Crosta y Palacio; 2005) según los valores propuestos por Zheng y Hoefs (1993) para aguas magmáticas).

Muestra	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
GL10/11	18,416	15,588	38,295
GL02/11a	20,673	15,765	39,313
GL09QD587a	17,914	15,519	37,688
GL11QD679a	18,039	15,565	37,986

Tabla 9.5. Resultados obtenidos de isótopos de Pb para las muestras analizadas.

Las relaciones obtenidas para las muestras analizadas se graficaron en los diagramas plumbotectónicos (figuras 9.11 a y b) en los cuales puede observarse que la dacita, la mena y el skarn grafican muy próximo a la curva del orógeno y tienen relaciones isotópicas semejantes, lo que sugiere un origen común y una fuente en la que pueden participar manto y corteza superior, característico de los ambientes de arco. La caliza en cambio presenta un valor $^{206}Pb/^{204}Pb$ anómalo, cayendo fuera de las curvas de crecimiento.

En los diagramas plumbo-tectónicos (Figura 9.11 a y b) las muestras grafican en un rango de edad de entre ~350-600 Ma lo que sugiere una mezcla entre una fuente antigua, constituida por las cajas calcáreas cambro-ordovícicas (~540-480 Ma) y una fuente más joven.

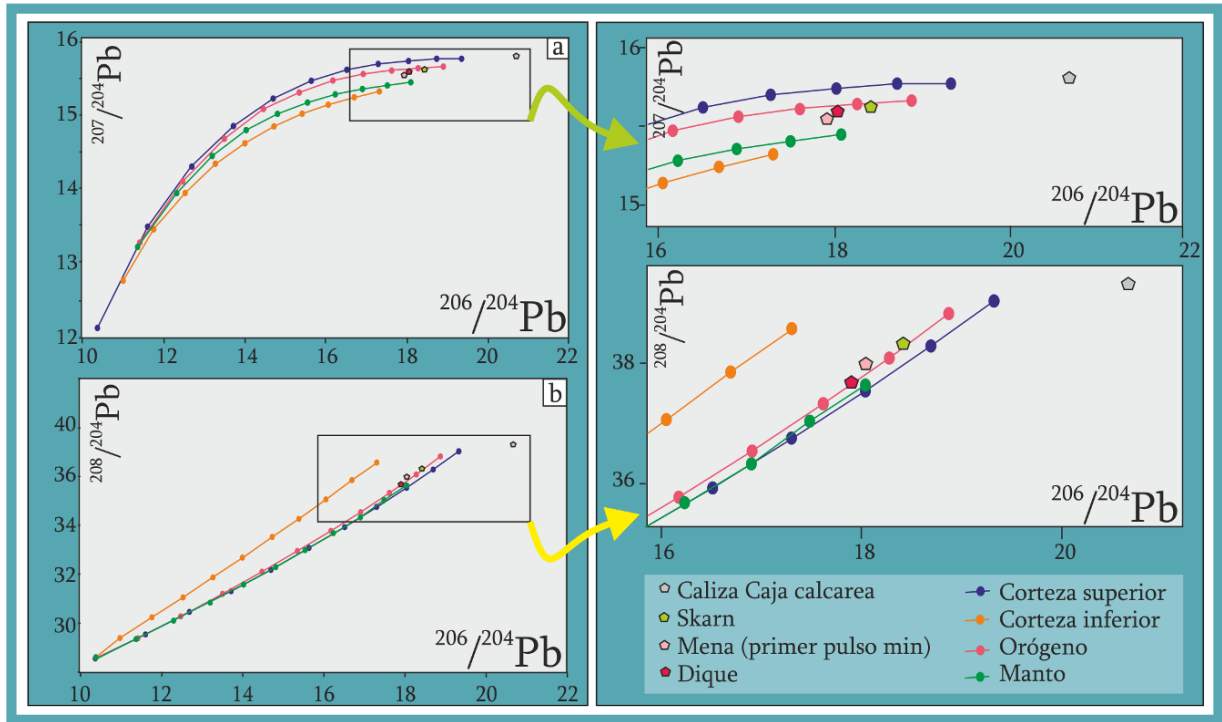


Figura 9.11. Diagramas plumbotectónicos. a) Relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. b) Relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

En el diagrama de Holmes-Houtermans (Figura 9.12 a) los resultados obtenidos caen a la derecha de la geocrona, lo cual indica que no se trata de un modelo de evolución simple, sin embargo si se ajustan al modelo modelo de Stacey- Kramers (Figura 9.12b) aunque no definen una recta, por lo cual no es posible calcular su edad por este método.

9.2.2.2. Datación Re- Os

A diferencia de lo que sucede en el sistema U, Th-Pb, el renio y el osmio presentan un marcado fraccionamiento entre el manto y la corteza. El Re es moderadamente incompatible por lo cual es separado del manto hacia los líquidos magmáticos, mientras que el osmio, que es altamente compatible, permanece en el manto. Por estas cualidades, el sistema Re-Os posee un gran potencial en geocronología en especial para la datación de yacimientos minerales, como así también en los estudios geoquímicos sobre la formación de los magmas y de la evolución de la corteza terrestre y el manto. Además de ser útil en la datación de sulfuros en especial de cobre y molibdeno y de

minerales ricos en osmio, los datos que suministra combinados con los hallados por medio de los métodos Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf y U-Pb, facilitan las investigaciones llevadas a cabo sobre la diferenciación del magma y de la evolución y crecimiento de la corteza continental y del manto (McCandless et al., 1993)

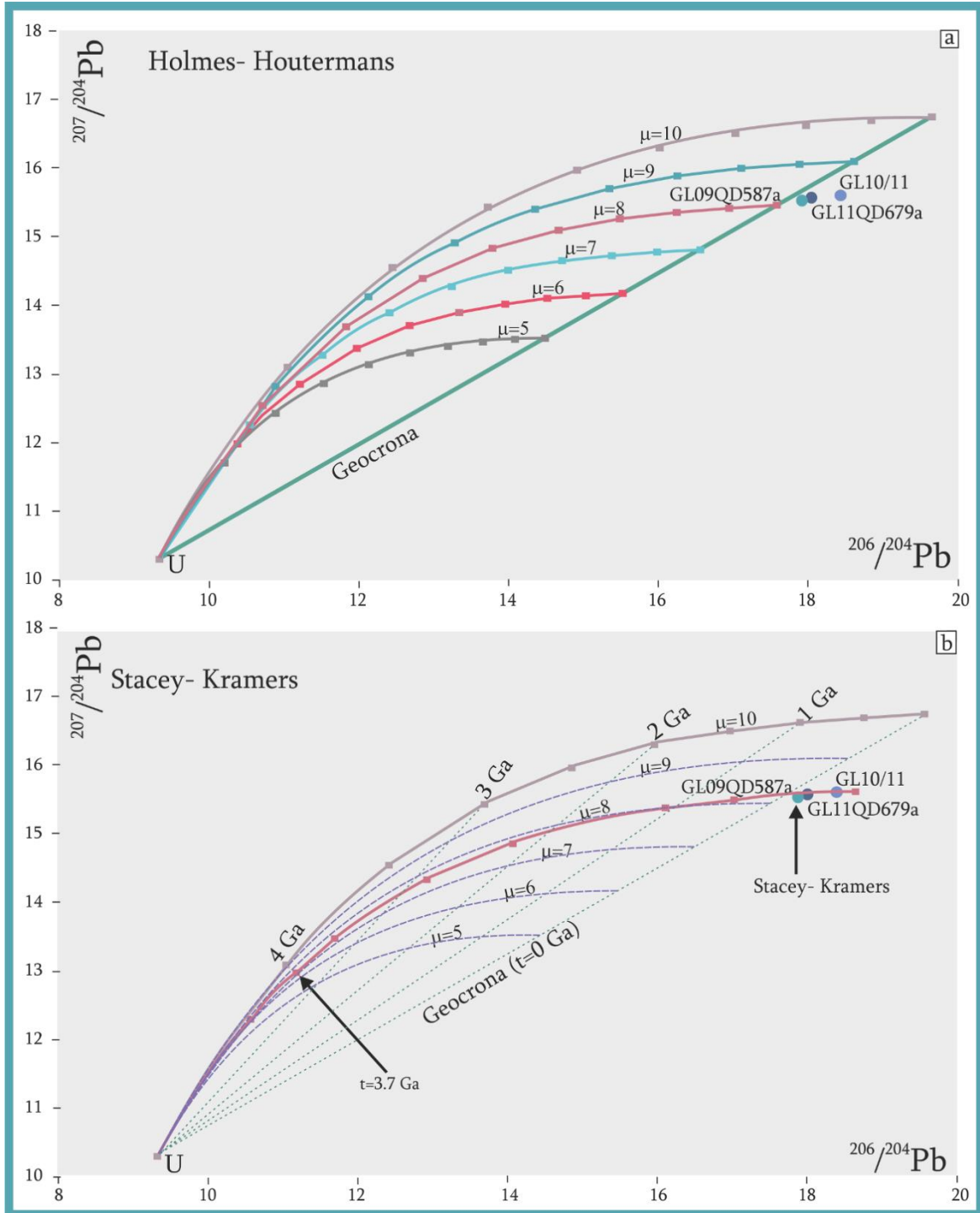


Figura 9.12. Relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. a) Diagrama de Holmes- Houtermans. b) Diagrama de Stacey- Kramers.

El renio tiene dos isótopos naturales: ^{185}Re y ^{187}Re , de los cuales el último es radiactivo y decae en el isótopo estable del osmio ^{187}Os . Por su parte, este elemento presenta siete isótopos naturales estables de masas 184, 186, 187, 188, 189, 190 y 192. Debe mencionarse que el ^{186}Os también se produce por el decaimiento α del isótopo radiactivo del platino ^{190}Pt , aunque en este caso la baja concentración de este radionucleido en la Naturaleza y el alto valor de su vida media da lugar a cantidades insignificantes de ese isótopo del osmio (McCandless et al., 1993).

Con el objetivo de obtener una edad de la mineralización se envió para análisis una muestra de mena masiva de la primera generación (GL 11 QD 679) la cual fue sometida a separación obteniéndose una muestra con una pureza de 95% de pirita (YK.231) de cuyo análisis se obtuvieron los resultados que se presentan en la Tabla 9.6.

Punto de análisis	Re (ppb)	Os (ppb)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	2 σ %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	2 σ %	2 σ (abs.)	T mod. (Ma)
YK-231-1	2,91	0,0537	295,4	0,679	1,15733	0,803	0,009	209
YK-231-2	2,61	0,0582	244,4	0,603	1,16474	1,241	0,014	255
YK-231-3	2,41	0,0317	449,98	0,383	1,93304	0,152	0,003	241
YK-231-4	2,17	0,1604	67,56	0,529	0,45509	1,300	0,006	292
YK-231-5	2,35	0,0991	122,6	0,578	0,72493	1,509	0,011	293

Tabla 9.6. Resultados obtenidos para el análisis de Re- Os.

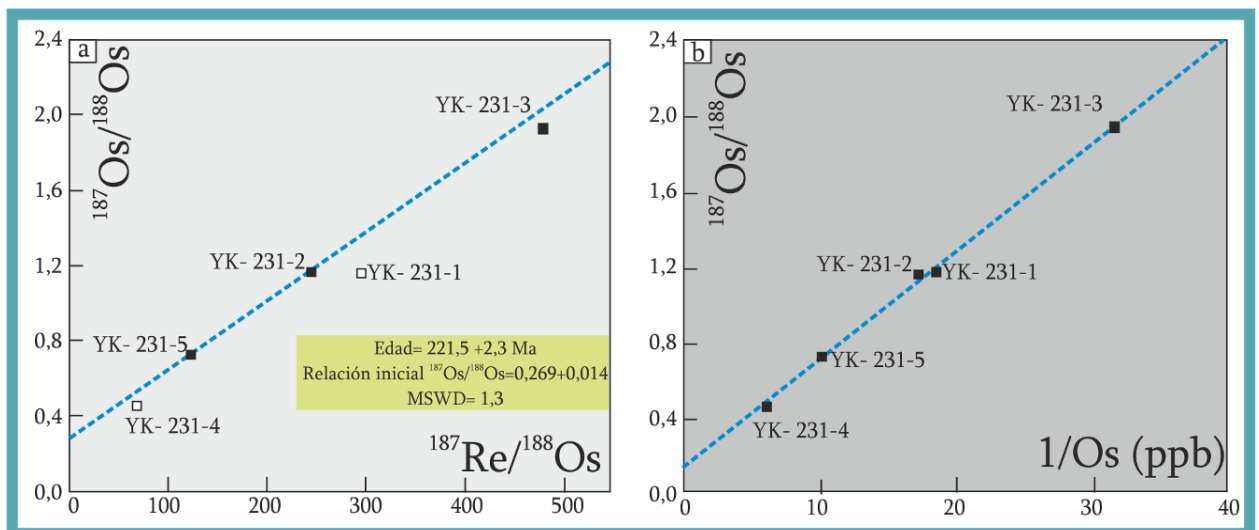


Figura 9.13. a) Isócrona obtenida a partir del análisis isotópicos de Re-Os. b) Relaciones de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs la inversa de la concentración obtenida de Os (1/Os; ppb).

En el grafico $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ vs. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (Figura 9.13 a) los puntos de análisis definen una recta (isocrona) con una relación inicial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ $0,269 \pm 0,004$ y una edad de $221,5 \pm 2,3$ Ma, la cual no

es coherente con las evidencias geológicas. Por este motivo se consideró la posibilidad de que existiera mezcla de fuentes con lo cual la isócrona generada es ficticia. Para comprobar esta hipótesis se graficaron las relaciones $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs $1/\text{Os}$ (concentración de Os en ppb) obteniéndose una recta (Figura 9.13 b) que confirma la mezcla de una fuente evolucionada (rica en Os radiogénico) con una más primitiva.

9.3. Síntesis interpretativa

Mediante el estudio de IF en cristales de calcita de las venillas correspondientes al segundo pulso mineralizante de QDD *Lower West* se puede definir, considerando las IF primarias y pseudosecundarias que el fluido hidrotermal ha tenido una temperatura entre 132 y 335 °C, con una salinidad promedio de 0,90 g/cm³. En la Figura 9.14 se muestra la distribución de la Th vs salinidad para las IF medidas. Puede observarse que las temperaturas y salinidades mayores corresponden a las IF primarias y pseudosecundarias, mientras que fluidos menos salinos y más fríos fueron identificados en IF secundarias. Se graficaron además las trayectorias que teóricamente deben seguir los fluidos, según el fenómeno que sufran (enfriamiento, dilución o ebullición; tomados de Camprubí 2010).

Si se considera que tanto las IF primarias como las pseudosecundarias fueron atrapadas durante el crecimiento del cristal hospedante, la tendencia mostrada en la figura 9.14 podría reflejar un fenómeno de dilución, debido al enfriamiento y simultánea disminución de la salinidad (Camprubí, 2010), así como de enfriamiento por la disminución de la temperatura sin cambios de salinidad. Si bien fueron medidas algunas inclusiones que homogenizaron a vapor a la misma temperatura que otras que homogenizaron a líquido, no se observó un aumento de la salinidad, que haga pensar en un fenómeno de ebullición. Por lo que se supone que esa homogenización a vapor sea la respuesta a un fenómeno de *leakage*, y que por lo tanto no sea realmente una homogenización a vapor, sino que lo que se esté observando sea el derrame del líquido que contiene la inclusión.

En la figura 9.15, se muestran los rangos de salinidad y temperaturas de homogeneización para diferentes tipos de depósitos hidrotermales. En el mismo se graficaron los valores de salinidad y Th de las IF primarias y pseudosecundarias. Como puede observarse, las IF analizadas para QDD *Lower West* coinciden con el campo de superposición de los depósitos epitermales y mesotermales.

En la figura 9.16 se observa en el diagrama de Haas, (1971) que de acuerdo con la temperatura de aproximadamente 250° obtenida en el estudio de inclusiones fluidas la mínima profundidad de formación del depósito fue de aproximadamente 500 m.

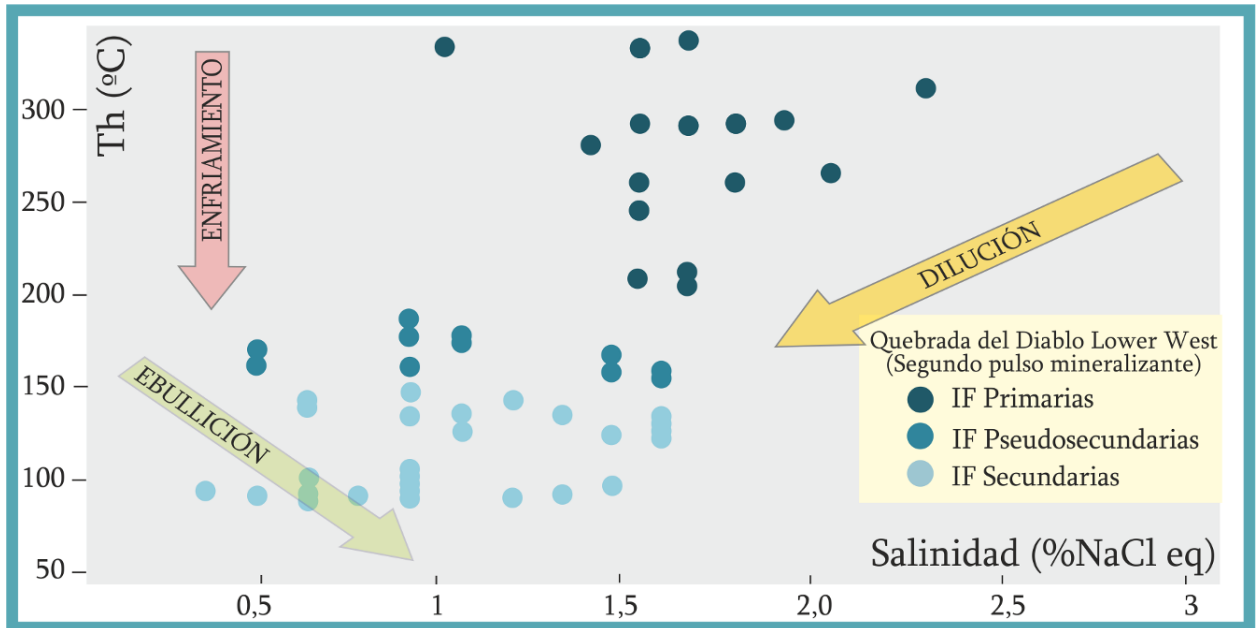


Figura 9.14. Correlación entre la temperatura de homogenización y la salinidad de las IF medidas. Las flechas indican la trayectoria que siguen los fluidos hidrotermales de acuerdo al fenómeno que sufran (Tomado de Camprubí 2010).

