

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Universidad Nacional de La Plata



**LA MINERALIZACIÓN DE MANGANESO EN EL
DISTRITO EL REMANSO Y SUS RELACIONES
METALOGENÉTICAS, SIERRAS PAMPEANAS
ORIENTALES, PROVINCIA DE SANTIAGO DEL
ESTERO**

Tesis Doctoral

Por María José Correa

Directora Dra. Silvia Ametrano

LA PLATA, 2003

*A mi Mamá, a mis hermanas Salo y Vero
que incondicionalmente acompañan todos
mis emprendimientos y a la memoria de mi
Papá siempre presente en cada uno de mis
pasos.*

Agradecimientos:

A lo largo de estos años durante los que estuve trabajando en esta tesis atravesé diferentes etapas: dudas, incertidumbres, euforia, alegrías, desilusiones personales y profesionales pero afortunadamente no estuve sola. Conté con el apoyo de muchas personas: mi familia, amigos y colegas, esta es mi oportunidad de hacerles saber a cada uno de ellos lo importante que fueron y son para mí.

A la Dra. Silvia Ametrano y a la Dra. Milka Brodtkorb les agradezco el haberme iniciado en este camino, haberme brindado su tiempo, sus conocimientos y experiencia sin hacerme perder de vista los valores esenciales que más allá de la profesión me permitieron crecer un poco más.

Sin lugar a dudas la persona con quien más compartí y a quien más le debo por haber sabido acompañarme durante los momentos más difíciles de mi trabajo y de mi vida personal, no sólo como excelente profesional sino por sobre todas las cosas como excelente persona, es a mi "Leal" amigo y compañero Pablo, gracias a él pude llegar hasta aquí.

En el INREMI no sólo hallé un lugar de trabajo, allí encontré en cada uno de los integrantes de esa gran familia los "recursos humanos" necesarios para seguir adelante aún en instantes críticos. Es por eso que le estoy sumamente agradecida al Dr. Schalamuk por haberme abierto las puertas de esa casa. Entre las personas que más cerca estuvieron de mí durante este tiempo quisiera agradecer especialmente a Mario Tessone siempre bien predispuesto a brindar su valiosa ayuda en lo que me hiciera falta, al Dr. Edgardo Rolleri que con su paciencia y sabiduría me aconsejó y alentó a progresar y mejorar mi trabajo. A CECI Cábana que estuvo conmigo desde las primeras campañas, tolerando todo tipo de inclemencias, que nos permitieron conocernos y construir una amistad. A MARCE Curci que entre medio de tantas inclusiones fluidas supimos fundar las bases para una preciada amistad. A MABEL Lanfranchini con quien compartimos día a día la compu, el lugar de trabajo, las charlas geológicas y otras no tanto que nos llevaron a reforzar los lazos que ya nos unían. A MARIJO González que fuera de los temas académicos me ayudó en todo lo que estuvo a su alcance, allanando el camino y alentándome como la amiga en quien se convirtió. En Raúl Fernández encontré en numerosas oportunidades una importante guía, al igual que en los consejos del "Pato" Ricardo Etcheverry; el compañerismo y el aliento constante de Miguel del Blanco, Horacio Etcheveste, Raúl de Barrio, Daniela Marchioni y Karina Mykietiuik. A Adriana Gonzáles le agradezco su generosa ayuda y disposición para la realización de algunos gráficos que forman parte de esta tesis.

Al Dr. Esteve Cardellach, y el grupo que conforman la cátedra de Mineralogía de la Universidad Autónoma de Barcelona, les agradezco el haberme brindado numerosas posibilidades que ayudaron a desarrollar esta tesis y también supieron contagiar el entusiasmo y la admirable predisposición que ellos ponen en su propio trabajo. Así mismo a la Dra. Graciela Mas quisiera agradecerle por haber dedicado sus conocimientos y su tiempo para guiar parte de mi trabajo. La Dra. Lía Botto colaboró gentilmente en la realización de importantes determinaciones químicas que contribuyeron al enriquecimiento de este trabajo. También conté con la colaboración del Centro de Investigaciones Geológicas para la realización de análisis de rayos X.

Entre mis afectos de siempre conté con el apoyo y la contención de mi familia: mis padres quienes me enseñaron las cosas más importantes de la vida, mis hermanas en las que me miro cuando pierdo el camino, mis amigas GABI, VERO, LEE, CARO, CHUNE, LAURI, MARCE, SOLÉ, JESS Y PALI que me brindaron su apoyo y confianza durante todos estos años.

Por último quisiera agradecer a los pobladores de la sierra de Ambargasta, principalmente a la familia Navarro por su hospitalidad y por haberme permitido compartir con ellos parte de sus costumbres, sus historias, estilo de vida, experiencias únicas que nunca olvidaré.

Si no fuera por las personas que aquí menciono mi trabajo no tendría sentido, gracias de todo corazón!!

María José.

ÍNDICE

	Página
Resumen.....	1
Abstract.....	4
1. GENERALIDADES.....	7
Introducción.....	8
1.1 Ubicación del área de estudio.....	11
1.2 Objetivos y Metodologías empleadas.....	13
1.3 Antecedentes bibliográficos.....	14
1.4 Geografía.....	16
1.4.1 Orografía.....	16
1.4.2 Hidrología.....	16
1.4.3 Clima y Vegetación.....	16
1.4.4 Población y economía.....	17
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	19
La Sierra de Ambargasta.....	24
2.1 Descripción de las Unidades.....	24
2.1.1 Basamento metamórfico.....	24
2.1.2 Basamento cristalino.....	25
2.1.3 Cubierta sedimentaria.....	27
2.1.4 Ciclos de deformación tectónica.....	28
2.2 Historia Evolutiva de la Sierra de Ambargasta.....	30
3. GEOLOGÍA LOCAL DEL DISTRITO EL REMANSO Y ZONAS ALEDAÑAS.....	33
3.1 Estratigrafía. Caracterización General.....	34
3.2 Rasgos Estructurales.....	54
3.2.1 Introducción.....	54
3.2.1 Análisis estructural de las vetas manganesíferas.....	56
3.2.3 Discusión.....	61
4. LOS DISTRITOS MINEROS.....	64
4.1 Grupo Minero El Remanso.....	67
i. Mina La Clemira.....	68
ii. Mina San Jorge.....	70
iii. Mina La Elsa.....	71
iv. Mina La Eleonora.....	72
4.2 Grupos Mineros aledaños.....	73
i. Grupo Ambargasta o Sunchales.....	73
ii- Aspa Puca.....	76

5. LA MINERALIZACIÓN.....	79
5.1. Descripción de las Estructuras mineralizadas.....	80
5.1.1 Procesos de fracturación y precipitación mineral.....	82
5.2 Mineralogía de los óxidos de Manganeseo.....	95
5.2.1 Características Generales.....	95
5.2.2 Determinaciones Mineralógicas.....	96
i. Estudios Calcográficos.....	99
ii. Estudios con Rayos X.....	103
iii. Estudios con Microsonda electrónica.....	108
iv. Análisis químicos de concentrados.....	129
v. Espectroscopia Infrarroja.....	133
5.2.3 Discusión.....	134
6. MINERALES DE GANGA.....	137
6.1 Inclusiones Fluidas.....	141
6.1.1 Generalidades.....	141
6.1.2 Metodología.....	141
6.1.3 Petrografía de las Inclusiones Fluidas.....	142
6.1.4 Termometría.....	145
6.1.5 Microespectrometría Raman...	149
6.1.6 Discusión.....	149
6.2 Isótopos Estables.....	151
6.2.1 Generalidades.....	151
6.2.2 Metodología.....	152
6.2.3 Resultados analíticos.....	152
6.2.4 Discusión.....	157
7. INTERPRETACIÓN METALOGÉNICA Y CONCLUSIONES.....	159
7.1 Relación entre nivel de emplazamiento y exposición actual.....	166
7.2 Edad de la mineralización.....	169
7.3 Posible fuente del Manganeseo.....	169
7.4 Conclusiones.....	171
BIBLIOGRAFÍA.....	173
ANEXO	
Muestreo: ubicación, descripción y análisis realizados.....	180

RESUMEN

En la Sierra de Ambargasta, en ámbito de Sierras Pampeanas Orientales, existe un importante conjunto de mineralizaciones de óxidos e hidróxidos de manganeso que se disponen a lo largo de una faja meridional cuya extensión alcanza unos 70 kilómetros de longitud por aproximadamente 30 kilómetros de ancho. El sector elegido para el desarrollo de esta Tesis Doctoral se ubica en el extremo septentrional del mencionado sistema de vetas, en un área de aproximadamente 150 km² en la que se encuentra el grupo minero El Remanso, junto a otros dos de menor importancia denominados Ambargasta (o Sunchales) y Aspa Puca. La zona de estudio se encuentra ubicada unos 30 kilómetros al noroeste de la localidad de Villa Ojo de Agua, Santiago del Estero, y puede accederse a través de la ruta nacional N° 9, tomando luego desvíos secundarios y caminos vecinales.

Las mineralizaciones que son objeto de este estudio están alojadas en estructuras subverticales emplazadas en un basamento ígneo metamórfico, de edad proterozoica a paleozoica inferior. Hasta el momento habían sido realizadas algunas investigaciones de carácter regional como las de Bedder (1937); Bonalumi (1988), Quartino (1967), Lira *et al.* (1997), Massabie *et al.*, (1997), González *et al.*, (1985), Castellote (1978, 1982, 1985). Otras de índole mineralógico tales como Arcidiácono (1973), Rayces (1947) y Ramé *et al.*, (1999). Aún así existían numerosos interrogantes relacionados con la génesis del depósito, posible fuente del manganeso, edad de la mineralización, orogenia responsable de las estructuras que actúan como metalotecto, secuencia de eventos, orden de precipitación de los minerales y características del o los fluidos involucrados tales como temperatura, salinidad y composición isotópica. Estos aspectos motivaron el presente trabajo con la intención de resolver, o aproximar una solución para los mismos, mediante la aplicación de técnicas modernas.

La sierra de Ambargasta está integrada principalmente por el mencionado basamento ígneo metamórfico sobre el que se apoyan sedimentos de edad carbónico – pérmica, junto con escasas intrusiones basálticas de la misma edad. También se han reconocido sedimentos que fueron asignados al período Cretácico. Este basamento está constituido en su mayor parte por granitoides de composición peraluminosa con tendencia al campo calcoalcalino, que manifiestan una evolución de sur a norte desde los términos menos evolucionados a los más diferenciados. En la zona de estudio la unidad predominante es la Formación Ambargasta que corresponde a un granito de grano grueso, rico en cuarzo y feldespato potásico, con escasa biotita. A modo de colgajos en el techo del plutón granítico se conservan pequeños afloramientos de un hornfels biotítico – cordierítico originado por la intrusión del Granito Ambargasta, cuya edad fue calculada en 567 ± 16 Ma (método K/Ar). La Formación Oncán está representada en la zona como importantes cuerpos longitudinales que conforman un enjambre de diques de composición riolítica que fueron estudiados petrológicamente y datados por el método K/Ar arrojando un valor de 483 ± 14 Ma. Como registro de los procesos que fragmentaron al supercontinente Gondwana y la consecuente apertura del océano Atlántico, la zona fue afectada por una deformación transcurrente de carácter dextral en el período correspondiente al Jurásico tardío - Cretácico temprano. A su vez, pertenecen a la misma edad algunos sedimentos clasificados como brechas de talud que se vinculan con

el mismo episodio de deformación. Finalmente en el Terciario, los movimientos de la orogenia Andina reactivaron antiguos planos de debilidad preexistentes mediante un fallamiento inverso que eleva las sierras, otorgándoles su morfología actual a modo de bloques limitados por fallas.

La mineralización de manganeso se presenta como relleno de estructuras subverticales ya sea formando parte de brechas, tanto como clastos o cemento, o bien como filones y venas anastomosadas en forma de stockwork. Las relaciones texturales presentes en las brechas constituyen un aspecto muy importante, puesto que indican la existencia de sucesivos períodos de fracturación y depositación mineral. Basándose en estas relaciones se estableció una secuencia de eventos en la cual, los límites entre cada uno de ellos están dados por los procesos de deformación tectónica de mayor escala y representatividad en el área. Así se obtuvo una división en cinco etapas, dentro de las cuales las cuatro primeras están relacionadas con la precipitación de importantes cantidades de óxidos de manganeso mientras que, la última etapa representa el cese de la precipitación de los minerales de mena y depositación, en forma casi exclusiva, de los minerales de ganga del sistema.

Por su parte, los análisis químicos realizados en los minerales de mena indicaron contenidos en metales típicos de ambiente hidrotermal tales como Ba, Sr, Ag, Pb, W, Zn, Tl y otros menos específicos como As y antimonio. Además, la utilización de diagramas de clasificación genética, basados en los contenidos en éstos y otros elementos, corroboró el carácter hidrotermal del depósito.

El estudio de la mineralogía de los óxidos de manganeso que se presentan en estos depósitos, fue realizado mediante la aplicación de técnicas convencionales tales como calcografía, difracción de rayos X y otras más específicas como espectrometría infrarroja y microsonda electrónica. Si bien este grupo de minerales presenta numerosas dificultades para su determinación fue posible acotar los términos mineralógicos dentro del grupo *criptomelano* – *hollandita*, junto con posible *romanechita* y, como producto de alteración secundaria *pirolusita*. Esta mineralogía caracterizada por una mayor proporción de manganeso tetravalente, está directamente relacionada con un nivel de emplazamiento muy superficial, es decir una zona donde existen condiciones altamente oxidantes.