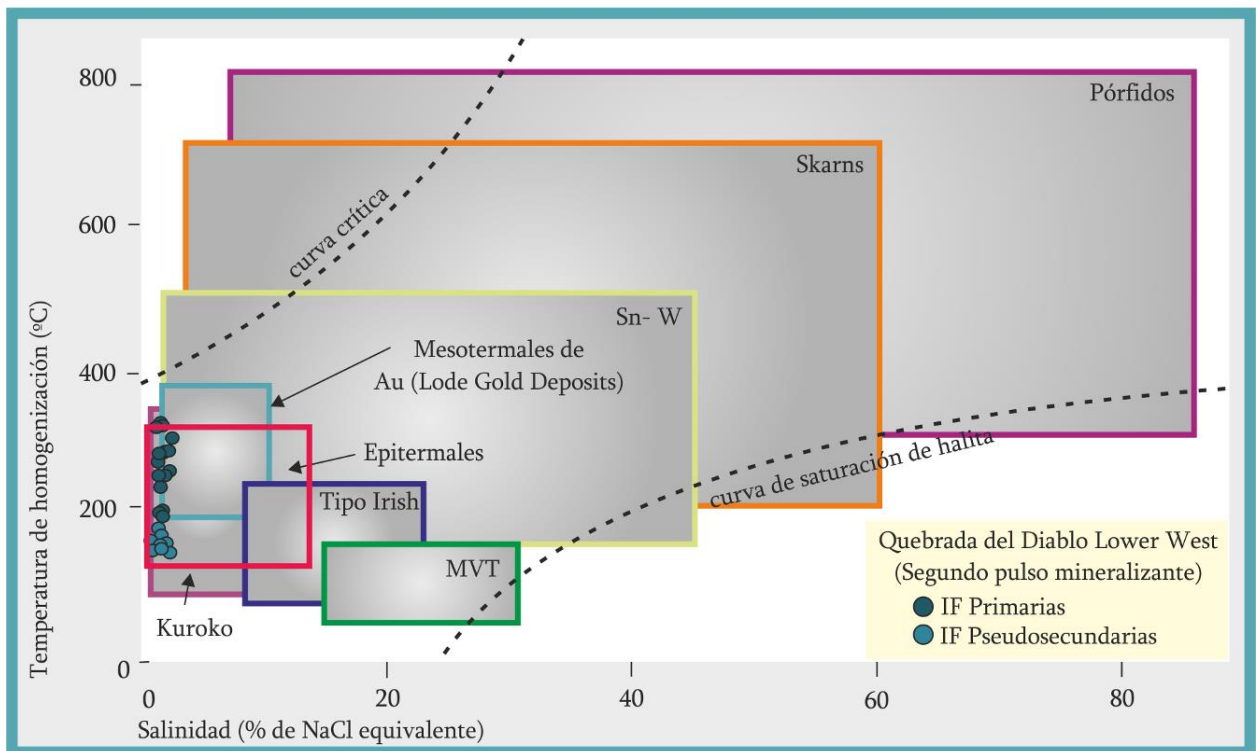


Figura 9.15. Diagrama tomado de Wilkinson (2001), donde se muestran los intervalos de salinidad y temperaturas de homogenización para diferentes depósitos de origen hidrotermal. Los puntos marcados corresponden a los la salinidad y temperaturas de las IF medidas de QDD Lower West. Se omitieron en este grafico las IF consideradas secundarias.

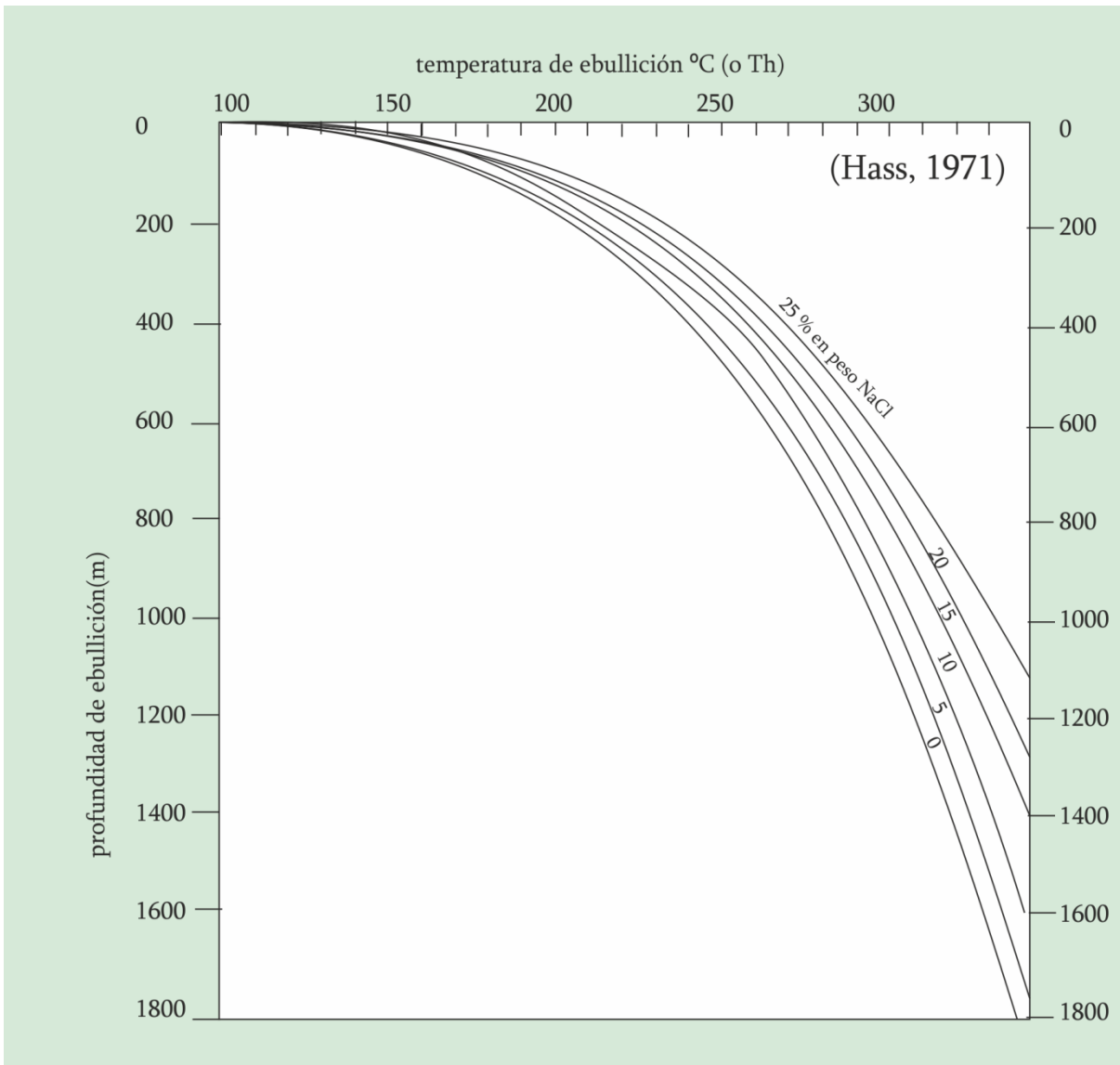


Figura 9.16: Diagrama de Hass (1971).

A partir de los datos de isótopos estables e inestables, pudo determinarse la fuente de los fluidos y los metales para el primer pulso mineralizante de Quebrada del Diablo Lower West. Los isótopos de azufre permiten concluir un origen magmático. Por otra parte, los isótopos de carbono y oxígeno sugieren la participación de aguas meteóricas en el sistema hidrotermal que dio origen a esta mineralización. Los datos obtenidos para QDD *Lower West* son consistentes con los obtenidos por Bruno (2005) para el cuerpo mineralizado QDD *Main*, lo que sugeriría un origen común para ambos depósitos. Los diagramas plumbo-tectónicos indican un origen común para las rocas ígneas y las mineralizaciones del área con una fuente en la que pueden participar manto y corteza superior, característico de los ambientes de arco. Asimismo el rango de edades sugiere una mezcla entre una fuente antigua, constituida por las cajas calcáreas cambro-ordovícicas (~540-480 Ma) y una fuente más joven. Debido a este fenómeno de mezcla de fuentes y la no re-homogenización de la misma

no fue posible obtener una edad con sentido geológico para la mineralización mediante el método de Re/Os.

9.4. Trabajos Citados en este Capítulo

- Allégre, C.J., 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press.
- Arehart, G.B., Eldridge, C.S., Chryssoulis, S.L., Kesler, S.E., 1993. Ion microprobe determination of sulfur isotope variations in iron sulfides from the Post/ Betze sediment-hosted disseminated gold deposit, Nevada, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1505–1519. doi:10.1016/0016-7037(93)90010-T
- Bodnar, R.J., 1994. Experimental Determination of the liquidus and isochores for a 40 wt. % H₂O- NaCl solution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 1053– 1063.
- Brown, P.E., 1998. Fluid inclusion modeling for hydrothermal systems. *Tech. Hydrothermal Ore Depos. Geol.* 151–171.
- Camprubí, A., 2010. Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. *Bol. la Soc. Geol. Mex.* 62, 25–42.
- Çolakoğlu, A.R., Oruç, M., Arehart, G.B., Poulson, S., 2011. Geology and isotope geochemistry (C-O-S) of the Diyadin gold deposit, Eastern Turkey: A newly-discovered Carlin-like deposit. *Ore Geol. Rev.* 40, 27–40. doi:10.1016/j.oregeorev.2011.04.002
- Crosta, S., Palacio, M. de B., 2005. Datos isotópicos de los cerros de las Minas y Puchenque, Malargüe, Provincia de Mendoza. *Actas del 10^o Congr. Mineral. y Metalog.* 000, 250.
- Goldstein, R., Reynolds, J., 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*, Society fo. ed.
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.* 66, 940–946.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, 6th ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York. doi:10.1007/978-3-540-70708-0
- Ilchik, R.P., Barton, M.D., 1997. An amagmatic origin of carlin-type gold deposits. *Econ. Geol.* 92, 269–288. doi:10.2113/gsecongeo.92.3.269
- Kajiwara, Y., 1971. Sulfur isotope study of the Kuroko-ores of the Shakanai No. 1 deposits, Akita Prefecture, Japan. *Geochem. J.* 4, 157–181. doi:10.2343/geochemj.4.157
- Kajiwara, Y., Date, J., 1971. Sulfur isotope study of Kuroko -type and Kieslager-type strata-bound massive sulfide deposits in Japan. *Geochem. J.* 5, 133–150.
- Kajiwra, Y., Krouse, H.R., 1971. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. *Earth Sci.* 8, 1397–1408.
- Kaplan, I.R., Hulston., J.R., 1966. The isotopic abundance and content of sulphur in meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 30, 479– 496.
- Kesler, S.E., Riciputi, L.C., Ye, Z., 2005. Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: Isotopic composition of sulfur in the Betze-Post-Screamer Deposit, Nevada, USA. *Miner. Depos.* 40, 127–136. doi:10.1007/s00126-005-0477-9
- McCandless, T.E., Ruiz, J., Campbell, A.R., 1993. Rhenium behaviour in molybdenite in hypogene and near-surface environments: implications for Re- Os geochronometry. *Geochim. Cosmochim. Acta.*
- Nash, J.T., 1976. Fluid inclusión petrology – data from porphyry copper deposits and applications to exploration. *U.S.G.S. Prof. Pap.* 907D, 16.
- Ohmoto, H., Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.* 517– 611.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotope of sulfur and carbon. *Geochemistry Hydrothermal Depos.* 509– 567.

- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Rev. Mineral.* 12, 1984.
- Sakai, H., Casadewall, T.J., Moore, J.G., 1982. Chemistry and isotope ratios of sulfur in basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 46, 729–738.
- Seal, R.R., 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* 61, 633–677. doi:10.2138/rmg.2006.61.12
- Shepherd, T., Rankin, A.H., Alderton, D.M.H., 1985. A practical guide to fluid inclusions studies 235.
- Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55, 27–47. doi:10.1016/S0024-4937(00)00037-2
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1079–1091.
- Zheng, Y.F., Hoefs, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites - Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Miner. Depos.* 28, 79–89. doi:10.1007/BF00196332

Capitulo 10

Modelo metalogenético

Contenido

- 10.1 Origen y precipitación de los fluidos hidrotermales
 - 10.1.1 Condiciones fisico- químicas de los fluidos hidrotermales
 - 10.1.2 Origen de los fluidos
 - 10.1.3. Transporte de los fluidos hidrotermales
 - 10.1.4 Precipitación de los fluidos hidrotermales: El control estructural de la mineralización

- 10.2. Origen, transporte y precipiación de los metales
 - 10.2.1 Origen de los metales
 - 10.2.2 Trasporte y precipitación de los fluidos

- 10.3 Edad de la mineralización
 - 10.3.1 El rol del magmatismo mioceno
 - 10.3.2 El control estructural

- 10.4 Modelo metalogenético
 - 10.4.1. QDD Main y QDD Lower West: Su vinculación genética
 - 10.4.2. QDD Lower West: ¿Un depósito tipo Carlin?

Capítulo 10. Modelo Metalogénico

10.1. Origen y precipitación de los fluidos hidrotermales

Para lograr una comprensión básica de cualquier tipo de yacimiento de origen hidrotermal es necesario el entendimiento de los procesos de hidrotermalismo es decir, comprender los procesos actuantes durante el origen y la evolución del sistema hidrotermal, sus condiciones termodinámicas y asociaciones de minerales de alteración y de mena. En este sentido es crucial, determinar las condiciones físico- químicas de los fluidos hidrotermales, desde su generación y transporte hasta los procesos que condujeron a la precipitación de las especies minerales derivadas de ellos.

Es necesario entonces, relacionar las consideraciones efectuadas sobre el origen y las condiciones físico-químicas de los fluidos hidrotermales, la mineralogía de mena y de alteración, el rol y las características del magmatismo, los controles estructurales, y el ambiente geotectónico con el fin de generar un modelo genético adecuado para la mineralización de Au del cuerpo mineralizado Quebrada del Diablo *Lower West* (QDD *Lower West*).

10.1.1. Condiciones físico- químicas de los fluidos hidrotermales

El cuerpo QDD *Lower West* está constituido por dos pulsos mineralizantes. El primero de ellos se encuentra alojado principalmente en brechas tectónicas y está compuesto por pirita- marcasita- esfalerita- oro- (schelita- galena- sulfosales de Pb) en ganga de calcita y cuarzo. Para este pulso los procesos de disolución química en los clastos de caja calcárea se encuentran muy subordinados, lo que significaría que no hay un gran contraste químico con la roca de caja. Esto permite inferir que se trata de fluidos con un pH cercano al neutro.

En los depósitos epitermales la ocurrencia común de esfalerita provee una medida del estado de sulfuración. El porcentaje de moles de FeS en esfalerita coexistente con pirita o pirrotina varía en función del estado de sulfuración (Scott and Barnes, 1971; Czamanske, 1974): 40 a 20 % de moles de FeS para estados sulfuración baja, 20 a 1% para sulfuración intermedia 1 a 0,05% para alta sulfuración y <0,5 para muy alta sulfuración (Figura 10.1). El % de moles de FeS en las esfaleritas analizadas con microsonda electrónica es de 36, 5 a 38,09 % lo cual corresponde a un estado de baja sulfuración para el primer pulso mineralizante.

El segundo pulso corta al primero en forma de brechas o venillas y está constituido por rejalgar- oropimente y telururos de Au y de Hg en ganga de calcita y cuarzo, la cual se forma en condiciones de

moderada alta sulfuración (Figura 10.2; Einaudi et al. 2003). Para este pulso, se detecta un importante aumento de la actividad de arsénico respecto del primero, donde no se registran minerales de este elemento. La ganga de este pulso, constituida por venillas de cuarzo y calcita y venillas formadas solo por calcita permite realizar consideraciones sobre el pH de las soluciones debido a que a que la calcita es estable a pH cercano a la neutralidad. El rejalgam y los telururos de Au estarían asociados a las venillas ricas en cuarzo. Se desprende de la Figura 10.12 que a $\sim 300^\circ$ el oropimente es estable para sulfuraciones intermedias en fluidos magmáticos hidrotermales.

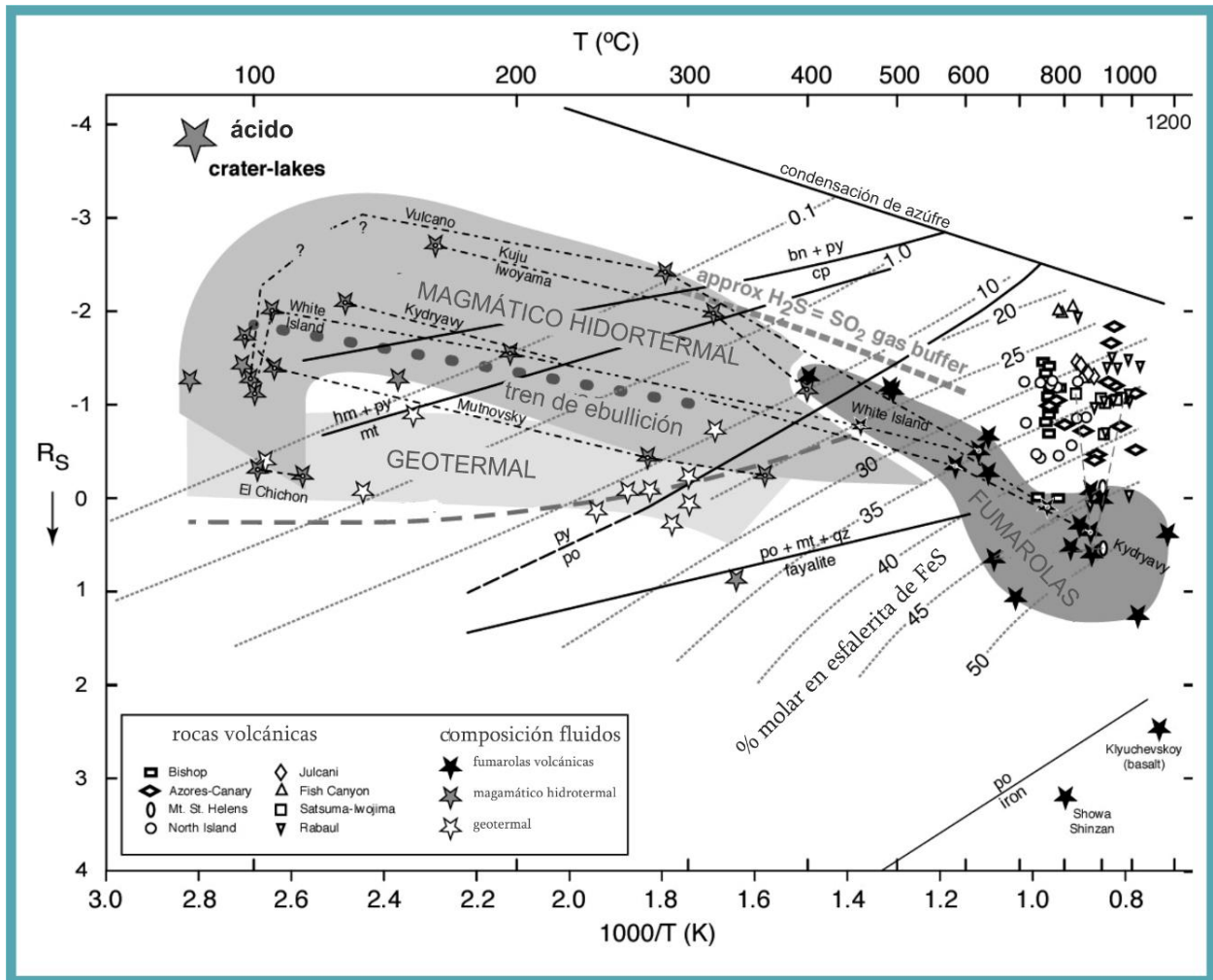


Figura 10.1. Diagrama mostrando los estados de sulfuración del magma y fluidos de sistemas hidrotermales activos ploteados sobre una grilla de sulfuración en reacciones minerales a 1 bar (Tomado de Einaudi et al. 2003)

Mediante el estudio de IF en cristales de calcita de las venillas correspondientes al segundo pulso mineralizante de QDD Lower West se puede definir, considerando las IF primarias y pseudosecundarias que el fluido hidrotermal ha tenido una temperatura entre 132 y 335 °C, con una salinidad promedio de 0,90 g/cm³ (ver Capítulo 9: *Caracterización de los Fluidos Hidrotermales*). Si se considera que tanto las IF primarias como las pseudosecundarias fueron entrampadas durante el

crecimiento del cristal hospedante la progresiva y simultanea disminución de la salinidad y la temperatura evidencia un fenómeno de dilución (Figura 9.14).

En la figura 9.15, se muestran los rangos de salinidad y temperaturas de homogeneización para diferentes tipos de depósitos hidrotermales. En el mismo se graficaron los valores de salinidad y T_h de las IF primarias y pseudosecundarias. Como puede observarse, las IF analizadas para QDD Lower West coinciden con el campo de superposición de los depósitos epitermales y mesotermales.

En la figura 9.16 se observa en el diagrama de Haas, (1971) que de acuerdo con la temperatura de aproximadamente 250° obtenida en el estudio de inclusiones fluidas la mínima profundidad de formación del depósito fue de aproximadamente 500 m.

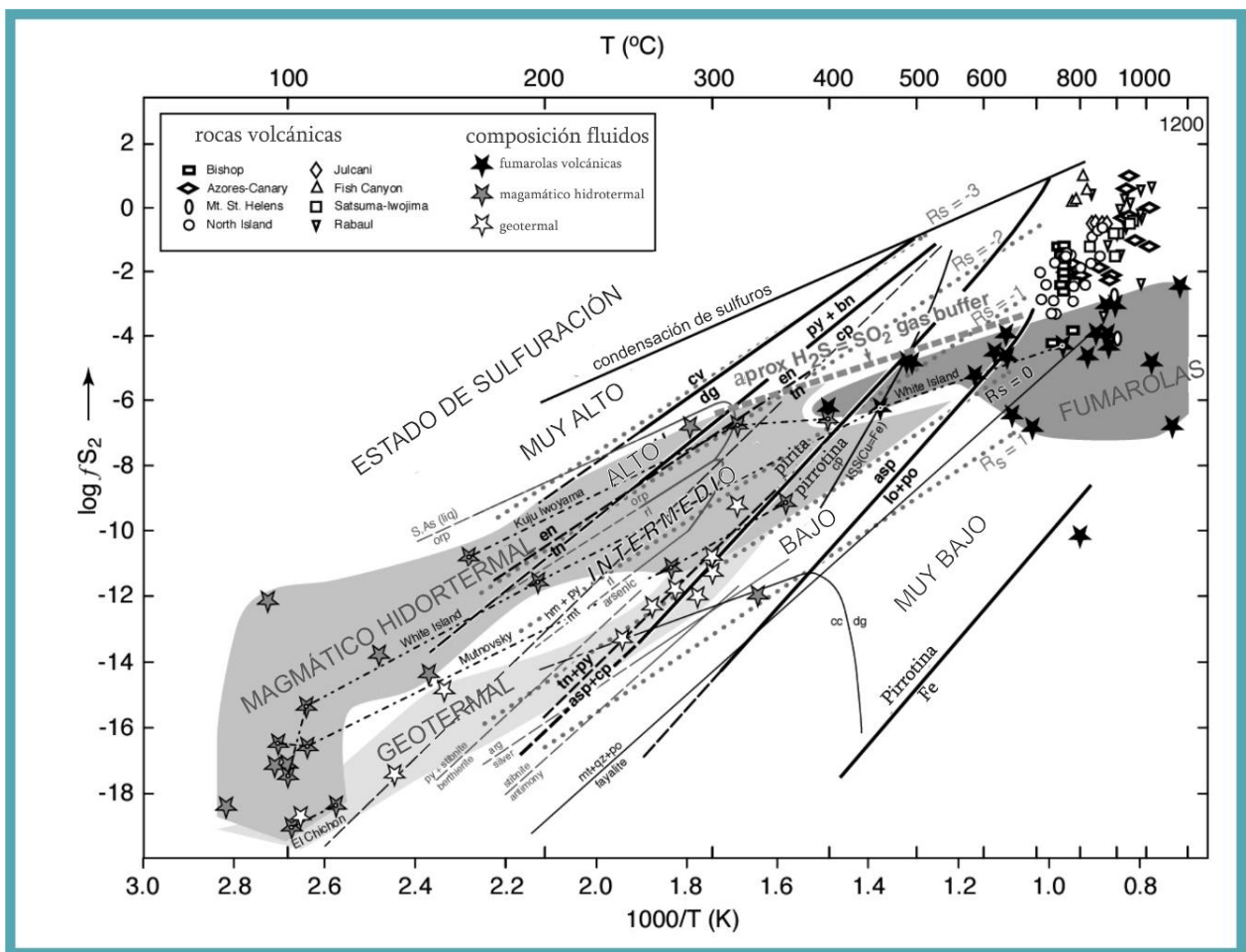


Figura 10.2. Diagrama $\log f_{S_2} - 1000/T$ mostrando los estados de sulfuración del magma y fluidos de sistemas hidrotermales activos ploteados sobre la grilla de reacciones minerales a 1 bar (Tomado de Einaudi et al. 2003). A $\sim 300^\circ$ el oropimente es estable para sulfuraciones intermedias en fluidos magmáticos hidrotermales.

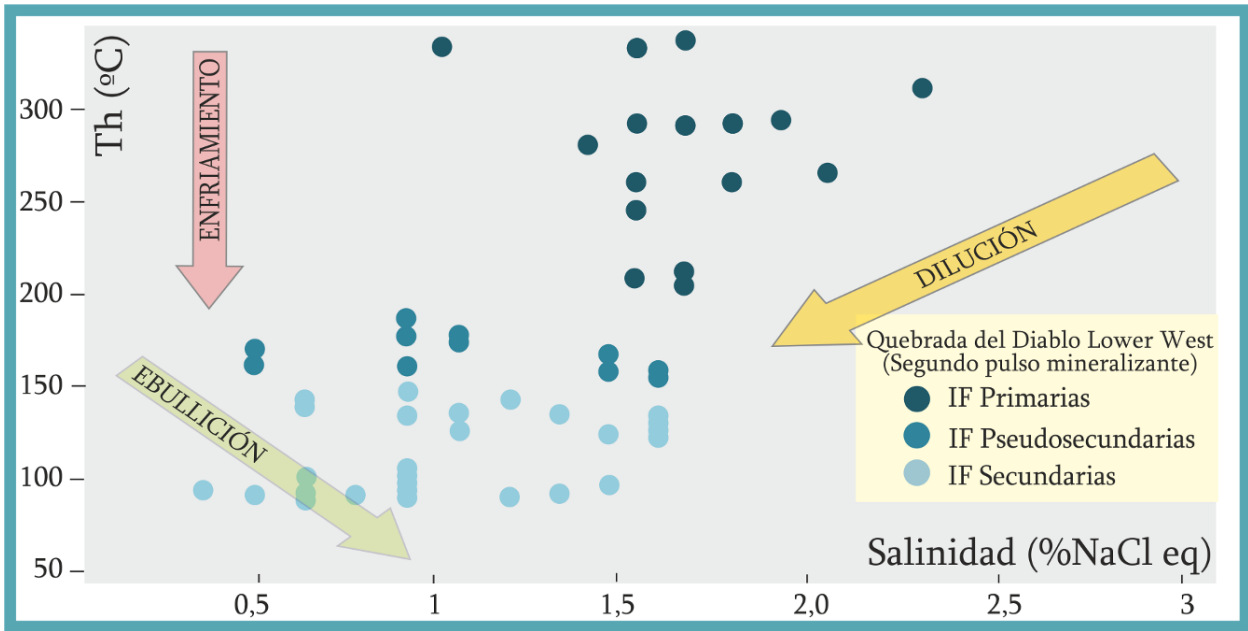


Figura 9.14. Correlación entre la temperatura de homogenización y la salinidad de las IF medidas. Las flechas indican la trayectoria que siguen los fluidos hidrotermales de acuerdo al fenómeno que sufran (Tomado de Camprubí 2010).

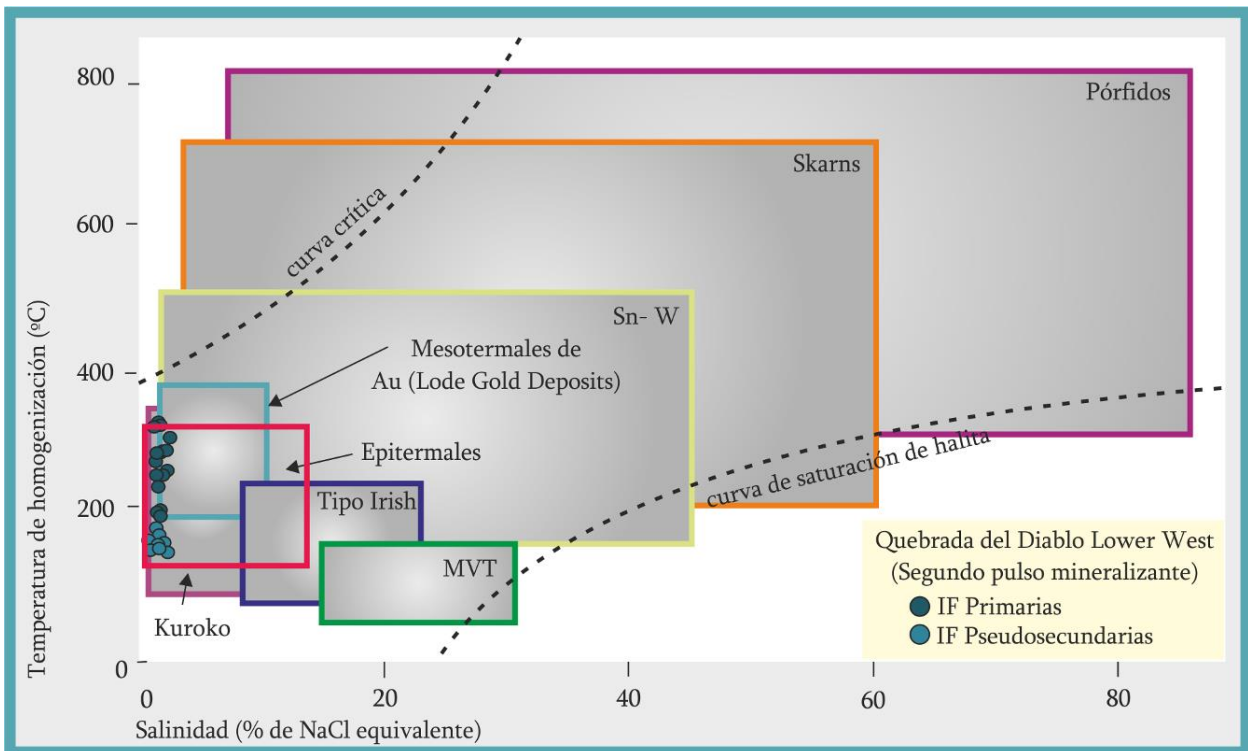


Figura 9.15. Diagrama tomado de Wilkinson (2001), donde se muestran los intervalos de salinidad y temperaturas de homogenización para diferentes depósitos de origen hidrotermal. Los puntos marcados corresponden a los la salinidad y temperaturas de las IF medidas de QDD Lower West. Se omitieron en este grafico las IF consideradas secundarias

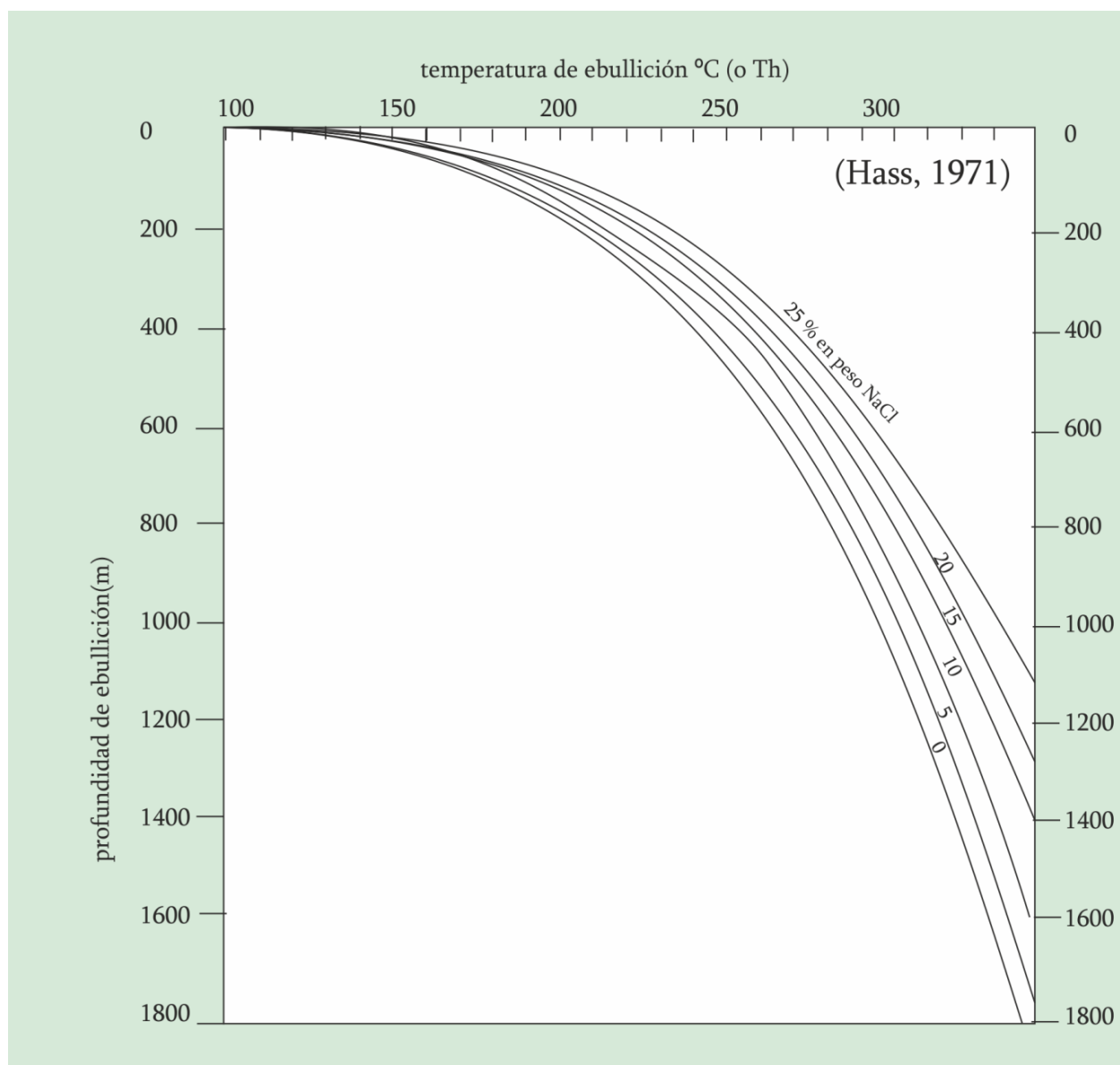


Figura 9.16: Diagrama de Hass (1971).

10.1.2. Origen de los fluidos

Los depósitos hidrotermales deben su origen a la circulación de fluidos en la corteza terrestre y a la capacidad que tienen estas soluciones de remover, transportar y concentrar metales de importancia económica (Robb, 2004). El origen de los fluidos que generan este tipo de concentraciones puede ser de fuentes magmáticas, marinas, metamórficas, meteóricas, aguas formacionales y mezclas de una o varias de estas (Misra, 2000).