Dadas las características de los minerales de manganeso es reducida información que de ellos es posible obtener acerca de las características del fluido a partir del cual precipitaron. En consecuencia fue necesario estudiar en detalle los minerales de ganga mediante la aplicación de técnicas tales como inclusiones fluidas y análisis de isótopos estables. Los minerales que fueron seleccionados para los mencionados estudios están estrechamente vinculados en tiempo y espacio con los óxidos e hidróxidos de manganeso y fueron cuarzo, baritina y calcita.

Los resultados obtenidos a partir del estudio microtermométrico de inclusiones fluidas presentes en cuarzo, baritina y calcita indican valores que oscilan entre 170 y 110° C de temperatura de homogeneización, con algunos valores mayores en baritina. Aquellos valores superiores a los 200° C obtenidos tanto en cuarzo como en baritina, fueron considerados producto de ruptura de inclusiones y pérdida de fluido. Además, los tenores de salinidad encontrados varían entre 5,14 y 3,86 % NaCl eq. en peso para los

tres minerales analizados, que resultan compatibles con las salinidades que presentan la mayoría de los fluidos epitermales.

Basándose en las determinaciones microtermométricas, de isótopos estables y analizando las paragénesis observadas en cada etapa en que fue dividida la evolución del sistema, se realizó una interpretación metalogenética para el conjunto de vetas estudiado. La misma plantea la presencia de un sistema epitermal en el que participan dos fluidos uno ascendente rico en cationes y aniones en solución tales como: Mn, Fe, Ca, Ba, K, SiO₂ (aq), Al(OH)₄⁻, HSO₄⁻ y otro meteórico descendente en equilibrio isotópico con el carbono atmosférico. La evolución de ambos fluidos, estrechamente relacionada a la historia tectónica de la comarca, fue interpretada a partir de las paragénesis encontradas. Dadas las características observadas en las brechas, sus texturas y componentes, es probable que la historia evolutiva esté marcada por los eventos de fracturación y “auto sellamiento” de las estructuras que fueron modificando las condiciones fisicoquímicas del medio. Así, inicialmente bajo condiciones levemente reductoras, se produce la precipitación de los óxidos de hierro, mientras que a medida que el fluido asciende éste alcanza condiciones cada vez más oxidantes hasta que se hacen óptimas para la precipitación de los óxidos de manganeso.

Asimismo, a partir de un análisis cinemático basado en datos de campo se obtuvo, en determinados sectores, una orientación del campo de esfuerzos existente al momento de formarse las estructuras que alojan la mineralización. Estos resultados extrapolados a escala regional demuestran una coincidencia con el esquema de deformación propuesto en otras zonas del distrito manganesífero de la sierra de Ambargasta. Estas estructuras estarían vinculadas a extensos lineamientos transcurrentes cretácicos que afectaron gran parte de las sierras Pampeanas Orientales, durante la estructuración que afectó al continente Sudamericano en el proceso de apertura del océano Atlántico. Esta interpretación se ve apoyada por una datación (K/Ar) realizada por otros integrantes del proyecto de investigación al que pertenece esta Tesis, en un mineral de manganeso rico en K el cual arrojó un valor de 134,5 ± 3 Ma. Si bien este dato representa una edad mínima la abundante cantidad de ópalo sin recristalizar asociado a la mineralización, permite inferir una edad menor al Jurásico.

Otro aspecto tenido en cuenta en este estudio es que la zonación encontrada a escala regional puesta de manifiesto por los minerales de ganga, permitió inferir diferentes niveles de exposición del sistema epitermal. Así, aquellos sectores con predominio de baritina serían expresiones del nivel más profundo del sistema que se ubica aproximadamente a los 29° 40' de latitud sur, luego, el nivel intermedio quedaría representado por las zonas ricas en ópalo situadas al norte de los 29° 30' de latitud, mientras que la calcita respondería a un nivel netamente superficial representado por las vetas ubicadas en el extremo sur del distrito más allá de los 29° 40' de latitud.

ABSTRACT

In the Ambargasta range in the geologic province of Sierras Pampeanas Orientales, there is an important group of oxides and hydroxides of manganese vein mineralizations, which is settled along a meridian band which is 70 km long and 30 km wide. The place chosen for the development of this Thesis is located in the northern extreme from the mentioned vein system, in a 150 km² area approximately, in which the group El Remanso is present, together with others less important called Ambargasta (or Sunchales) and Aspa Puca. About 30 km northeast of the Villa Ojo de Agua city, Santiago del Estero province, the study area is placed; the access is possible by the national route N° 9, following then secondary paths and neighbourly ways.

The mineralizations which are the object of this study, are vertical structures emplaced in an igneous metamorphic basement proterozoic to low paleozoic age. So far some regional researching works such as Beder (1937); Bonalumi (1988), Quartino (1967), Lira *et al.* (1997); Massabie *et al.* (1997), Gonzáles *et al.* (1985), Castellote (1978, 1982, 1985) have been done. Besides, there have been mineralogical ones like Arcidiácono (1973), Rayces (1947) y Ramé *et al.* (1999). However, there was a lot of questions to solve about the deposit's genesis like: probable manganese origin, mineralization age, responsible orogeny from the structure's formation which constitute the metalotect, sequence of events, mineral precipitation order and characteristics of the fluid or fluids such as temperature, salinity and isotopic composition. These questions moved the present work whit the intention to solve or at least approach some answers using modern techniques.

The Ambargasta range is constituted by a Precambrian to early Cambrian igneous metamorphic basement. Carbonic to Permian sediments overlies this basement, together with similar age scarcely basaltic intrusions. There are some sediments which were assigned to the Cretaceous age. This basement is mainly constituted by peraluminous granitic rocks with calc alkaline tendency. From south to north they represent a compositional evolution since the less to the most differentiated terms. Ambargasta Formation is the dominant unit in the study area, it is a coarse grain granite, rich in quartz and potassic feldspar, with scarcely biotite. At the top part of the granitic pluton there are small outcrops of a biotitic - cordieritic hornfels, originated by the Ambargasta Formation intrusion, which age was calculated in 567 ± 16 Ma (K/Ar method). Oncán Formation is represented in the area as an important group of rhyolitic dikes which petrology was studied and were dated by the K/Ar method in 483 ± 14 Ma.

During late Jurassic to early Cretaceous age, as a result of process related to the Gondwana super continent's break up and consequent Atlantic ocean's opening, a dextral transcurrent deformation affected the area. Together with the same deformation event, some sediments qualified as slope's breccias were related. Finally, during the Tertiary the Andean orogenic movements produce the reactivation of ancient debility planes as inverse faults, till the ranges get their current morphology as fault limited blocks.

The mineralization is present in subvertical structures which have a characteristic breccia filling; the manganese form part either in breccias as clasts or cement, or forms veins and anastomosing veinlets like a stockwork. The textural relationships of the breccias are a very important aspect, because they represent successive events of break up and mineral

deposition. Based on these relationships, a complete sequence of events in which the limits are given by the biggest scale and the most representative tectonic deformation process was possible to define. So a five step evolution, in which the first four are related with the main deposition of the manganese ore, and the last one represents the ceasing on the manganese deposition and almost exclusively, the gangue minerals precipitation, was defined.