Con el objetivo de definir la fuente de C y O, se realizaron análisis por ambos elementos en la roca de caja calcárea, los diques dacíticos y la calcita hidrotermal asociada a la mena masiva del primer pulso mineralizante (ver Capítulo 9: *Caracterización de los Fluidos Hidrotermales*). Como puede observarse en la figura 9.8. el valor de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ obtenido para la caja calcárea entra en el rango de los

carbonatos marinos en tanto que el valor del dique queda comprendido en el del carbono derivado de fuentes ígneas, tratándose en ambos casos de valores negativos (-1,54 y -3,19 respectivamente). La calcita hidrotermal, en cambio, presenta un valor de 0,295 lo que sugiere el aporte de una fuente más enriquecida que en este caso podría tratarse de carbonatos de agua dulce (Figura 9.8.).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ obtenidos (Figura 9.9) son más negativos que los esperados tanto para las calizas marinas como para las rocas ígneas. Esto podría ser producto de la intervención de aguas meteóricas empobrecidas (Figura 9.9) en el sistema hidrotermal que dio lugar a la mineralización (la cual registra un valor similar al del intrusivo) y a la alteración que afecta a estas rocas (alteración principalmente sericítica en los diques (Ver Capítulo 5: Magmatismo del Área) y fenómenos de dolomitización que afectan a las calizas (Ver Capítulo 4: Estratigrafía del Área).

En la figura 9.10, fueron graficadas las relaciones $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ de la calcita hidrotermal analizada. Como puede observarse los valores obtenidos entran en el campo de las aguas meteóricas y coinciden parcialmente con los resultados obtenidos por Bruno (2005), confirmando el origen precedentemente propuesto, para la calcita hidrotermal.

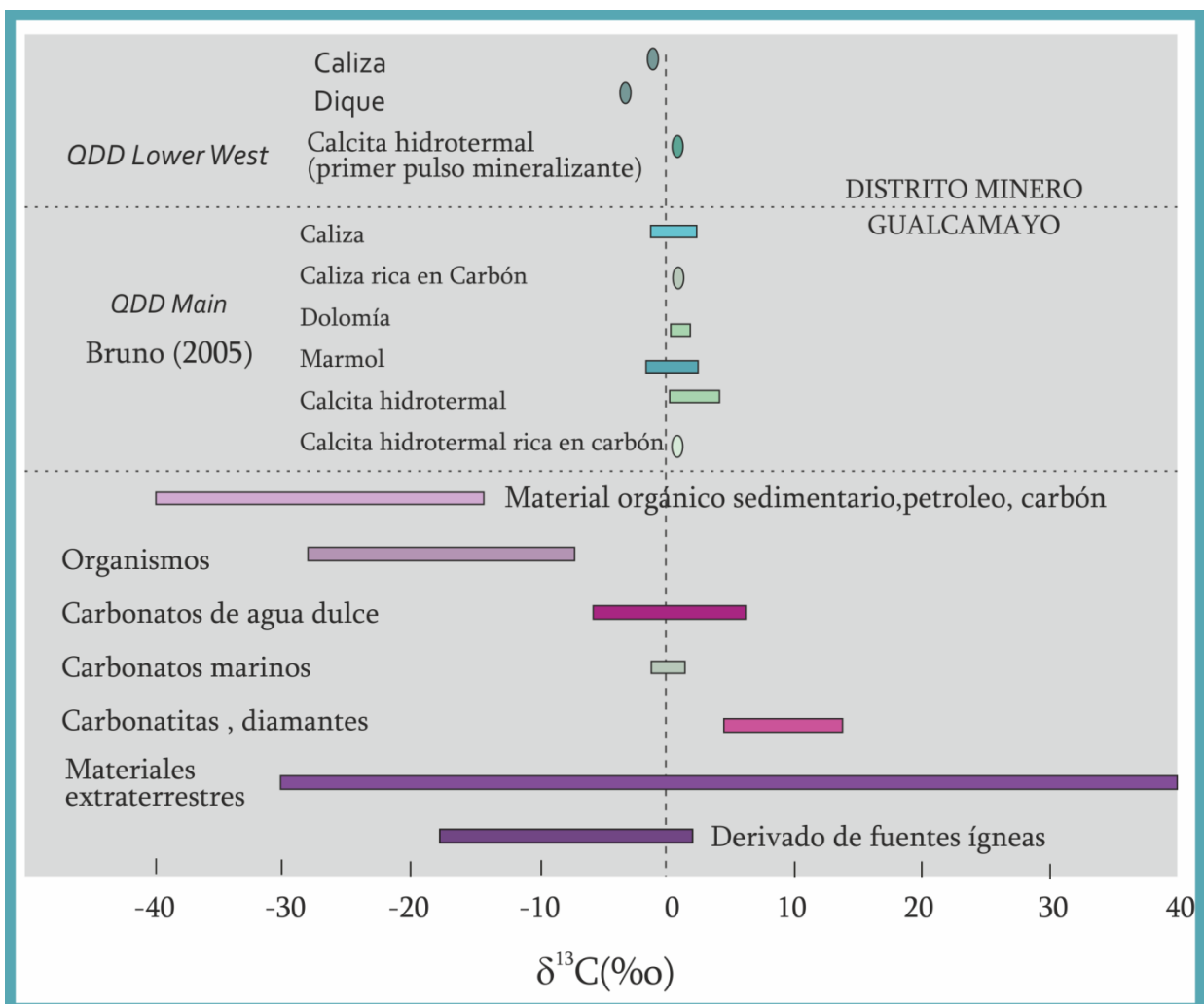


Figura 9.8. Variaciones del valor de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ (PDB) en diferentes materiales naturales y extra-terrestres. En la parte superior del gráfico se encuentran los resultados obtenidos para las muestras analizadas del Distrito Minero Gualcamayo (Tabla 9.3.a) y los tomados de Bruno (2005; ver Tabla 9.3.b).

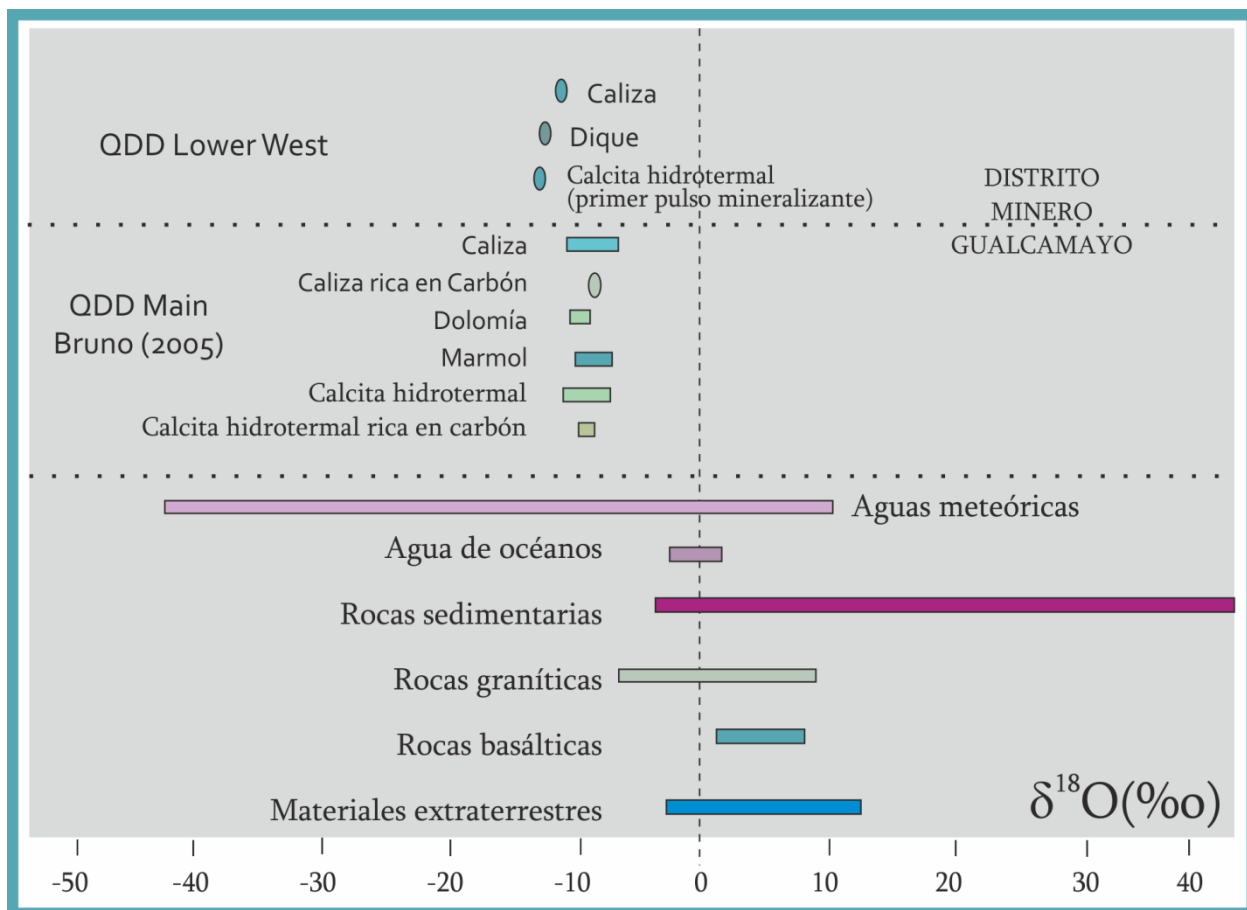


Figura 9.9. Relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ expresada como $\delta^{18}\text{O}$ ‰ (SMOW) de algunos materiales naturales y extra-terrestres. Los círculos corresponden a las muestras analizadas del Distrito Minero Gualcamayo y los cuadrados a las muestras analizadas por Bruno (2005).

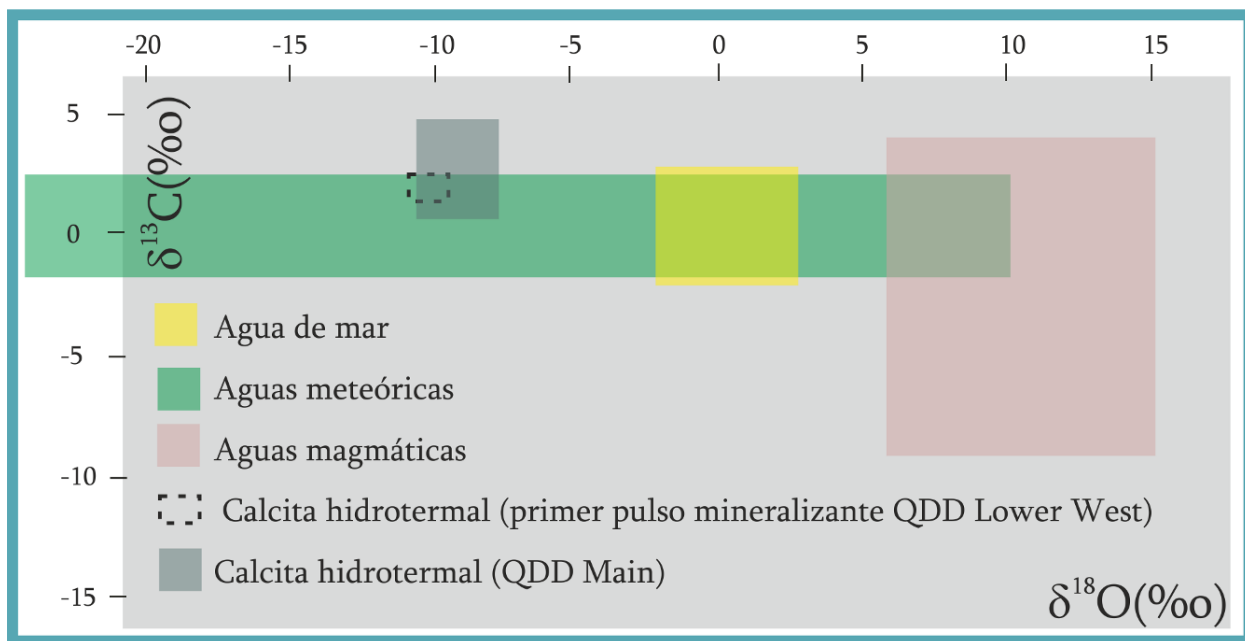


Figura 9.10. Diagrama de correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ fluido y $\delta^{18}\text{O}$ fluido que grafica los campos para aguas de diferente origen (modificado de Crosta y Palacio; 2005) según los valores propuestos por Zheng y Hoefs (1993) para aguas magmáticas).

10.1.3. Transporte de los Fluidos hidrotermales.

Los sistemas de fracturación presentan sectores en extensión y compresión. Bajo el punto de vista de las mineralizaciones hidrotermales, son los sectores en extensión aquellos que nos interesan más. La razón radica en que aquellas zonas se encuentran "en apertura" lo cual tiene dos consecuencias principales: 1) permiten una circulación de los fluidos hidrotermales; 2) si la precipitación de la carga mineral ocurre en esos sectores, la masa mineral será mayor dado el carácter en expansión que presentan.

Las relaciones empíricas entre zonas en apertura y masas minerales de mayor entidad es conocida (e.g., McKinstry, 1948), sin embargo no ha sido hasta los años 80-90 que esta relación ha empezado a entenderse en términos de la dinámica de fluidos en sistemas de fallas (e.g., Sibson, 1990). Los sectores a lo largo de una falla o zona de cizalla que presentan inflexiones o saltos en extensión son los más interesantes.

Sibson (1990) ha descrito los condicionantes de transporte y precipitación de mineralizaciones hidrotermales en zonas profundas (mesotermiales) y someras (epitermales). Mientras que en el ambiente somero epitermal se encuentra caracterizado por condiciones de presión hidrostática ($P = \text{columna de agua}$), los sectores profundos (varios kilómetros) presentan condiciones de presión litostática ($P = \text{columna de roca}$). Entre un ambiente y otro existe toda una zona transicional que se denomina de presión suprahidrostática. De acuerdo a este autor existirían dos mecanismos principales que llevarían a la formación de mineralizaciones hidrotermales: la bomba de succión (*suction-pump*); y la válvula activada (*fluid-activated valve*).

En el caso de los yacimientos auríferos, los epitermales, formados a profundidades de 1 km o menos se han generado bajo condiciones netamente hidrostáticas. Los grandes yacimientos auríferos mesotermiales asociados a zonas de cizalla en régimen dúctil-frágil, corresponden por su parte a situaciones donde la presión ha sido suprahidrostática a litostática. Una de las premisas fundamentales es que las mineralizaciones se generan en sistemas de falla activos, es decir, en relación con actividad sísmica. La capacidad de ruptura de un sismo induce abruptamente el movimiento de fluidos en una falla, y por lo tanto, la precipitación de su carga metálica en zonas estructuralmente favorables (en extensión) donde se crean las condiciones físicas adecuadas como caídas abruptas de presión.

La bomba de succión es aplicable a las mineralizaciones epitermales, donde las condiciones son básicamente hidrostáticas y activadas por rupturas sísmicas. Las estructuras a rellenar son típicamente extensionales y presentan morfologías variadas tales como en escalera, lazo sigmoide, y cola de caballo. En la nomenclatura de Sibson éstas se denominan "jogs" y corresponden básicamente a las inflexiones, saltos, abanicos imbricados, y por supuesto, duplexes extensionales que vimos previamente en otras secciones. A profundidades someras las estructuras en extensión se caracterizan por la presencia de texturas tipo crustificaciones y brechificaciones. Estas últimas consisten en brechas de implosión,

caracterizadas por un arreglo en rompecabezas de fragmentos angulares de la roca encajante, los que se encuentran cementados por una matriz hidrotermal. La apertura forzada (sísmicamente) de la malla de fracturas extensionales a velocidades más rápidas a la que migran los fluidos genera un desequilibrio de presión que genera una fuerza de succión. Dependiendo de las condiciones del sistema el proceso puede ocasionar el colapso interior (implosión) de las paredes de la fractura en expansión, lo que resulta en el desarrollo de una brecha de implosión cementada por la carga mineral de los fluidos que han sido "succionados" hacia ese entorno.

El modelo de la válvula activada es básicamente aplicable a las grandes zonas de cizalla en régimen dúctil-frágil. Para que el modelo se cumpla la zona de cizalla debe cortar a través de un gradiente de presión que excede las condiciones puramente hidrostáticas. El proceso se ve favorecido en fallas de gran ángulo, en particular, en aquellas de tipo inverso.

En ambos modelos (**bomba de succión y válvula activada**) el proceso mineralizador es repetitivo, lo cual originará sucesivas etapas de ruptura-mineralización. La presión (hidrostática o suprahidrostática) cae durante el proceso y vuelve a acumularse durante los períodos de quietud en el sistema.

Respecto del transporte de los fluidos dentro del distrito, existe un modelo propuesto por Soechting (2008) donde postula la grande estructura NW- SE como vías de circulación de fluidos mineralizantes, por ser las fallas con estas orientaciones las que contienen anomalías de metales o alojan cuerpos mineralizados como ocurre con QDD *Main* y AIM. Adicionalmente Bruno (2005) postula que la dispersión de los fluidos hidrotermales se lleva a cabo a través de los sistemas de fallamiento inverso NO-SE y fallamiento de rumbo NE-SO, así como a través de los planos de estratificación de las calizas ordovícicas.

Para la estructuración y el modelo de zonas en extensión (ver apartado 10.3.2 y Figura 7.14) propuesto en esta tesis doctoral, el transporte de fluidos adecuado sería el de la bomba de succión. Las áreas en extensión generarían este efecto por ser en si mismas zonas en dilatación. Las zonas en extensión con orientación O- E se producen durante la formación del frente orogénico en el Mioceno, lo cual además de acotar la edad de la mineralización, genera importantes guías de exploración (ver apartado 10.3.2 y Figura 7.14).

10.1.4. Precipitación de los Fluidos hidrotermales: El control estructural de la mineralización.

La Precordillera, fue sometida a una deformación por compresión desde el Mioceno temprano, originando un sistema de faja corrida y plegada antitética de piel fina, con estructuras que se caracterizan por su vergencia oriental (Bracaccini, 1950, 1946; Rolleri, 1969). La principal orientación

reconocida en las estructuras del distrito son las de rumbo NO- SE, aunque en general se presentan asociadas a estructuras de rumbo casi ortogonal (NE- SW).