Besides, an hydrothermal typical metal content such as: Ba, Sr, Ag, Pb, W, Zn, Tl and others less specified like As and Sb, in the ore minerals was shown by chemical analyses. In addition, the hydrothermal origin was confirmed by the use of genetic classification diagrams, based on this and other elements contents.

The manganese oxide's mineralogical study was made using ordinary techniques like reflected light microscopy, X -ray diffraction and others more specified such as infra red spectrometry and electron microprobe analyses. In spite of the difficulties to its determination, the group *hollandite – criptomelane*, together with possible *romanechite* and, *pirolusite* as a result or secondary alteration, were identified. This mineralogy is part of the higher oxides, and it is directly related to a superficial level of emplacement with actually oxidizing conditions.

Due to the manganese mineral characteristics and the little information that they provide about the characteristics of the original fluid, different studies in the gangue minerals, for example fluid inclusions and stable isotopes analyses, were necessary to do. For these studies, gangue minerals closely spatially and temporally related to the ore, were selected.

Fluid inclusions study results made in quartz, barite and calcite samples show values of homogenization temperature between 170 and 110 °C. Some higher values in barite were obtained, without regarding those above 200° C in quartz and barite which were considered as a result of stretching and necking down inclusions and loss of fluid. On the other hand, the salinity between 5,14 y 3,86 wt. % NaCl eq., in the three minerals analyzed is compatible to the epithermal fluid rank.

Based on the microthermometric determinations, stable isotopic studies and the paragenesis present in each step of evolution, a metalogenetic interpretation from the vein present in the study area was made. This interpretation establishes an epithermal system with two fluids, one of them ascending rich in cations, anions and species in solution like: Mn, Fe, Ca, Ba, K, SiO₂ (aq), Al(OH)₄⁻, HSO₄⁻ and the other a meteoric descending one, in isotopic equilibrium with the atmospheric carbon. The evolution of both fluids, closely related to the tectonic history of the region, was interpreted from the paragenesis founded. Because of the characteristics watched in the breccias, their textures and components, is probably that the evolution history is marked by the fracture and self sealing of the structures which were modifying the physicochemical conditions. So, at the beginning under the slightly reducing conditions, the iron oxides deposition was produced, whereas during the ascending of the fluid, the environment become more oxidizing till the conditions are proper to the manganese oxides deposition.

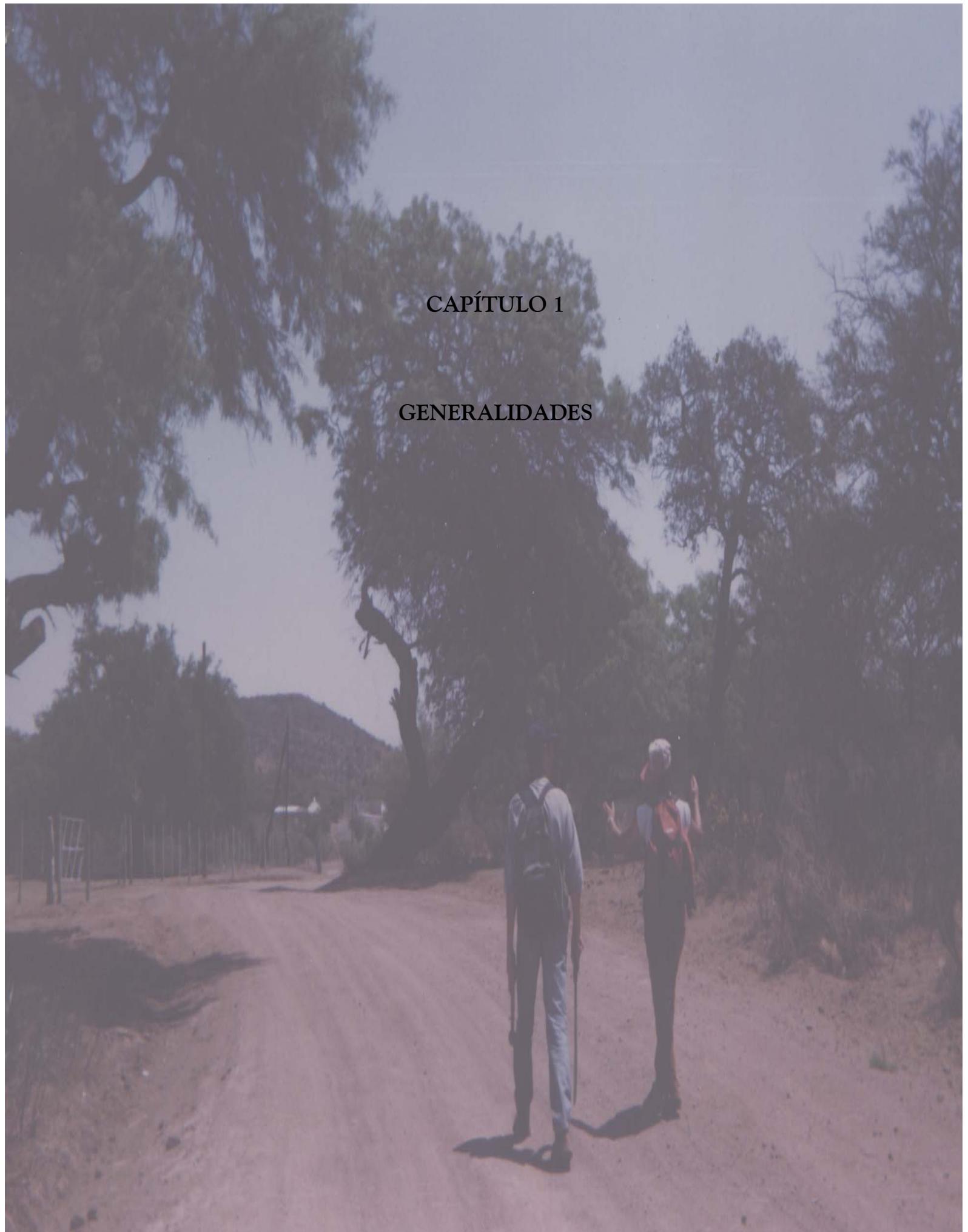
Thus, a kinematic analyze based on the direction of the mineralized structures together with kinematic indicators such as fault striae and sigmoidal structures was made. So, the

orientation of the stress field which was present during the formation of the structures, at the study area, was obtained. These results were extrapolated to regional scale and show a concordance with the deformation scheme proposed in others areas to the manganiferous Ambargasta range district. Besides, this structures would be related to main cretaceous transcurrent lineaments which affected a great Pampeanas Orientales ranges' area, during the structuration which affected the South American continent during the Atlantic ocean's opening. This interpretation is based on a K/Ar age obtained in a manganese oxide-K bearing, made by others researchers from the project at which this Thesis belongs, which give $134,5 \pm 3$ Ma. Although this is a minimum age the big amount of opal without recrystallization allow infer an age not older than Jurassic.