Debido a que la mineralización del cuerpo QDD *Lower West* se hospeda principalmente en brechas es necesario caracterizar a las mismas, así como definir su origen.

El análisis textural de acuerdo a los parámetros geométricos propuestos por Jébrack (1997); Sibson (1977; 1986); Phillips (1972) de las brechas mineralizadas de QDD *Lower West* sugiere un origen esencialmente tectónico (D'Annunzio y Rubinstein 2013; D'Annunzio et al. 2014). Los procesos de disolución química en los clastos de caja calcárea se encuentran muy subordinados, por lo que se puede afirmar que predominan procesos físicos sobre procesos químicos. Además, pudieron discriminarse dos procesos dominantes dentro de los procesos tectónicos: con participación de fluidos y sin predominante participación de fluidos (D'Annunzio et al., 2014). Las brechas tectónicas formadas con asistencia de fluidos son característicamente, brechas donde la matriz clástica es sumamente escasa o ausente y en las cuales los clastos prácticamente "flotan" en el cemento. Las mismas se asociaron a las brechas tipo I o calcáreas. Las brechas tectónicas formadas sin asistencia de fluidos son brechas con abundante matriz clástica, evidencia de atrición de clastos y crecimiento de arcillas, características compartidas con las brechas tipo II o no calcáreas.

10.2. Origen, transporte y precipitación de los metales.

10.2.1. Origen de los metales-

A partir de los datos de isotopos estables e inestables, pudo determinarse la fuente del S y el Pb del primer pulso mineralizante de QDD *Lower West*.

Los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$ obtenidos para los skarns (Amelia Inés- Magdalena, AIM) y la mena del primer pulso mineralizante (Ver Capítulo 9: *Caracterización de los Fluidos Hidrotermales*) muestran baja dispersión alrededor de 0 ‰, lo cual es consistente con un origen magmático. Adicionalmente se graficaron junto a los valores obtenidos, los resultados de $\delta^{34}\text{S}$ para otros tipos de depósitos hidrotermales (para piritas relacionadas al estadio de mena; Figura 9.7), así como los resultados obtenidos por Bruno (2005) para el cuerpo de Quebrada del Diablo *Main* (QDD *Main*) y para los skarns AIM y Gral. Belgrano. Como puede observarse en la Figura. 9.7 los valores de las venas mesotermales son similares entre los tres depósitos, presentándose poca dispersión alrededor de 0. Los depósitos tipo Carlin de Nevada presentan principalmente valores positivos de hasta 3,3 ‰, excepto Betze Post Deposit, que presenta poca dispersión alrededor de 0 con valores positivos y negativos. Los depósitos Carlin like de Turquía (Diyadin Gold Deposit) no presentan valores negativos y los valores positivos alcanzan 6 ‰.

Comúnmente las soluciones mineralizantes derivadas de cuerpos intrusivos presentan una dispersión muy pequeña de los valores de $\delta^{34}\text{S}$. Si el intrusivo es profundo esos valores son cercanos al 0‰, mientras que para rocas ácidas los mismos están centrados alrededor de este valor, pero con variaciones comprendidas entre $-5,0$ y $+ 5,0$ ‰ (Allégre, 2008). Teniendo en cuenta los valores obtenidos para el Distrito Minero Gualcamayo, el S deriva de fuentes magmáticas, posiblemente profundas debido a la poca dispersión de los valores, muy cercanos al 0‰. De todos los depósitos mostrados en la figura, el que presenta los valores más parecidos es el depósito tipo Carlin Betze Post (Nevada).

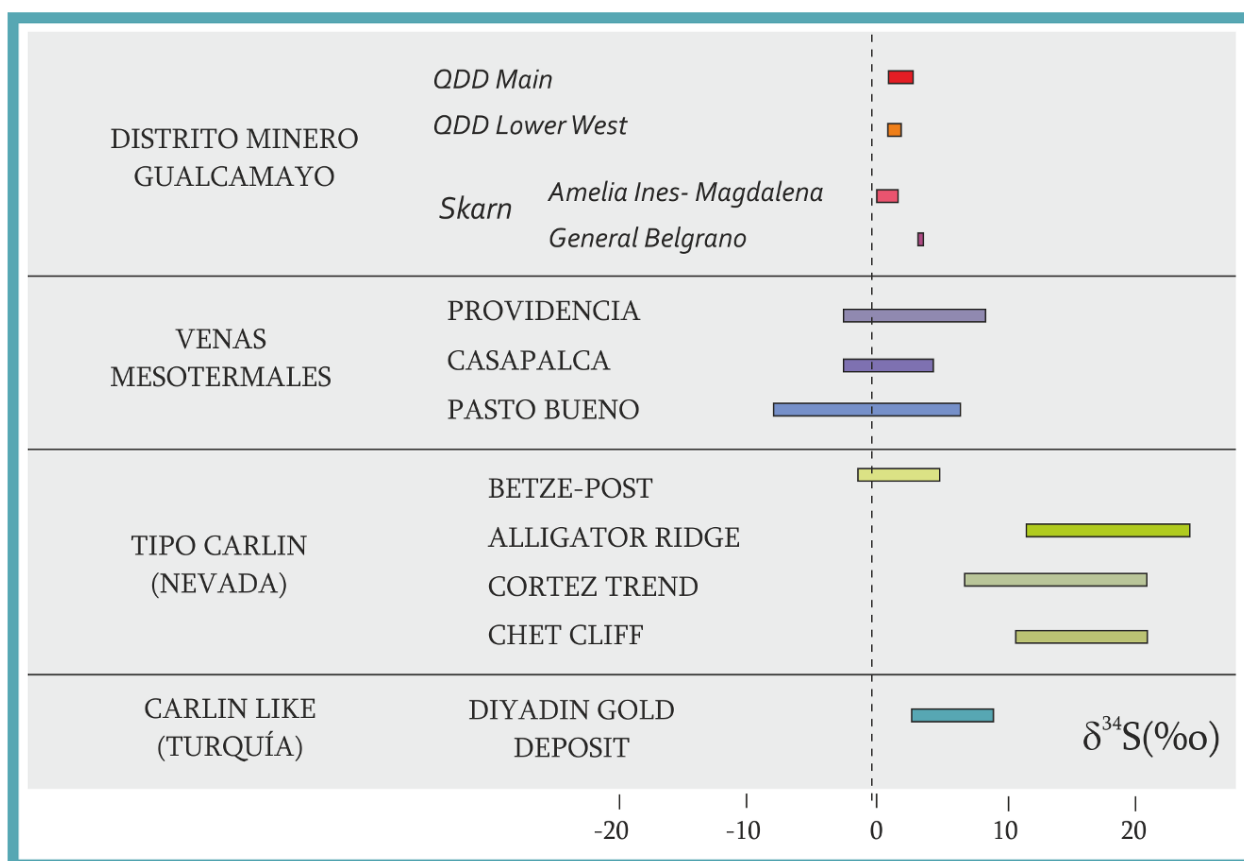


Figura 10.3. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ de algunos yacimientos hidrotermales y los obtenidos para el distrito minero Gualcamayo. Los valores para el distrito minero Gualcamayo se obtuvieron en esta tesis, excepto los obtenidos por Bruno (2005; Tabla 9.1 b). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para el Diyadin Gold Deposit fueron tomados de Çolakoğlu et al. (2011), mientras que los de los tipo Carlin de Kesler et al. (2005), Arehart et al. (1993) e Ilchik y Barton (1997). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las venas mesotermiales se obtuvieron de Ohmoto y Goldhaber (1997).

Los resultados de los isótopos de Pb (ver Capítulo 9. *Caracterización de los Fluidos Hidrotermales*) muestran que los skarn, las dacitas y la mena del primer pulso mineralizante tienen relaciones isotópicas semejantes y que al graficar dichos datos en los diagramas plumbo tectónicos se observa que caen muy cerca de la curva del orógeno, lo cual sugiere una fuente común para este metal y en la cual habría participado manto y corteza superior, lo que es característico de los ambientes de arco. Las relaciones obtenidas para las muestras analizadas se graficaron en los diagramas plumbo-tectónicos (figuras 9.11 a

y b) en los cuales puede observarse que la dacita, la mena y el skarn grafican muy próximo a la curva del orógeno y tienen relaciones isotópicas semejantes, lo que sugiere un origen común y una fuente en la que pueden participar manto y corteza superior, característico de los ambientes de arco. La caliza en cambio presenta un valor $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ anómalo, cayendo fuera de las curvas de crecimiento.

Asimismo se observa que (Figura 9.11 a y b) las muestras grafican en un rango de edad de entre $\sim 350\text{-}600\text{ Ma}$ en la curva de crecimiento lo que sugiere una mezcla entre una fuente antigua, constituida por las cajas calcáreas cambro-ordovícicas ($\sim 540\text{-}480\text{ Ma}$) y una fuente más joven.

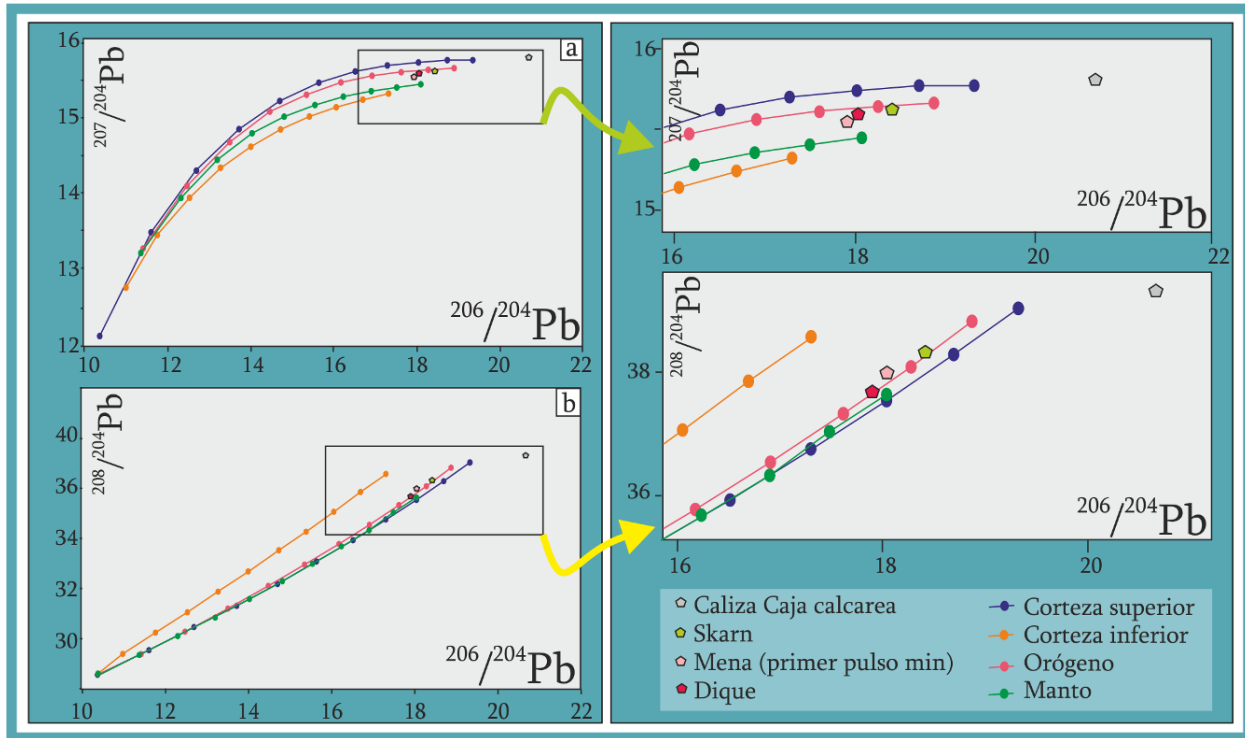
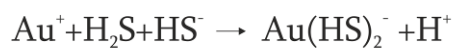


Figura 9.11. Diagramas plumbotectónicos. a) Relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. b) Relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

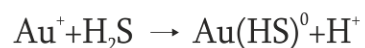
10.2.2. Transporte y Precipitación de los metales.

De acuerdo a (Seward, 1984), son dos las especies que poseen mayor importancia en el transporte del oro en los ambientes hidrotermales; ellas son Cl^- y HS^- . Las demás especies que se conocen o postulan como capaces de transportar oro son sólo importantes bajo condiciones especiales y, generalmente, no muy frecuentes. En la Figura

La especie $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ es muy estable a pH aproximadamente neutro, según la reacción

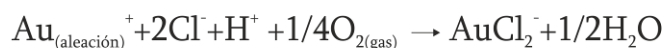


lo que indica que cantidades de oro geológicamente significativas, en cuanto a su capacidad de poder originar depósitos económicos, pueden ser transportadas por un fluido hidrotermal típico (Shenberger y Barnes 1989). En condiciones más ácidas, como las de los sistemas epitermales de alta sulfuración o en las zonas “de raíz” de los fluidos ascendentes en epitermales de baja sulfuración y sulfuración intermedia la especie AuHS es la dominante (Benning y Seward 1996; Giggenbach 1997) según la reacción



Sin embargo, en un rango de temperatura de 250 a 350°C, condiciones muy comunes para la formación de depósitos epitermales, la especie portadora de oro dominante será $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$ en la mayoría de condiciones de deposición mineral en que los fluidos se encuentran en equilibrio con pirita y/o pirrotita (Hayashi y Ohmoto 1991).

En el mismo rango de temperatura, la especie $\text{Au}(\text{HS})_2$ será más importante para el transporte de oro que $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$ a $\text{pH} > 5,5$. Sólo en un fluido rico en cloro, pobre en H_2S y con un pH ácido ($< 4,5$) para un rango de temperatura de 250-350°C, el oro será transportado como complejo clorurado (Hayashi y Ohmoto 1991; Gammons y Williams-Jones 1997), según la reacción,



en cuyo caso se espera que el oro esté asociado con un alto contenido de plata y metales base, ya que se considera que Ag, Pb, Cu y Zn son transportados predominantemente como complejos moleculares clorurados (Barnes 1979; Ruaya y Seward 1986; Seward 1984; Seward 1976). Para los metales base en particular, el tipo de complejo clorurado que los transporta depende fuertemente de la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ que haya en el fluido (McKibben y Williams 1989).

Para las condiciones obtenidas para QDD *Lower West*, donde las salinidades son muy bajas, (de hasta 2 % en peso NaCl eq), las temperaturas del orden de los 300°C y un pH cercano al neutro que evoluciona a un pH levemente más ácido en la etapa tardía, posiblemente los responsables del transporte del oro sean los complejos sulfurados. Debido a que el límite inferior de pH alcanzado por las soluciones hidrotermales no ha sido determinado cualquiera de los dos complejos podrían haber sido responsables del transporte del Au ya que el $\text{Au}(\text{HS})_2$ a 300°C es estable a pH superior a 5,4, mientras que el $\text{HAu}(\text{HS})_2$ se formaría a pH más ácidos (Figura 10.3).

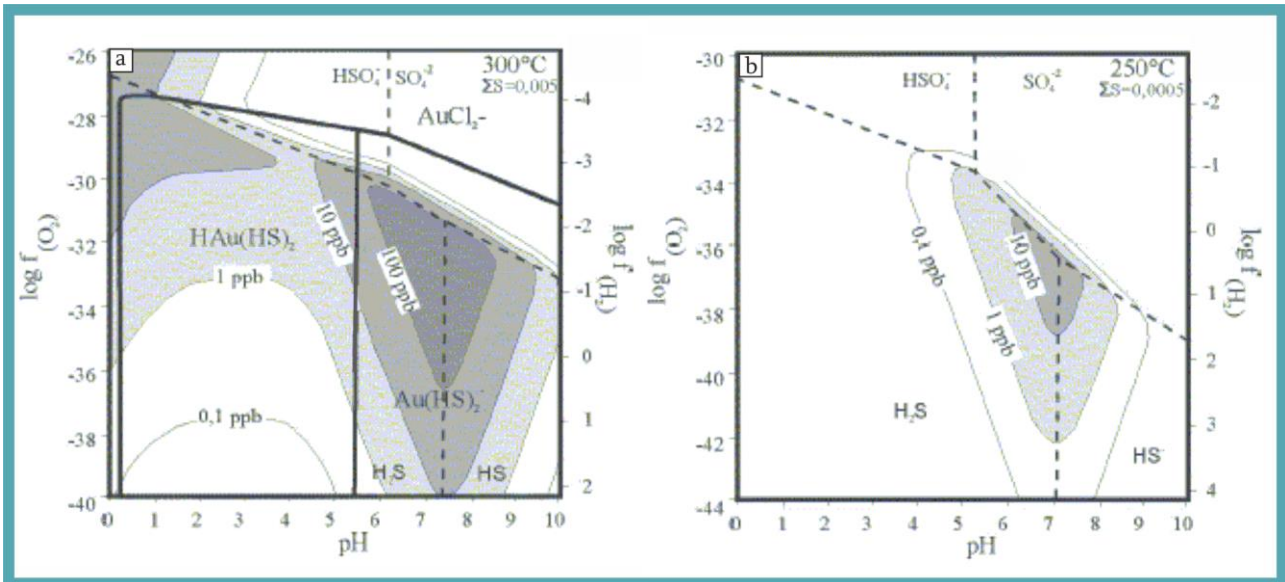


Figura 10.3. Diagrama de $\log f\text{O}_2$ versus pH, a 300°C (a) y 250°C (b) donde se han representado las especies acuosas del S predominantes y los complejos responsables del transporte del oro más comunes; como así también las curvas de solubilidad del oro como $\text{Au}(\text{HS})_2$ expresadas en ppb. Los campos de estabilidad de los complejos auríferos se han tomado de Cooke et al. (1996).

La deposición del Au se produce cuando el complejo que lo transporta se desestabiliza. Los procesos que pueden producir la desestabilización de los complejos que transportan metales son variados y dependiendo del ambiente pueden tener diferente protagonismo. En general se consideran dos mecanismos físicos principales para la precipitación mineral en depósitos epitermales: ebullición y mezcla de fluidos (Giggenbach, 1997). Estos mecanismos no suelen presentarse desligados, sino que se complementan produciendo la deposición mineral (Plumlee, 1994). Por mezcla de fluidos en cuanto a la precipitación mineral dentro del ambiente epitermal debe entenderse una mezcla dentro del ambiente epitermal entre aguas meteóricas descendentes y fluidos hidrotermales ascendentes, sea cual sea el origen de estos últimos. Los fluidos hidrotermales puede ser en sí mismos el resultado de la mezcla en profundidad de aguas meteóricas y magmáticas (ver Hedenquist y Lowenstern, 1994; Simmons, 1995; Gammons y Williams-Jones, 1997).

Como se menciona en el apartado anterior, en el cuerpo QDD *Lower West*, uno de los mecanismos que se registran es la mezcla de fluidos (dilución, fenómeno identificado mediante el estudio de IF- Figura 9.14) y la participación de aguas meteóricas, que pudo haber producido la desestabilización de los complejos que transportan el Au, por el cambio de las condiciones físicas y químicas de los fluidos.

10.3. Edad de la mineralización

Se realizaron estudios de Re/Os sobre las piritas del primer pulso mineralizante. En el gráfico $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ vs. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (Figura 9.13 a) los puntos de análisis definen una recta (isocrona) con una

relación inicial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ $0,269 \pm 0,004$ y una edad de $221,5 \pm 2,3$ Ma, la cual no es coherente con las evidencias geológicas. Por este motivo se consideró la posibilidad de que existiera mezcla de fuentes con lo cual la isócrona generada es ficticia. Para comprobar esta hipótesis se graficaron las relaciones $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs $1/\text{Os}$ (concentración de Os en ppb) obteniéndose una recta (Figura 9.13 b) que confirma la mezcla de una fuente evolucionada (rica en Os radigénico) con una más primitiva.

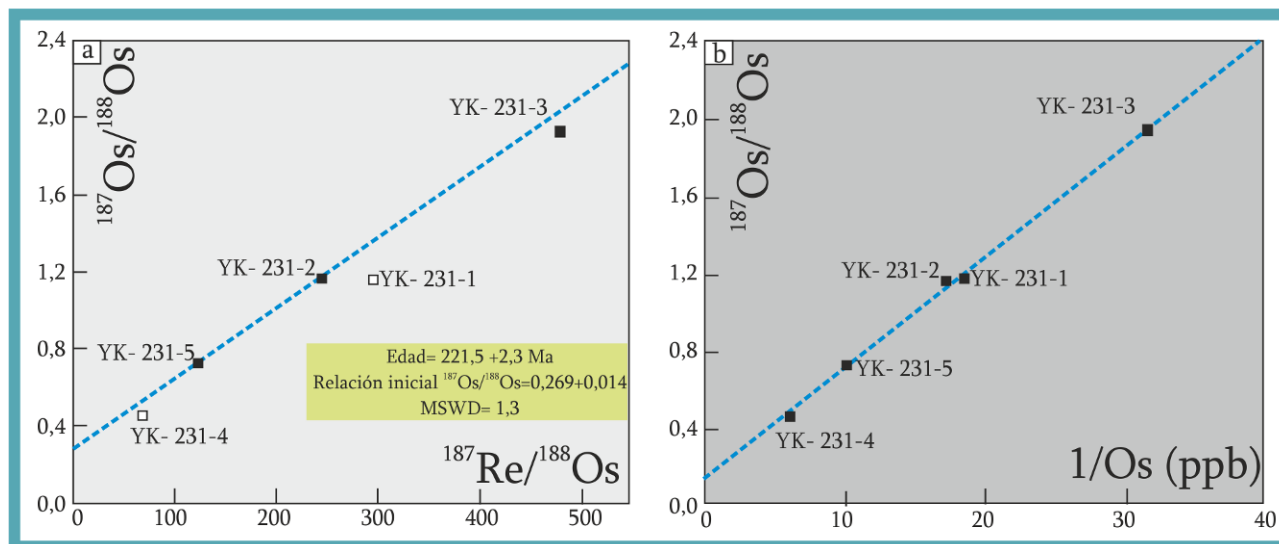


Figura 9.13. a) Isócrona obtenida a partir del análisis isotópicos de Re-Os. b) Relaciones de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs la inversa de la concentración obtenida de Os ($1/\text{Os}$; ppb).

Si bien no fue posible obtener una edad con sentido geológico las evidencias halladas que se describen en el apartado 10.3.1. y las consideraciones realizadas a lo largo de este capítulo respecto del origen de los fluidos permiten afirmar que el motor del sistema hidrotermal sería el Complejo Ígneo Gualcamayo. Esto acota la edad del evento mineralizante en ~ 9 Ma, debido a que antes o después de este evento no se registran otros con las condiciones para generar o movilizar fluidos hidrotermales. Otro parámetro importante para acotar la edad de la mineralización es el control estructural de la misma que será descrito en el apartado 10.3.2.

10.3.1. El rol del magmatismo mioceno

Un pulso de magmatismo andesítico, pudo ser identificado y separado del Complejo Ígneo Gualcamayo. Este fue correlacionado en base a sus química, características de yacencia, geoquímica y composición, con el Grupo del Áspero de edad Miocena inferior ($17,6 \pm 0,5$ y $18,3 \pm 0,7$ Ma, Limarino et al. 2002). Este magmatismo no presenta alteración hidrotermal asociada que permitan sugerir potencial mineralizante para el mismo.

Las características de yacencia, composición modal y litogeoquímica complementadas con las edades radimétricas existentes y obtenidas en esta tesis doctoral, permiten definir un pulso magmático

que tuvo lugar en el mioceno superior (~9 Ma) y generó los intrusivos y diques dacíticos que conforman el Complejo Ígneo Gualcamayo. Las edades antiguas halladas en los circones analizados podrían corresponder a núcleos heredados, producidos por el reciclado de la losa pacífica.

Las volcanitas del Complejo Ígneo Gualcamayo son producto de un magmatismo de arco emplazado en una corteza de espesor normal en transición a una de espesor intermedio (~45 km), con presiones de emplazamiento de 101,74 y 392,11 Mpa y profundidades de ~3 km. Se generaron a partir de magmas hidratados (con un contenido de hasta un ~8 % de agua), y oxidantes ($\log fO_2 = \sim -14$), con temperaturas de ~970- 750° C. Las características geoquímicas de estas rocas son transicionales entre las de los ciclos magmáticos reconocidos por Kay y Mpodozis, (2002) para el Mioceno inferior a medio (14 a 9 Ma y 9 a 0 Ma) debido a que la edad obtenida para el complejo, se encuentra entre ambos grupos de edades.

Asociado al evento magmático que genera las rocas que componen el Complejo Ígneo Gualcamayo, se reconoce importante actividad hidrotermal que además de generar intensa alteración hidrotermal en las rocas ígneas, genera mineralizaciones de Cu y metales base en algunos sectores del distrito (ver Capítulo 6: *Antecedentes Mineros del Distrito Minero Gualcamayo e Introducción a los Depósitos de Au*). Esto, es coherente con el carácter oxidante de este magmatismo (ver Capítulo 5: *Magmatismo Mioceno de área. Apartado 5.8. Potencial mineralizante*). Las condiciones termodinámicas obtenidas, son similares a las de otros sistemas tipo pórfido de la provincia de San Juan. Puede afirmarse que este evento tiene potencial mineralizante y sería la fuente de calor y tal vez de fluidos del sistema hidrotermal que dio origen a las mineralizaciones del distrito. Otro importante aporte del magmatismo mioceno es el azufre, con clara signatura magmática.

10.3.2. El control estructural.

La Precordillera, fue sometida a una deformación por compresión desde el Mioceno temprano, originando un sistema de faja corrida y plegada antitética de piel fina, con estructuras que se caracterizan por su vergencia oriental (Bracaccini 1946, 1950; Rolleri 1969). Dentro del distrito las fallas que integran el sistema de corrimiento son observadas en el frente orogénico de las Sierras de la Batea y Alaya El control estructural de la mineralización puede ser utilizado como evidencia de la edad miocena propuesta.

La principal orientación de las grandes estructuras el área es N- S y está relacionada a los frentes de corrimiento de las Sierras de la Batea y Alaya. A escala de distrito son importantes las estructuras NO- SE y NE- SE cómo se muestra en el diagrama de la Figura 7.12

Como se observa en la Figura 10.4 para la estructuración desarrollada durante el Mioceno es coherente un σ_1 perpendicular a las estructuras N- S (frentes de corrimiento) y bisectriz del ángulo formado por las orientaciones NE-SO y NO-SE.

Asociado a la posición de este σ_1 se identifica máxima extensión en sentido O- E. Estas zonas en extensión, que coinciden con la orientación de QDD *Main* y QDD *Lower West* son los lugares propicios para el desarrollo de fracturación extensional, el desarrollo de brechas tectónicas y diseminación de la mineralización.

De acuerdo con este modelo estructural se puede proponer que la orientación O- E es una buena guía de exploración, con potencial para encontrar cuerpos mineralizados similares a QDD *Main* y QDD *Lower West*.

10.4. Modelo metalogénico

En este capítulo han sido analizados de manera integral todos los aspectos que hacen a la metalogenia del cuerpo QDD *Lower West*. Con el objetivo de realizar una aproximación a un modelo se compararán las características de QDD *Lower West* con las de QDD *Main*, así como con diferentes tipos de depósitos hidrotermales de Au que comparten ciertas similitudes con el cuerpo mineralizado estudiado.

10.4.1. QDD *Main* y QDD *Lower West*: Su vinculación Genética.

Además de que ambos cuerpos presentan la misma orientación (O-E; Figura 7.14) y que QDD *Lower West*, ha sido considerado por (Soechting et al., 2009) la continuación en profundidad de QDD *Main*, se analizarán a continuación los aspectos metalogénicos con el fin de establecer una vinculación genética.

Como se mencionó en el Capítulo 6 (*Antecedentes Mineros del Distrito Minero Gualcamayo e Introducción a los Depósitos de Au*) el depósito QDD *Main* presenta similitudes con los yacimientos tipo Carlin, en relación a la roca de caja, textura, paragénesis mineral, alteraciones y características de los fluidos hidrotermales, por lo que ha sido clasificado como de mineralización de oro alojado en carbonatos (carbonate-hosted gold mineralization, Bruno 2005) o como un depósitos de oro diseminado en rocas sedimentarias (sediment-hosted disseminated gold deposit, Bruno 2005). En este cuerpo, la mineralización está alojada en brechas carbonáticas de disolución y colapso (Bruno 2004), diferencia fundamental con el cuerpo QDD *Lower West* que se aloja principalmente en brechas tectónicas.

La paragénesis de mena en QDD *Main*, está constituida por piritita- marcasita- pirrotina- galena- esfalerita- calcopirita- oropimente- rejalgar- piritita arsenical- cinabrio y oro, con calcita, cuarzo, baritina y yeso como minerales de ganga (Bruno, 2005). Como puede observarse la parénesis de QDD *Main*

presenta algunas diferencias con las de QDD *Lower West*, sobre todo porque este cuerpo no contiene pirrotina, calcopirita ni cinabrio.

Según Bruno (2005), un fuerte control de la mineralización son los sistemas de fallamiento inverso NO-SE y fallamiento de rumbo NE-SO, y los planos de estratificación de las calizas ordovícicas, mientras que un segundo factor de control de dispersión de las soluciones lo habría constituido la litología. Para QDD *Lower West* se propone un fuerte control estructural, dominado por zonas de brechamiento tectónico, que corresponden a zonas en extensión durante la formación de la faja corrida y plegada de edad miocena. No se observa en este cuerpo control litológico.

Los valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ cercanos a 0 ‰ en sulfuros provenientes del sistema aurífero epitermal y del skarn, indican una fuente magmática para el S (Bruno, 2005) como ocurre en QDD *Lower West*. Asimismo los valores isotópicos de C y O obtenidos por Bruno (2005) para QDD *Main*, cuyos rangos coinciden parcialmente con los obtenidos para QDD *Lower West*, indican una fuente de C y O con influencia de aguas meteóricas.

Es necesario destacar, que mientras el control en QDD *Main* son brechas de origen químico (brechas de disolución y colapso) en QDD *Lower West* la mineralización rellena principalmente brechas producto de procesos físicos (brechas tectónicas con y sin asistencia de fluidos). Aunque por todo lo mencionado es este apartado, puede afirmarse una vinculación genética entre ambos depósitos, donde QDD *Lower West* constituye la continuación en profundidad de QDD *Main*, el cambio en los controles de la mineralización constituye una herramienta fundamental para comprender la evolución de los fluidos mineralizantes (Figura 10.4).

Para QDD *Lower West* se postulan fluidos con pH cercanos a la neutralidad que evolucionan hacia fluidos más ácidos. Esta evolución es clara, ya que se observa en profundidad, menos sin evidencia de disolución química de carbonatos, a menos controladas químicamente (fenómenos de dilución en clastos carbonáticos) a menores profundidades. Un modelo posible podría estar relacionado al ascenso de fluidos calientes con pH cercanos a la neutralidad (y una componente magmática documentada por el origen del azufre) que en su ascenso se encuentran con aguas meteóricas, posiblemente de la zona vadosa, lo cual acidifica los fluidos y provoca los fenómenos de dilución en los fluidos documentados en el estudio de inclusiones fluidas.

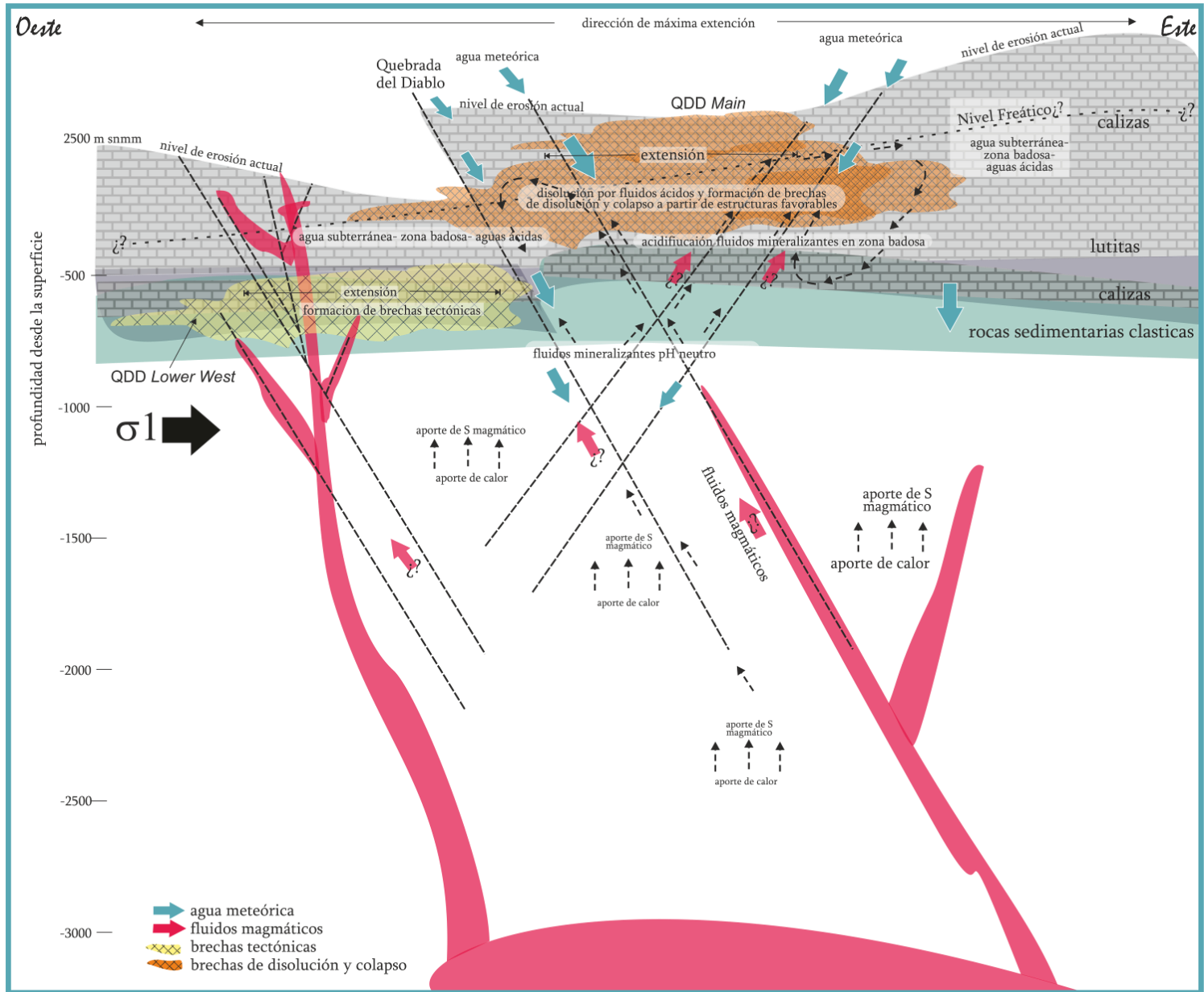


Figura 10.4: Modelo metalogénico propuesto para QDD Main y QDD Lower West

10.4.2. QDD Lower West: ¿Un depósito tipo Carlin?

El primer pulso mineralizante que constituye el cuerpo de QDD Lower West, compuesto por la paragénesis piritita, esfalerita, oro, marcasita, schelita, galena, sulfosales de Pb, cuarzo y calcita, presenta asociaciones similares a las de sistemas epitermales de baja sulfuración (ver Tabla 10.1 y Figura 10.1). Asimismo, algunos de los minerales del primer pulso, coinciden con los estadios pre mineralización de los depósitos tipo Carlin.

El segundo pulso mineralizante, compuesto por la paragénesis rejalgar, oropimente, telururo de Au (calaverita), telururo de Hg (coloradoita), calcita y cuarzo tiene una paragénesis similar a la encontrada en los depósitos tipo Carlin (ver Tabla 10.1 y Figura 10.5). Respecto de los isotopos de S puede decirse que los valores obtenidos para QDD *Lower West* tienen una fuerte y clara influencia magmática, que no ocurre en el mayoría de los depósitos tipo Carlin, excepto en el depósito Betze de Nevada. Para los isótopos de C y O son muy amplios los rangos documentados y en general no hay consenso sobre el origen de los fluidos en los depósitos tipo Carlin de Nevada (Hofstra and Cline, 2000), existiendo varios modelos posibles para el origen de los fluidos y la mineralización.