Another aspect which was studied was the zonation founded at regional scale, revealed by the gangue minerals, which allowed infer different levels of exposure of the epithermal system. So, those areas with domain of barite would be the deepest part of the system placed approximately at the $29^{\circ} 40'$ latitude, then the opal rich zones would represent the intermediate one situated at the north of the $29^{\circ} 30'$, whereas the presence of calcite would be the upper most level of the system represented by the veins placed south of $29^{\circ} 40'$ latitude.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES



INTRODUCCIÓN

El presente trabajo de Tesis Doctoral ha sido desarrollado como parte del proyecto de investigación *“Metalogénesis del distrito manganesífero epitermal de las Sierras Pampeanas Orientales”*, financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Este proyecto contempló la participación de dos tesis para desarrollar sendas Tesis de Doctorado, en este contexto fue seleccionado el sector septentrional del extenso distrito manganesífero para la realización de la Tesis Doctoral denominada *“La mineralización de Manganeso del distrito El Remanso y sus relaciones metalogenéticas. Sierra de Ambargasta, Provincia de Santiago del Estero”*.

El distrito manganesífero de Sierras Pampeanas Orientales se encuentra ubicado precisamente en la sierra de Ambargasta, desde el norte de la provincia de Córdoba hasta el sur de Santiago del Estero. Comprende una extensa área de aproximadamente 70 kilómetros de longitud por 30 kilómetros de ancho, orientada en sentido norte sur e integrada por un importante conjunto de vetas con mineralización de óxidos e hidróxidos de manganeso, acompañados por diferentes minerales de ganga tales como calcita, baritina, ópalo, cuarzo y fluorita. La presencia de estas mineralizaciones ha despertado la curiosidad de los pobladores de la región desde el siglo XVII, aunque en aquellos tiempos se ignoraba la naturaleza y utilidad de las mismas. Aproximadamente desde el año 1875, se iniciaron pequeños trabajos exploratorios a cargo de particulares, sin que alguno de esos emprendimientos llegara a buen término. Con la llegada de la primera guerra mundial, ocurrieron numerosos impulsos para la minería en nuestro país en busca de nuevas materias primas. Así, en el año 1917 comenzaron los primeros trabajos de extracción de manganeso en la zona de Aguada del Monte, provincia de Córdoba, que luego fueron expandiéndose por toda la sierra. En la zona sur de Santiago del Estero la actividad se instaló aproximadamente en el año 1919 con algunas interrupciones, hasta que se hizo regular durante los años 1959 a 1966. Finalmente en la década del '70 las labores se abandonaron definitivamente, ante la imposibilidad de competir económicamente con el manganeso proveniente de Brasil.

Una de las características más notorias que presenta esta mineralización, es que los minerales de ganga varían en abundancia insinuando una zonación mineralógica latitudinal. Así, a grandes rasgos puede indicarse que en el sector ubicado al sur de los 29° 45' predomina la calcita, en el centro prevalece la baritina, llegando a constituir un depósito exclusivamente formado por este mineral, mientras que en la zona ubicada al norte de los 29° 30' prepondera la sílice, fundamentalmente bajo la forma de ópalo. Esta zonación geográfica ya había sido advertida por Beder (1937) en un completo trabajo realizado para casi la totalidad de las vetas de manganeso de la Sierra de Ambargasta. Cabe aclarar

que los tres tipos de ganga mencionados pueden encontrarse juntos en un mismo sector tal como se verá en los capítulos 6 y 7 que abordan este tema en detalle.

Desde el punto de vista científico, el interés que poseen estas manifestaciones radica en sus características vinculadas a un origen netamente hidrotermal sumado a un emplazamiento continental. Cabe recordar que, la mayor parte de los depósitos de manganeso se presenta en los fondos oceánicos, asociada a procesos sedimentarios o volcánico exhalativos, especialmente cuando se trata de grandes acumulaciones como en este caso. Los depósitos vetiformes asociados a procesos hidrotermales son menos frecuentes, generalmente constituyen pequeños volúmenes y es escasa la bibliografía existente sobre ellos. En la **Figura 1.1** se observa la distribución a escala mundial que presentan los depósitos de manganeso, tanto de origen marino como continental.

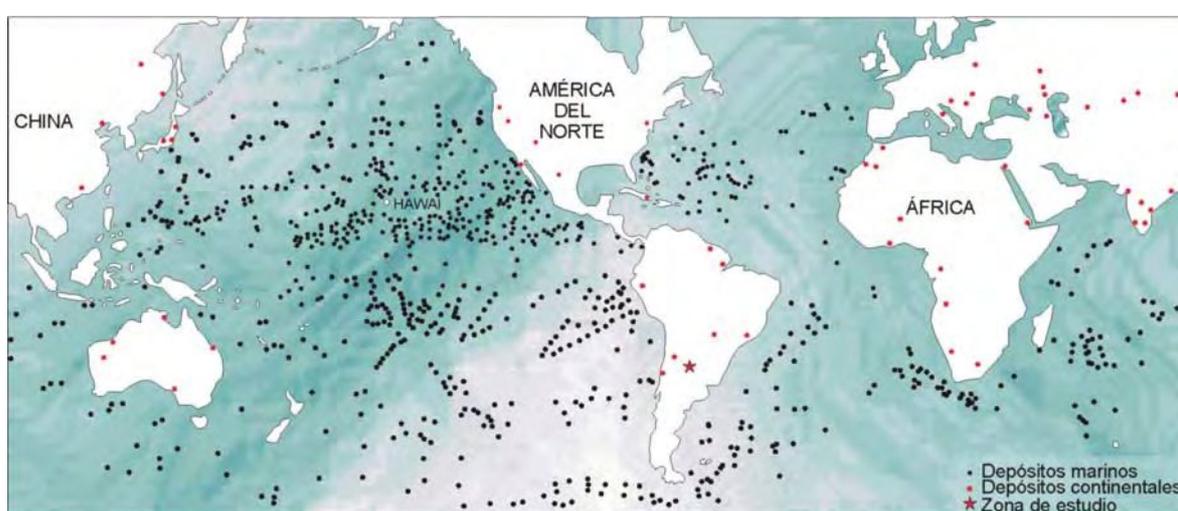


Figura 1.1: Distribución mundial de los depósitos manganesíferos, donde se observa el predominio de aquellos ubicados en fondos marinos sobre los emplazados en corteza continental (modificado de Roy, 1987).

En nuestro país existe otro depósito importante con mineralización de óxidos de manganeso denominado distrito Farallón Negro, ubicado en la provincia de Catamarca en ámbito de Sierras Pampeanas Occidentales. Este depósito está constituido por un sistema de vetas hidrotermales de metales base junto con mineralización de oro, plata y manganeso como carbonatos (rodocrosita y mangano calcita). El desarrollo de importantes cantidades de óxidos de manganeso, a diferencia de las vetas de la Sierra de Ambargasta, debe su origen a una fuerte alteración supergénica datada $2,7 \pm 0,8$ Ma por el método K/Ar (Mc Bride, 1972), la cual se superpone a la mineralización primaria.