Si bien se reconocen similitudes respecto de la asociación de mena de QDD *Lower West* con los depósitos tipo Carlin, existen algunas diferencias en particular en lo que hace a la escasez de sílice y a los metalotectos de la mineralización. La escases de sílice en el sistema de QDD *Lower West*, queda evidenciada por la ausencia de jasperoides, típicos de los depósitos tipo Carlin. El término jasperoide es usado de acuerdo a Spurr (1898) (en Labarthe-Hernández et al., 1992) y Lovering (1972). El primero lo describió como «una roca constituida esencialmente por sílice criptocristalina que ha sido formada por el reemplazo de algún otro material, ordinariamente calcita o dolomita; puede ser blanco o en varios tonos de rojo, gris, café o negro, resultando los colores, de las diferentes formas de hierro en proporciones variables». En tanto Lovering (1972) restringe el uso del término para aquellas rocas producto de «un reemplazo silíceo epigenético de una roca previamente litificada» excluyendo a otras formas de sílice singenética como el pedernal primario y la novaculita. Muchas jasperoides se forman por el reemplazo y depositación de sílice en huecos, con reemplazo dominante durante las fases tempranas y precipitación dominante durante las fases posteriores. El reemplazo de calizas por sílice es favorecido por baja temperatura, soluciones acidas y presencia de CO₂ (Lovering, 1962). La ausencia de jasperoides puede deberse entonces a los pH de las soluciones en QDD *Lower West* es cercano a la neutralidad.

Capítulo 10. Modelo Metalogénico.

Tipo de Depósito	Ejemplo Mundial	Ambiente Geológico	Forma de mineralización	Magmas asociados	Asociación de alteración	Asociación de metales	Citas seleccionadas
Epitermales de adularia-sericita (<i>Adularia-sericite epitermal</i>) o de baja Sulfuración	Hishikari (Japan), Cavnic (Romania), Round Mountain (Nevada)	Centros volcánicos subaéreos intermedios a félsicos, asociados con intrusiones subvolcánicas en cinturones volcánicos-plutónicos.	Venas de adularia-carbonto- cuarzo costriformes- coliformes. Diseminado.	Magma subalcalino (Basalto a riolita). Magma alcalino (Basalto alcalino a traquita)	Sericita- Ilita/Sericita-adularia; silicificación y alteración propilitica.	Au, Ag, As, Sb, Hg ± Pb, Zn, Te; Au:Ag = 1:10 to 1:25; zonación vertical	(Camprubí y Albinson 2006)
Epitermales de Sulfuración intermedia	Rico en Au: Baguio (Filipinas). Rico en Ag: Fresnillo (Zac., México)	Centros volcánicos subaéreos intermedios a félsicos, asociados con intrusiones subvolcánicas en cinturones volcánicos-plutónicos.	Venillas	Andesita a riodacita, localmente riolita.	Cuarzo crustiforme, rellenando vetas y en peine	Au-Ag, Zn, Pb, Cu	(Camprubí y Albinson 2006)
Epitermales de Alunita-Caolinita (<i>Alunita-kaolinite epitermal</i>) o de Alta Sulfuración	Pascua Lama (Chile- Argentina), Pueblo Viejo (República Dominicana),	Centros volcánicos subaéreos intermedios a félsicos, asociados con intrusiones subvolcánicas en cinturones volcánicos-plutónicos.	Sulfuros diseminados en zonas de sílice oquerosa, venas, brechas y stockworks.	Magma oxidado (Andesita a riodacita); Magma reducido (Riodacita)	Silicificación y alunita. Alteración argílica avanzada, graduando a argílica o propilitica.	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn Pb; Au:Ag 1:2 a 1:10; zonación de metales	(Camprubí y Albinson 2006)
Depósitos tipo Carlin (Nevada)	Norte Carlin trend	Estratigrafía y estructura Pre-Eocena. Subyacen espesas rocas clásticas neoproterozoicas arqueanas o delgadas secuencias paleoproterozoicas. Subyacen además espesas secuencias neoproterozoicas a cambrias tempranas de rocas clásticas relacionadas a rift. Se ubican en zonas proximales a fallamiento inverso y a estructuras reactivadas de rifting. Control de la mineralización relacionado a estructuras de alto ángulo NO y NE.	Au en pirita rica en As o marcasita, que ocurre como cuerpos de reemplazo en rocas carbonáticas hospedantes.	Rocas ígneas coetaneas proximales. Magmatismo calcoalcalino. Basaltos y lamprofidos.	Decarbonatización. Silicificación importante de los carbonatos. Formación de jasperoides	Au con As, Sb, Tl, y Hg , preferentemente con metales base y Ag.	(Cail y Cline 2001; Tosdal et al. 2003; Cline et al. 2005; Cline y Hofstra 2000)
	Central Carlin trend						
	Sur Carlin trend						
	Battle Mountain- Eureka trend						
	Getchel trend						
	Jerritt Canyon						
Alligator ridge							
Dipósitos "como" Carlin (Carlin Like Deposits)	Barhi y Jhal	Cinturón metavolcano-sedimentario Arqueano Tardío- Proterozoico Temprano. Faja corrida y plegada Mahakoshal. India Central.	La mineralización de oro está alojada en dolomitas que ocurren como bandas discontinuas intercaladas con filitas. La pirita es el sulfuro mas común, mientras que estibnita y rejalgar son raros. Cuatro tipos de mineralización: a) Minerailzación estratiforme de sulfuros con Au. b) Impregnaciones de sulfuros en brechas. c) mineralización diseminada en stockwork. d) mineralización de carbonatos- cuarzo y antimonio.	No indicado	La alteración hidrotermal de la roca hospedante incluye decalcificación, silicificación y argilización.	Au, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, As, Sb, Hg,	(Talusani, 2001)
	Suzdal	Alojado en lutitas carbonosas y rocas clásticas de edad carbonífera.		Granitos, dioritas.	La mineralización económica de Au y sulfuros está asociada los siguientes minerales de alteración: sílice, calcita, sericita y clorita.	Ni, Co, V, Cr, Cu, Zn, Bi, Sn, W, Mo, As, Sb, Au, Ag, Ba, Tl, Li, Be, La, Ce.	(Kovalev et al., 2009)
QDD Lower West		Secuencias paleozoicas principalmente por calizas y dolomias cambro-ordovicicas. Sobreyacen unidades clásticas ordovicicas marinas. Por encima principalmente areniscas continentales Carbónico-Pérmico. Faja corrida y plegada de la Precordillera Central Sanjuanina.	Cuerpo diseminado principalmente en brechas tectónicas, menormente en brechas hidrotermales	Magmas oxidados, calcoalcalinos. Dacitas.	Calcita, Cuarzo.	Au, Ag, Pb, Zn, As, Te	(D' Annunzio y Rubinstein 2013; D' Annunzio et al. 2014; D' Annunzio 2012)

Tabla 10.1. Características de algunos depósitos hidrotermales.



Figura 10.5. Diagramas paragenéticos de los depósitos mencionados en la tabla 10.1. a) Secuencia paragenética de los halos, venillas y cuerpos diseminados de alunita- pirita-enargita del depósito epitermal de alta sulfuración Pascua Au-Ag-Cu (Tomado de Chouinard et al. 2005). b) Estadios paragenéticos (S1, S2, S3, S4) y subestadios (a, b, c) identificados en el depósito Caylloma de sulfuración intermedia, Perú (Tomado de Echavarría et al. 2006) c) Diagrama paragenético del epitermal de baja sulfuración, distrito aurífero la Carolina, San Luis, Argentina (Tomado de Gallard-esquivel et al. 2012).

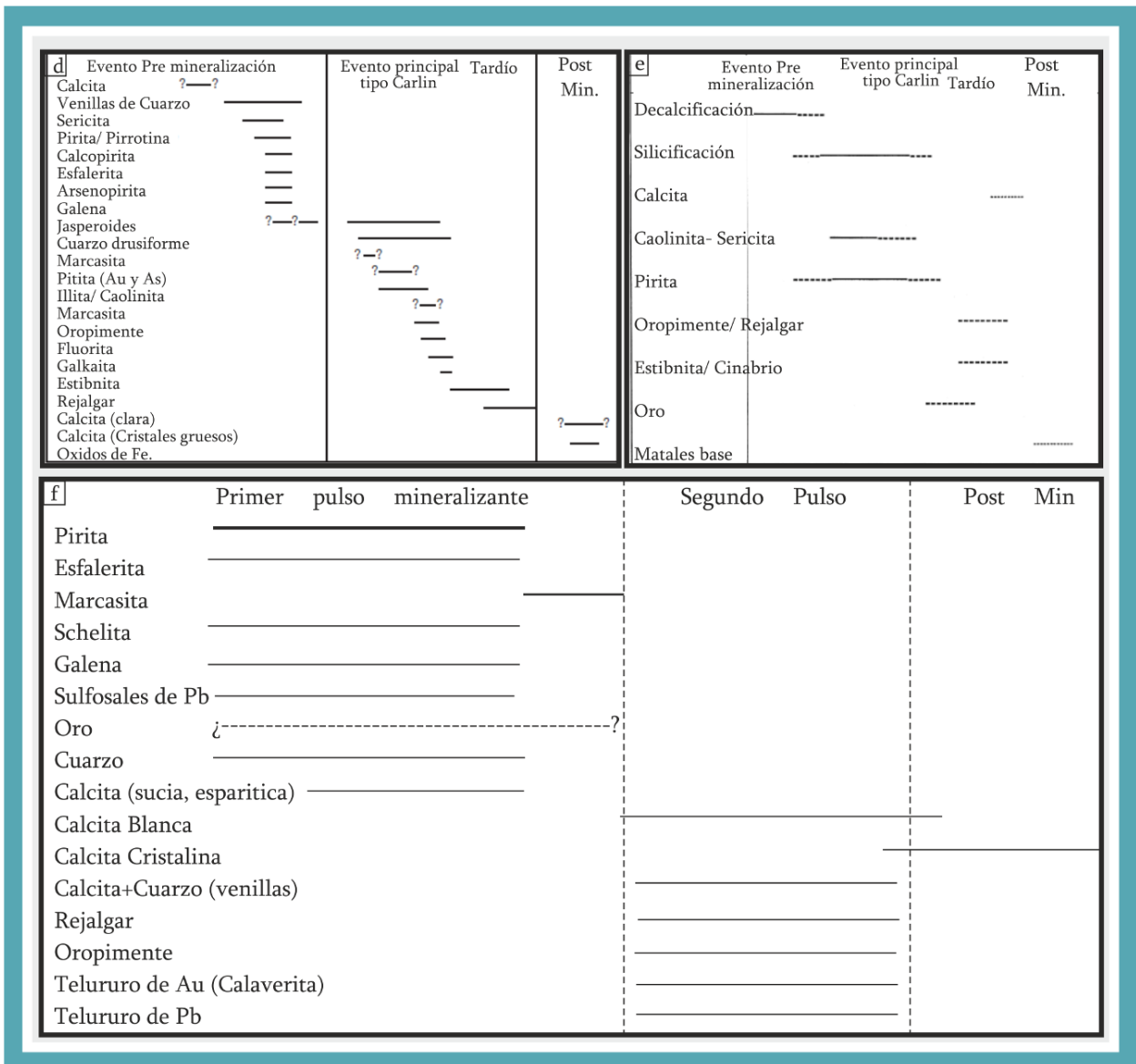


Figura 10.5. Diagramas paragenéticos de los depósitos mencionados en la tabla 10.1 (Continuación). d) Secuencia paragenética del depósito tipo Carlin determinada en Getchell, Nevada (Tomado de Cline et al. 2005). e) Secuencia paragenética del depósito Carlin “like” Barhi y Jhal ubicados en la faja corrida y plegada Mahakoshal, India central (Talusani, 2001). f) Diagrama paragenético de QDD *Lower West*.

Mientras que en los depósitos de tipo Carlin el principal control de la mineralización es litológico, siendo característica la presencia de horizontes de reemplazo en calizas, en QDD *Lower West* el principal control es tectónico. Aunque las rocas carbonáticas en el distrito forman parte de las brechas tectónicas y de las brechas de disolución y colapso típicas de QDD *Main*, la distribución de la mineralización no es a partir de reemplazos en horizontes favorables como ocurre en los depósitos tipo Carlin.

¿Es entonces QDD *Lower West* un depósito tipo Carlin? La respuesta a esta pregunta no es sencilla debido que cada yacimiento tiene características particulares incluso dentro de un mismo tipo y en este caso QDD *Lower West* tiene tantas semejanzas como diferencias con los yacimientos tipo Carlin.

A pesar de esto, es cierto que no se han podido reconocer en otro tipo de yacimientos las paragénesis de mena descritas para el depósito estudiado, como se muestra en la Tabla 10.2.

	Carlin Type	Carlin Like	QDD Lower West
Secuencia paragénica	Decalcificación/ Estadio pre mineralización de pirita	Decalcificación	Primer pulso mineralizante
	Estadio tipo Carlin		Segundo Pulso mineralizante: Estadio tipo Carlin
	Post mineralización: Calcita y óxidos de Fe.	Evento post- mineralización: metales base.	Venillas de calcita estéril
Minerales transparentes dominantes	Sílice (reemplazo, jasperioides)		Sílice escasa, predomina carbonato. Sin evidencias de disolución
Isotopos de S	Valores positivos hasta 6‰	Valores positivos hasta 3‰	Cercano a 0 ‰. Baja dispersión. Origen magmático
Isotopos de C y O	Muy variable	Muy variable	Influencia de aguas meteóricas.
Controles	Litológico		Estructural

Tabla 10.2. Comparación de QDD Lower West con los depósitos Carlin Type y con los Carlin Like.

10.4. Trabajos citados

- Allégre, C.J., 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press.
- Arehart, G.B., Eldridge, C.S., Chryssoulis, S.L., Kesler, S.E., 1993. Ion microprobe determination of sulfur isotope variations in iron sulfides from the Post/ Betze sediment-hosted disseminated gold deposit, Nevada, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1505–1519. doi:10.1016/0016-7037(93)90010-T
- Barnes, H., 1979. Solubilities of ore minerals. *Geochemistry hydrothermal ore Depos.* 404–460.
- Benning, L.G., Seward, T.M., 1996. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150-400°C and 500-1500 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1849–1871. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Bracaccini, O., 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. *Boletín Inf. Pet.* 301, 201.
- Bracaccini, O.I., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-mendocina. *Boletín Inf. Pet.* 258–264.
- Bruno, N.E., 2005. Metalogénesis aurífera en rocas carbonáticas, Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
- Bruno, N.E., 2004. Mineralized dissolution/collapse breccias in the Gualcamayo Mining District, San Juan province, Argentina. *Actas del 7º Congr. Mineral. y Metalog.* 149–154.
- Cail, T.L., Cline, J.S., 2001. Alteration associated with Gold Deposition at the Getchell Carlin-Type Gold Deposit, North - Central Nevada. *Econ. Geol.* 96, 1343–1359.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín la Soc. Geológica Mex.* LVIII, 27–81. doi:10.2113/gsecongeo.101.4.843

- Chouinard, A., Williams-Jones, A.E., Leonardson, R.W., Hodgson, C.J., Silva, P., Téllez, C., Vega, J., Rojas, F., 2005. Geology and genesis of the multistage high-sulfidation epithermal Pascua Au-Ag-Cu deposit, Chile and Argentina. *Econ. Geol.* 100, 463–490. doi:10.2113/gsecongeo.100.3.463
- Cline, J.S., Hofstra, A., 2000. Ore fluid evolution at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, USA. *Eur. J. Mineral.* 12, 195–212.
- Cline, J.S., Hofstra, A.H., Muntean, J.L., Tosdal, R.M., Hickey, K.A., 2005. Carlin- Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models. *Soc. Econ. Geol. 100th Aniv*, 451–484.
- Çolakoğlu, A.R., Oruç, M., Arehart, G.B., Poulson, S., 2011. Geology and isotope geochemistry (C-O-S) of the Diyadin gold deposit, Eastern Turkey: A newly-discovered Carlin-like deposit. *Ore Geol. Rev.* 40, 27–40. doi:10.1016/j.oregeorev.2011.04.002
- Crosta, S., Palacio, M. de B., 2005. Datos isotópicos de los cerros de las Minas y Puchenque, Malargüe, Provincia de Mendoza. *Actas del 10º Congr. Mineral. y Metalog.* 000, 250.
- D'Annunzio, M.C., 2012. Gold Mineralization in Gualcamayo Mining District, Central precordillera, San Juan Province, Argentina., in: Hedenquist, J.W., Fontboté, L., Brandt, C. (Eds.), *SEG 2012: Integrated Exploration and Ore Deposits*. Lima, pp. 1–2.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., 2013. Origen y Eventos de Mineralización de las Brechas de Quebrada del Diablo Lower West, Distrito Minero Gualcamayo, Provincia de San Juan. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 70, 542–548.
- D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N.A., Dimieri, L.V., 2014. Las Brechas Tectónicas de Quebrada del Diablo Lower West: Principal Control de la Mineralización de oro. Distrito Minero Gualcamayo, San Juan., in: *Actas Del 19º Congreso Geológico Argentino*. pp. 2–3.
- Echavarría, L., Nelson, E., Humphrey, J., Chavez, J., Escobedo, L., Iriondo, A., 2006. Geologic evolution of the Caylloma epithermal vein district, Southern Perú. *Econ. Geol.* 101, 843–863. doi:10.2113/gsecongeo.101.4.843
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E.E., 2003. Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments. *Giggenbach Vol. Soc. Econ. Geol. Geochemical Soc. Spec. Publ.* 1–50.
- Gallard-esquivel, M.C., Urbina, N.E., Sruoga, P., Japas, S., 2012. Depósitos epitermales de baja sulfuración ricos en sulfuros de metales base, distrito aurífero La Carolina, San Luis, Argentina. *Ser. Correlación Geológica* 28, 91–102.
- Gammons, C.H., Williams-Jones, A., 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Econ. Geol.* 92, 45–59.
- Giggenbach, W.F., 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic hydrothermal systems. *Geochemistry hydrothermal ore Depos.* 737–796.
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.* 66, 940–946.
- Hayashi, K., Ohmoto, H., 1991. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 2111–2126. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Hofstra, A.H., Cline, J.S., 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. *Rev. Econ. Geol.* 13, 163–220.
- Ilchik, R.P., Barton, M.D., 1997. An amagmatic origin of carlin-type gold deposits. *Econ. Geol.* 92, 269–288. doi:10.2113/gsecongeo.92.3.269
- Jébrack, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geol. Rev.* 12, 111–134.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 39–57.
- Kesler, S.E., Riciputi, L.C., Ye, Z., 2005. Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: Isotopic composition of sulfur in the Betze-Post-Screamer Deposit, Nevada, USA. *Miner. Depos.* 40, 127–136. doi:10.1007/s00126-005-0477-9