Dadas las características del distrito que se eligió para llevar a cabo este estudio, se espera que el mismo pueda constituir una contribución al mejor conocimiento de un tipo de depósitos hasta el momento escasamente estudiados y cuya distribución a escala mundial es bastante restringida. A la singularidad que la existencia de estos depósitos

plantea como problema principal, deben sumarse los que surgieron al tratar de establecer una relación con su marco geológico. Por esto se espera que, si se logra una explicación, esta permita adquirir una mejor comprensión de la presencia de las mineralizaciones de manganeso y su vinculación con los rasgos de la geología regional, su estructuración e historia geológica y completar, en lo posible, el cuadro de edades radimétricas existente.

Durante el desarrollo de este trabajo se encontraron diferentes tipos de dificultades, algunas relacionadas con la temática propuesta y otras inherentes a la zona de trabajo. No solo se trata de un tipo de depósitos poco conocidos mundialmente, sino que también el grupo de los óxidos e hidróxidos de manganeso presenta numerosos problemas a la hora de realizar determinaciones mineralógicas precisas. Aún así, los resultados que aquí se presentan se consideran de utilidad y se espera que los mismos constituyan un aporte al conocimiento de un tipo de mineralización poco estudiada hasta el momento.

1.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

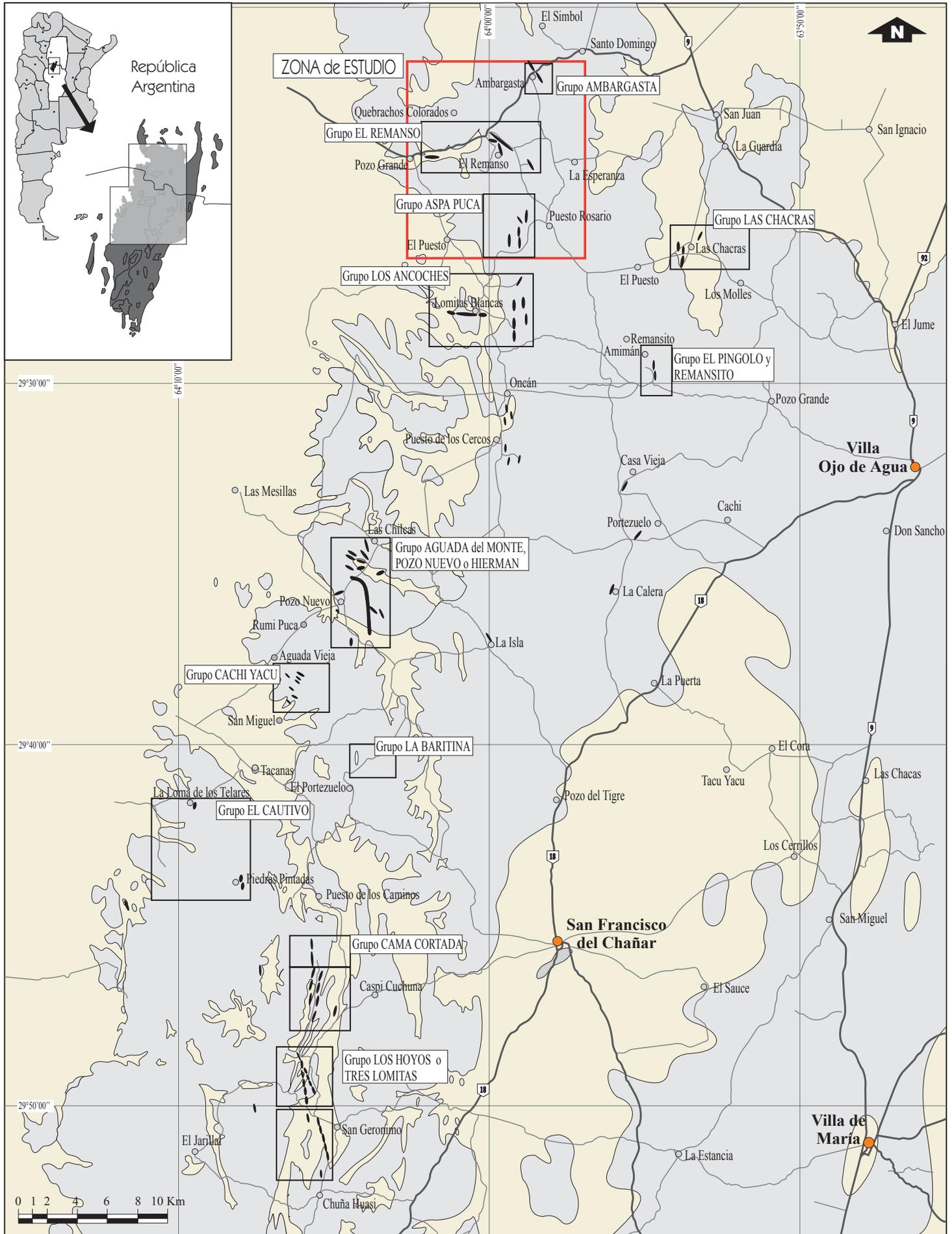
El área de estudio se ubica en la *Sierra de Ambargasta*, departamento de Ojo de Agua, provincia de Santiago del Estero. La zona comprende el extremo septentrional de la importante asociación metalogénica de óxidos e hidróxidos de manganeso que se extiende a lo largo de 70 kilómetros con dirección meridional, desde el norte de la provincia de Córdoba hasta la localidad de Ambargasta, en el sur de Santiago del Estero (Figura 1.2).

El distrito minero denominado **El Remanso**, objeto de este estudio, y otros de menor desarrollo tales como **Ambargasta** y **Aspa Puca**, se sitúan entre los 29° 16' - 29° 21' latitud sur y los 63° 57' - 64° 01' longitud oeste. Allí se encuentran las minas "La Clemira", "San Jorge", "La Elsa" y "La Eleonora" correspondientes al distrito **El Remanso** y las minas "Tiperari" y "El Porvenir" del grupo minero **Ambargasta**, mientras que **Aspa Puca**, cuenta con las minas "Águila este", "Águila oeste", "El Crestón", "El Cardón", y "La Sorpresa".

Las vías de comunicación y acceso principales a la zona de estudio son la ruta nacional N° 9, que recorre la sierra de sur a norte y empalma hacia el noreste con la ruta provincial N° 92 que se interna en la sierra de Sumampa. Además de las rutas mencionadas, el área se encuentra atravesada por varios caminos vecinales secundarios, que en general se hallan en buen estado de conservación y unen las pequeñas poblaciones. También existen huellas mineras que resultan de ayuda para acceder a los antiguos laboreos de explotación, aunque en muchos casos están borradas o se tornan prácticamente intransitables aún a pie, debido al espeso monte espinoso que las cubre. El sector oeste de la zona de estudio es recorrido por las vías del Ferrocarril General Mitre, que bordea las Salinas de Ambargasta. Este medio de transporte, actualmente paralizado, era de gran importancia y utilidad para el envío de leña y carbón entre las distintas poblaciones.