- Caracterización metalogenética y controles de la mineralización de Au diseminado en brechas del distrito minero Gualcamayo, Precordillera Central, provincia de San Juan. Lic. María Celeste D'Annunzio.
- Kovalev, K.R., Kalinin, Y.A., Naumov, E.A., Pirajno, F., Borisenko, A.S., 2009. A mineralogical study of the Suzdal sediment-hosted gold deposit, Eastern Kazakhstan: Implications for ore genesis. *Ore Geol. Rev.* 35, 186–205. doi:10.1016/j.oregeorev.2008.11.007
- Limarino, C.O., Fauqué, L.A., Cardó, R., Gagliardo, M.L., Escoteguy, L., 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 57, 305–314.
- Lovering, G., 1962. The Origin of Jasperoid in limestone. *Econ. Geol.* 57, 861–889.
- McKibben, M.A., Williams, A.E., 1989. Metal speciation and solubility in saline hydrothermal fluids: an empirical approach based on geothermal brine data. *Econ. Geol.* 84, 1996–2007. doi:10.2113/gsecongeo.84.7.1996
- Ohmoto, H., Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 517–611.
- Phillips, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *J. Geol. Soc. London* 128, 337–359.
- Rolleri, E.O., 1969. Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanó y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina*.
- Ruaya, J.R., Seward, T.M., 1986. The stability of chlorozinc (II) complexes in hydrothermal solutions up to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 50, 651–661.
- Seward, T.M., 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *Gold '82: Rotterdam. Holanda.* Gold '82 Rotterdam. Holanda 753.
- Seward, T.M., 1976. The stability of chloride complexes of silver in 80°C Camprubí y Albinson hydrothermal solutions up to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1329–1341.
- Sibson, R.H., 1986. Brecciation processes in fault zones: Inferences from earthquake rupturing. *Pure Appl. Geophys.* 159–174.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.* 133, 191–213.
- Soechting, W., 2008. Style, controls and origin of the Quebrada del Diablo - Gualcamayo gold deposit. *Actas del 7° Congr. Geológico Argentino.* 1461–1462.
- Soechting, W., Paredes, J., Riveros, S., Cuadra, I., Quiroga, D., 2009. El Cuerpo mineralizado de "Quebrada del Diablo Lower West" Gualcamayo. San Juan. *Actas del 9° Congr. Geol. Económica* 79–83.
- Talusani, R.V.R., 2001. Possible Carlin-type disseminated gold mineralization in the Mahakoshal fold belt, Central India. *Ore Geol. Rev.* 17, 241–247. doi:10.1016/S0169-1368(00)00016-0
- Tosdal, R.M., Cline, J.S., Fanning, C.M., Wooden, J.L., 2003. Lead in the Getchell-Turquoise ridge Carlin-type gold deposits from the perspective of potential igneous and sedimentary rock sources in Northern Nevada: Implications for fluid and metal sources. *Econ. Geol.* 98, 1189–1211. doi:10.2113/gsecongeo.98.6.1189
- Zheng, Y.F., Hoefs, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites - Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Miner. Depos.* 28, 79–89. doi:10.1007/BF00196332

Capítulo 11

Conclusiones

A continuación, se presentan las principales conclusiones de este trabajo de investigación:

Capítulo 11: Conclusiones

A continuación, se presentan las principales conclusiones de este trabajo de investigación:

I. Las características de yacencia, composición modal y litogeoquímica complementadas con las edades radiométricas existentes y obtenidas en esta tesis doctoral, permiten definir un pulso magmático que tuvo lugar en el mioceno superior (~9 Ma) y generó los intrusivos y diques dacíticos que conforman el Complejo Ígneo Gualcamayo. Las edades antiguas halladas en los circones analizados podrían corresponder a núcleos heredados, producidos por el reciclado de la losa pacífica. Un pulso anterior, de magmatismo andesítico, pudo ser identificado y separado del Complejo Ígneo Gualcamayo. El mismo fue asociado al Grupo del Áspero de edad Miocena inferior ($17,6 \pm 0,5$ y $18,3 \pm 0,7$ Ma, Limarino et al. 2002)

II. Las volcanitas del Complejo Ígneo Gualcamayo son producto de un magmatismo de arco emplazado en una corteza de espesor normal en transición a una de espesor intermedio (~45 km), con presiones de emplazamiento de 101,74 y 392,11 Mpa y profundidades de ~3 km. Se generaron a partir de magmas hidratados (con un contenido de hasta un ~8 % de agua), y oxidantes ($\log fO_2 = \sim -14$), con temperaturas de ~ 970- 750° C. Asociado al evento magmático que genera las rocas que componen el Complejo Ígneo Gualcamayo, se reconoce importante actividad hidrotermal lo cual es coherente con el carácter oxidante indicado por la fugacidad de oxígeno y por el análisis de Fe_2O_3 . Las condiciones termodinámicas obtenidas, son similares a las de otros sistemas tipo pórfido de la provincia de San Juan, como Altar.

III. El análisis textural de las brechas mineralizadas de Quebrada del Diablo Lower West sugiere un origen esencialmente tectónico (D'Annunzio y Rubinstein 2013; D'Annunzio et al. 2014) de acuerdo a los parámetros texturales descritos. Los procesos de disolución química en los clastos de caja calcárea se encuentran muy subordinados, por lo que se puede afirmar que predominan procesos físicos sobre procesos químicos. Además, pudieron discriminarse dos procesos dominantes dentro de los procesos tectónicos: con participación de fluidos y sin predominante participación de fluidos (D'Annunzio et al., 2014). Las brechas tectónicas formadas con asistencia de fluidos son característicamente, brechas donde la matriz clástica es sumamente escasa o ausente y en las cuales los clastos prácticamente "flotan" en el cemento. Las mismas se asociaron a las brechas tipo I o calcáreas. Las brechas tectónicas formadas sin asistencia de fluidos son brechas con abundante matriz clástica, evidencia de atrición de clastos y crecimiento de arcillas, características compartidas con las brechas tipo II o no calcáreas. La extensión de las brechas tectónicas en profundidad es mayor a la del cuerpo mineralizado. Si bien el Au se distribuye principalmente en brechas (y venillas que pueden alcanzar el pórfido sin brechar), el mismo no ocupa toda la extensión de las brechas tectónicas existentes en profundidad.

IV. Para la estructuración desarrollada durante el Mioceno es coherente un σ_1 perpendicular a las estructuras N- S (frentes de corrimiento) y bisectriz del ángulo formado por las orientaciones NE-SO y NO-SE.

Asociado a la posición de este σ_1 se identifica máxima extensión en sentido O- E. Estas zonas en extensión, que coinciden con la orientación de QDD *Main* y QDD *Lower West* son los lugares propicios para el desarrollo de fracturación extensional, el desarrollo de brechas tectónicas y diseminación de la mineralización. De acuerdo con este modelo estructural se puede proponer que la orientación O- E es una buena guía de exploración, con potencial para encontrar cuerpos mineralizados similares a QDD *Main* y QDD *Lower West*. El cuerpo mineralizado presenta una forma elongada en sentido E- O con aproximadamente 500 m de largo. Su forma es irregular, presentando ondulaciones y sectores globosos. El ancho del cuerpo es de entre 100 y 150 m.

V. El cuerpo QDD *Lower West* está constituido por dos pulsos mineralizantes. El primero de ellos se encuentra alojado principalmente en brechas tectónicas y está compuesto por pirita- marcasita- esfalerita- oro- en ganga de calcita y cuarzo. El segundo pulso corta al primero en forma de brechas o venillas y está constituido por rejalgar- oropimente y telururos de Au y de Hg en ganga de calcita y cuarzo. Entre ambos pulsos mineralizantes se reconocen otros pulsos de venillas estériles.

VI. En el primer pulso mineralizante la pirita se presenta en algunos casos en cristales tabulares. Este hábito que podría explicarse como el reemplazo pseudomórfico de hematita. Este reemplazo evidencia que el sistema hidrotermal evoluciona hacia menores fugacidades de oxígeno y/o menor pH. Posteriormente, se reconoce otro cambio en las condiciones dentro del primer pulso, evidenciado por la alteración de pirita a marcasita. Esto implica una disminución de la disponibilidad de azufre en el sistema y posiblemente, condiciones levemente más ácidas. El pasaje al segundo pulso mineralizante evidencia condiciones diferentes a las del primero. La aparición de sulfuros de arsénico indica un incremento de la actividad de As en el sistema. Los cambios entre venillas de calcita y, calcita y cuarzo evidencian cambios episódicos de pH.

VII. Los altos contenidos de Pb en las piritas analizadas con microsonda electrónica pudieron asociarse a inclusiones sub-microscópicas de galena en los cristales analizados con EDS. Además de galena se encontraron inclusiones de un mineral de Pb, S, Fe, As y Sb.

VIII. Los análisis realizados con EDS en muestras del segundo pulso mineralizante permitieron reconocer la presencia de telururos de Au y de Hg. Los telururos de Au podrían corresponder a Silvanita $(Au, Ag)_2Te_4$ (59,36 Te; 34,36 Au; 6,27 Ag) o Calaverita $AuTe_2$ (56,44 % Te; 43,56 % Au) sin embargo el hábito de tablillas cortas en el que suele presentarse sugiere que se trataría de calaverita. La composición de los telururos de Hg, sus hábitos y los porcentajes en peso obtenidos con el EDS permiten afirmar que corresponderían a la especie coloradoita $(HgTe; 61,12 \% Hg; 38,88 \% Te)$.

IX. El análisis con QEMSCAN permitió determinar que existen bandas constituidas por cuarzo y calcita y bandas formadas solo por calcita. El rejalgar y los telururos de Au parecen estar asociado a las bandas ricas en cuarzo.

X. Si bien, según los análisis de química mineral ambos pulsos contienen Au, en el primer pulso, no ha sido encontrado, mientras que en el segundo se presenta en forma de telururo (calaverita) El hecho de que el Au, no se encuentre como Au libre o no se reconozcan fases minerales formadas por este elemento, podría

significar que el mismo se encuentre como trazas dentro de los minerales que componen lo componen, por ejemplo dentro de la estructura de la pirita, como oro submicroscópico.

XI. Como se observa en las secciones transversales al cuerpo QDD *Lower West* analizadas, el contenido de Au dentro del cuerpo mineralizado QDD *Lower West* no es constante, sino que varía erráticamente en todo el cuerpo mineralizado.

XII. No existe correlación entre Au y otros elementos como Pb, Zn y As. Esto puede deberse a que el Au se presenta en ambos pulsos mineralizantes. Au presenta una correlación significativa con Ag, aunque como se desprende del análisis mineralógico, este elemento no fue encontrado en las fases minerales analizadas.

XIII. Respecto de la edad de la mineralización, se realizaron estudios de Re/Os sobre las piritas del primer pulso mineralizante que arrojaron una relación inicial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ $0,269 \pm 0,004$ y una edad de $221,5 \pm 2,3$ Ma, la cual no es coherente con las evidencias geológicas. Pudo confirmarse la mezcla de una fuente evolucionada (rica en Os radigénico) con una más primitiva. La edad de la mineralización fue ajustada con el control estructural y el magmatismo mioceno. Ambos factores apuntan a la formación del yacimiento estudiado en ~ 9 ma.

XIV. Mediante el estudio de IF en cristales de calcita de las venillas correspondientes al segundo pulso mineralizante de QDD *Lower West* se puede definir, considerando las IF primarias y pseudosecundarias que el fluido hidrotermal ha tenido una temperatura entre 132 y 335 °C, con una salinidad promedio de $0,90 \text{ g/cm}^3$. Según la distribución de la Th vs salinidad para las IF medidas se observa un fenómeno de dilución, debido al enfriamiento y simultanea disminución de la salinidad

XV. Los isotopos de azufre permiten concluir un origen magmático, mientras que los isotopos de carbono y oxígeno sugieren la participación de aguas meteóricas en el sistema hidrotermal que dio origen a esta mineralización. Los datos obtenidos para QDD *Lower West* son consistentes con los obtenidos por Bruno (2005) para el cuerpo mineralizado QDD *Main*, lo que sugeriría un origen común para ambos depósitos. Los diagramas plumbo-tectónicos indican un origen común para las rocas ígneas y las mineralizaciones del área con una fuente en la que pueden participar manto y corteza superior, característico de los ambientes de arco. Asimismo el rango de edades sugiere una mezcla entre una fuente antigua, constituida por las cajas calcáreas cambro-ordovícicas ($\sim 540\text{-}480$ Ma) y una fuente más joven. Debido a este fenómeno de mezcla de fuentes y la no re-homoginización de la misma no fue posible obtener una edad con sentido geológico para la mineralización mediante el método de Re/Os.

Anexo

Anexo

En esta sección se presentan las muestras analizadas en esta tesis doctoral, junto a su ubicación y los estudios realizados.

Muestra	Ubicación		Tipo de análisis																				
			Estudios petro-mineralógicos			Determinaciones mineralógicas				Inclusiones fluidas	Análisis isotópicos												
			Corte delgado	Corte petrocalco-gráfico	Sección pulida	MEB-EDS	EMPA	QEMSCAN	Difracción de rayos X		Estudios de isótopos radiogénicos			Estudios de isótopos estables									
Secciones bipulidas/esquirlas	U/Pb en circones	Re/Os								Isótopos de Pb	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$											
GL01/11	S29 44.388	W68 36.915	x																				
GL02/11	S29 44.881	W68 37.691	x																				
GL03/11	S29 44.873	W68 38.197	x																				
GL04/11	S29 44.492	W68 38.414	x																				
GL05/11	S29 43.181	W68 39.113	x																				
GL06/11	S29 41.982	W68 38.423	x																				
GL07/11	S29 42.550	W68 38.387	x																				
GL08/11	S29 42.613	W68 38.412	x																				
GL09/11	S29 42.617	W68 38.432	x	x							x												
GL10//11	S29 42.617	W68 38.443	x																				
GL11/11	equiv m 154082		x																				
GL12/11	prog 164 a 162		x	x	x	x	x															x	
GL13/11	prog 164 a 162		x	x	x	x	x																
GL14/11	prog 100		x																				
GL15/11	prog 364		x	x							x												
GL16/11	prog 408		x																				
GL17/11	S29 42.367	W68 38.993	x	x							x												
GL18/11	S29 42.148	W68 38.615	x																				
GL26/11	-29,71698	-68,64713	x																				
GL29/11	-29,71606	-68,64723	x																				
GL33/11	-29,69641	-68,65121	x																				
GL37/11	-29,69213	-68,74492	x																				
GL38/11	-29,66566	-68,73695	x																				
GL42/11	-29,71019	-68,66434	x																				

Anexo

Muestra	Ubicación	Tipo de análisis												
		Estudios petro-mineralógicos			Determinaciones mineralógicas				Inclusiones fluidas	Análisis isotópicos				
		Corte delgado	Corte petrocalco-gráfico	Sección pulida	MEB-EDS	EMPA	QEMSCAN	Difracción de rayos X		Estudios de isótopos radiogénicos			Estudios de isótopos estables	
									U/Pb en circones	Re/Os	Isótopos de Pb	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$	
GL/10QD591/112,20	<i>perforación</i>	x	x											
GL/10QD595/35,86	<i>perforación</i>	x	x											
GL/10QD597/9,70	<i>perforación</i>	x	x											
GL/11QD678/153,15	<i>perforación</i>	x	x											
GL/11QD678/313,40	<i>perforación</i>	x	x											
GL/06QD380/397,90	<i>perforación</i>	x												
GL/08QD534/137,25	<i>perforación</i>	x												
GL/08QD534/138,60	<i>perforación</i>	x												
GL/08QD522/57,20	<i>perforación</i>	x												
GL/10QD603/77,50	<i>perforación</i>	x												

Muestra	Ubicación	Tipo de análisis												
		Estudios petro-mineralógicos			Determinaciones mineralógicas				Inclusiones fluidas	Análisis isotópicos				
		Corte delgado	Corte petrocalco-gráfico	Sección pulida	MEB-EDS	EMPA	QEMSCAN	Difracción de rayos X	Secciones bipulidas/esquirlas	Estudios de isótopos radiogénicos			Estudios de isótopos estables	
U/Pb en circones	Re/Os									Isótopos de Pb	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$		
GL/10QD597/12,30	perforación	x												
GL/10QD591/85,95	perforación	x												
GL/10QD591/95,40	perforación	x												
GL/10QD609/97,10	perforación	x												
GL/11QD677/145,70	perforación	x												
GL/11QD677/177,10	perforación	x												
GL12QD726/173.10	perforación	x	x											
GL12QD730/42.80	perforación	x	x											
GL12QD705/279.70	perforación	x	x							x				
GL12QD717/309,50	perforación	x	x											
GL12QD705/66,20	perforación	x	x											

Anexo

Muestra	Ubicación	Tipo de análisis													
		Estudios petro-mineralógicos			Determinaciones mineralógicas				Inclusiones fluidas	Análisis isotópicos					
		Corte delgado	Corte petrocalco-gráfico	Sección pulida	MEB-EDS	EMPA	QEMSCAN	Difracción de rayos X		Estudios de isótopos radiogénicos			Estudios de isótopos estables		
U/Pb en circones	Re/Os								Isótopos de Pb	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$				
GL12QD724/64,20	<i>perforación</i>	x	x												
GL12QD700/141	<i>perforación</i>								x						
12QD710/146,20	<i>perforación</i>								x						
12QD738/86,40	<i>perforación</i>	x	x						x						
12QD124/64,20	<i>perforación</i>								x						
12QD717	<i>perforación</i>								x						
GL11QD679C	<i>perforación</i>														
GL11QD679D	<i>perforación</i>										x	x	x	x	x
GL 09 QD 587	<i>perforación</i>		x			x					x		x		x
GL12QD727/85,75	<i>perforación</i>	x	x												