El acceso a la zona de estudio puede realizarse desde la localidad *Ojo de Agua*, tomando la ruta nacional N° 9 con dirección norte. A una distancia de 27 kilómetros se encuentra un desvío hacia el oeste, que por un camino secundario conduce al poblado de *Santo Domingo*. Desde allí, luego de recorrer unos 11 kilómetros se accede a *Ambargasta* y 5 kilómetros más al sudoeste, pasando por el caserío *La Chilquita*, se encuentra un desvío hacia el sur que conduce a *El Remanso*; si no se toma este acceso se puede continuar el mismo camino de rumbo este oeste hacia el poniente hasta el poblado de *Pozo Grande*, ubicado al pie de la sierra. En este punto el camino continúa hacia el sur bordeando el flanco occidental de la Sierra Ambargasta.

Figura 1.2: Mapa de ubicación de la zona de estudio y división de los Grupos Mineros propuesta por Beder (1931).



Referencias: Vetas de manganeso Camino vecinal Ruta nacional o provincial

1.2 OBJETIVOS y METODOLOGÍAS EMPLEADAS

Los objetivos del presente estudio de Tesis Doctoral están referidos a la caracterización metalogenética del conjunto de vetas con mineralización de óxidos e hidróxidos de manganeso del Grupo minero El Remanso, presentes en el extremo norte de la *Sierra de Ambargasta*, provincia de Santiago del Estero.

Debido a que la totalidad de las mineralizaciones de manganeso de la sierra de Ambargasta representan condiciones metalogenéticas particulares y por la gran extensión que ocupan, estos depósitos tienen un importante sentido geológico regional para las *Sierras Pampeanas Orientales*. Así, en este estudio se pretende además, ampliar la información existente en lo que hace a la geología regional de la zona de estudio, de modo tal de aportar datos petrológicos y estructurales que ayuden a comprender el significado geotectónico de las mineralizaciones de manganeso en el contexto regional.

El origen hidrotermal de esta mineralización, constituye uno de los aspectos que motiva este estudio. Si bien existen algunas evidencias que permiten inferir "a priori" un origen de este tipo, fue necesario realizar determinaciones de mayor detalle para confirmar dicha génesis. Por otra parte, las menciones en la bibliografía de depósitos de óxidos de manganeso de origen hidrotermal con importantes volúmenes como en este caso son poco abundantes. Por esto, el principal objetivo de esta Tesis es obtener un modelo genético capaz de explicar los mecanismos y condiciones físico químicas que tuvieron lugar durante la formación de los depósitos. Al mismo tiempo, la generación de un modelo permite hacer extensivos algunos parámetros y explicar aspectos que exceden la zona de estudio e involucran a la totalidad de las vetas de manganeso de la sierra de Ambargasta. Debido a que los diferentes grupos genéticos en que pueden dividirse los depósitos de manganeso presentan "señales" geoquímicas que permiten diferenciarlos entre sí, se ha abordado el estudio analítico de la composición química de los diferentes óxidos e hidróxidos de manganeso. Este análisis junto con las determinaciones realizadas sobre los minerales que acompañan a modo de ganga, así como también los de alteración hidrotermal, proporcionaron datos suficientes para realizar una caracterización metalogenética del depósito.

Las tareas realizadas para el desarrollo de esta Tesis fueron llevadas a cabo en diferentes etapas y consistieron en trabajos de campo, laboratorio y gabinete. En una primera etapa se realizaron tareas de recopilación bibliográfica, tanto de ejemplos mundiales con mineralizaciones similares, como de investigaciones precedentes realizadas sobre la geología regional y local.

Con los datos obtenidos en el campo y con el apoyo de fotografías aéreas, imagen satelital y cartas preexistentes, fueron elaborados mapas y perfiles geológicos. Sobre la base de informes mineros que datan de las épocas de explotación de los depósitos, se confeccionaron algunos perfiles de las labores mineras de mayor extensión. Un aspecto importante del estudio fue analizar las estructuras que albergan a la mineralización, para lo cual se intentó reunir la mayor cantidad posible de evidencias de campo. En numerosas oportunidades se realizaron descensos a las antiguas labores mineras, con el objeto de tomar muestras *in situ*, observar los planos de falla en forma directa con la intención de

encontrar rasgos indicadores del movimiento y sentido de desplazamiento y además realizar perfiles transversales a la estructura para determinar las diferentes formas en que se presenta la mineralización.

En laboratorio un especial hincapié fue puesto en la determinación de los minerales de manganeso utilizando diferentes metodologías tales como observación mediante microscopio calcográfico, análisis de rayos X, espectroscopia infrarroja, análisis por microsonda electrónica y análisis químicos. Los minerales de ganga que acompañan a la mineralización de manganeso también fueron estudiados utilizando técnicas específicas como inclusiones fluidas e isótopos estables. Además, los diferentes tipos de brechas asociadas con la mineralización fueron estudiados petrográficamente.

En lo que respecta a los distintos tipos de rocas que integran el marco geológico del área, fueron estudiadas tanto su petrografía como su geoquímica, de forma tal de reconocer y caracterizar las diferentes unidades, las posibles alteraciones existentes y su vinculación con las mineralizaciones. También se ha considerado de importancia e interés regional incluir dos dataciones geocronológicas, correspondientes a unidades del basamento ígneo metamórfico que contribuyen a completar el conjunto de edades conocidas hasta el momento para la Sierra de Ambargasta.

1.3 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Desde el siglo XIX las sierras del norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero fueron recorridas y descritas por los primeros geólogos que trabajaron en las Sierras Pampeanas. Fruto de aquellas campañas fue el primer mapa geológico de la zona, realizado por Brackebusch (1897). Posteriormente, dentro del marco de relevamiento nacional, iniciado por la Dirección de Minas en 1904, surgieron los trabajos de Bodenbender (1905) y luego de Beder (1931) quien relevó y estudió la totalidad de los depósitos de manganeso ubicados en la sierra de Ambargasta. Este autor logró reunir numerosas observaciones que le permitieron realizar una interesante discusión acerca de la posible génesis de la asociación mineral que constituye los depósitos de óxidos e hidróxidos de manganeso.

Entre los primeros relevamientos de índole regional realizados en la sierra de Ambargasta, surgieron trabajos de tesis como el de Videla (1944), en el que describe y analiza la geología de la sierra de Ambargasta en su extremo septentrional, junto con una breve descripción de los depósitos de manganeso ubicados en la provincia de Santiago del Estero. Otros trabajos de tesis fueron el de Mateo (1944) y Lucero (1948). En 1953, Gordillo presentó su tesis basada en la geología y geoquímica de los alrededores del cerro El Pértigo, en las inmediaciones de Chuña Huasi (Córdoba).

Durante el año 1967, la empresa minera TEA ejecutó el relevamiento geológico minero a pedido de la provincia de Santiago del Estero. Este trabajo estuvo a cargo de Quartino y derivó en informes inéditos donde se detallan las características de los yacimientos y rasgos geológicos de la sierra de Ambargasta (minera TEA, 1968).

En 1969, se publicaron las hojas geológicas Pozo Grande y Chuña Huasi, a escala 1: 200 000 realizadas por Lucero, las que constituyen la base del mapeo geológico de todos los trabajos realizados con posterioridad en el área.

Arcidiácono (1971, 1973), realizó valiosos aportes a la investigación de los distritos El Remanso y Los Ancoches, basados en determinaciones mineralógicas de los óxidos e hidróxidos de manganeso y sus posibles implicancias genéticas. Las metodologías empleadas por esta autora abarcan estudios con microscopio calcográfico, difracción de rayos X y análisis térmico diferencial.

Los principales aportes referidos a dataciones radiométricas de las litologías que componen estas sierras, corresponden a González (1971), Castellote (1978, 1982, 1985 a y b) y González *et al.* (1985).

En cuanto al análisis estructural cabe mencionar el trabajo realizado por Ichazo (1978), donde además de analizar las estructuras a escala regional de la sierra de Ambargasta, sierra de Sumampa y Ramírez de Velazco, relaciona los pulsos de precipitación mineral con procesos de reactivación de las estructuras que los contienen, para la zona comprendida por el distrito minero Ancoches.

Con posterioridad han sido presentados algunos trabajos de carácter regional dedicados a la petrología y geoquímica tales como Bonalumi (1988), Lira *et al.* (1997) y Rapela *et al.* (1997 a y b).

Por otra parte cabe mencionar la contribución realizada por Massabie *et al.* (1997), en la cual se estudia la respuesta a la estructuración tectónica moderna provocada por la orogenia Andina, sobre el sector serrano del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero.

Una de las más recientes contribuciones a la geología regional de la sierra de Ambargasta corresponde a la hoja geológica 1:250000 Villa Ojo de Agua (Miró, 2001). Por otra parte, como resultado del proyecto dentro del cual se enmarca esta Tesis se han publicado una serie de trabajos de investigación e informes inéditos que abarcan temáticas petrológicas, geoquímicas, mineralógicas y estructurales tales como Correa, (1998, 1999, 2000); Koukharsky *et al.*, (1999); Leal *et al.* (1999); Leal *et al.* (2000); Brodtkorb y Etcheverry (2000); Brodtkorb *et al.* (2001); Koukharsky *et al.*, (2001 y 2002); Leal y Ramos (2002); Leal (2002), Correa y Cábana (2002).

1.4 GEOGRAFÍA

1.4.1- OROGRAFÍA

La zona de estudio se ubica en la Sierra de Ambargasta provincia de Santiago del Estero, formando parte junto con la sierra de Sumampa y la sierra Norte de Córdoba de las Sierras Pampeanas Orientales. La alineación predominante de estos cordones es norte sur con un ligero desvío hacia el poniente.

Geográficamente representan las elevaciones más orientales de nuestro país, con continuidad hacia el este en las llanuras pampeana y chaco paranense. Hacia el oeste limita con la depresión de las Salinas Grandes-Salinas de Ambargasta, mientras que hacia al norte y este los afloramientos se cubren con los depósitos cuaternarios.

Hacia el este del conjunto serrano se encuentra la laguna de Mar Chiquita, que junto con las Salinas Grandes-Salinas de Ambargasta representan la cuenca endorreica de mayor extensión de la Argentina.

Estas sierras forman una unidad mesetiforme con una altura promedio de 700 msnm que disminuye paulatinamente hacia el norte donde se encuentra la zona de estudio, allí las alturas mayores no sobrepasan los 350 metros sobre el nivel del mar.

1.4.2 HIDROGRAFÍA

Esta zona se caracteriza por la presencia de arroyos y cursos de agua de régimen semitemporario que drenan hacia las cuencas endorreicas de las Salinas de Ambargasta y laguna de Mar Chiquita. Generalmente las llanuras aluviales están limitadas por afloramientos de roca.

En el sector estudiado el drenaje escurre hacia el norte y principalmente hacia el oeste; uno de los cursos de mayor importancia en la zona es el arroyo Sarmiento, otros de menor caudal son el arroyo El Remanso y La Aguadita; éstos desembocan en la quebrada La Chilquita-Pozo Grande que a su vez es tributaria de las Salinas Grandes.

1.4.3 CLIMA Y VEGETACIÓN

El tipo de clima que se presenta en la región responde al régimen semiárido similar al de la región serrana del norte de Córdoba. La temperatura media anual es de 18 °C y precipitaciones medias anuales de 450 mm. Las lluvias son intensas y de corta duración (aluviones relámpago) y marcan una estación húmeda que corresponde al verano. La estación seca es prolongada, se desarrolla durante los meses previos al período estival con escasas precipitaciones y fuertes vientos cuyas direcciones predominantes son

nordeste-sudoeste, norte-sur y noroeste-sudeste. En el faldeo occidental de la sierra el calor aumenta por la proximidad de las Salinas Grandes.

La vegetación presenta las características principales de la zona de monte espinoso muy cerrado compuesta por abundantes xerófilas generalmente arbustivas con hojas pequeñas, duras, aciculares y escamosas con espinas fuertes. El promedio de altura de los arbustos varía entre 1,5 y 3 metros. Los principales ejemplares son: chañar, tusca, garabato, brea, atamisqui, retamo, jarilla que es uno de los pocos sin espinas, junto con la chilca y el ancoche, piquillín, lata, tala, higuierilla, espinillo, churqui y sombra de toro.

También existen árboles de monte alto que pueden alcanzar entre 5 y 6 metros de altura, entre las especies de mayor tamaño se encuentra quebracho blanco y colorado, molle, mistol y algarrobo.

Por su parte las cactáceas son: tuna, quimil, alaba, kiskaluro, ucle, quincho y los grandes cardones que se diferencian de los norteños por ramificarse en varios brazos desde la base y su altura puede superar los 5 metros.

Hacia la zona de borde de las salinas el tipo de suelo permite solo el crecimiento del jume, característico de suelos muy salinos. Hacia el sur la vegetación cambia y se hace muy semejante a las de las Sierras de Córdoba, allí entre Río Seco y San Francisco del Chañar se hace muy abundante la palmera (*Trithrinax campestris*).

1.4.4 POBLACIÓN Y ECONOMÍA

Las poblaciones más importantes de este sector de la provincia de Santiago del Estero son Villa Ojo de Agua con 4300 habitantes y Sumampa con 3500 habitantes, según los datos recogidos por el censo de 1991 (INDEC). El resto de las poblaciones son pequeños caseríos en algunos de los cuales funcionan escuelas rurales como el caso de La Chilquita, Sunchales, Isla Verde y Amimán.

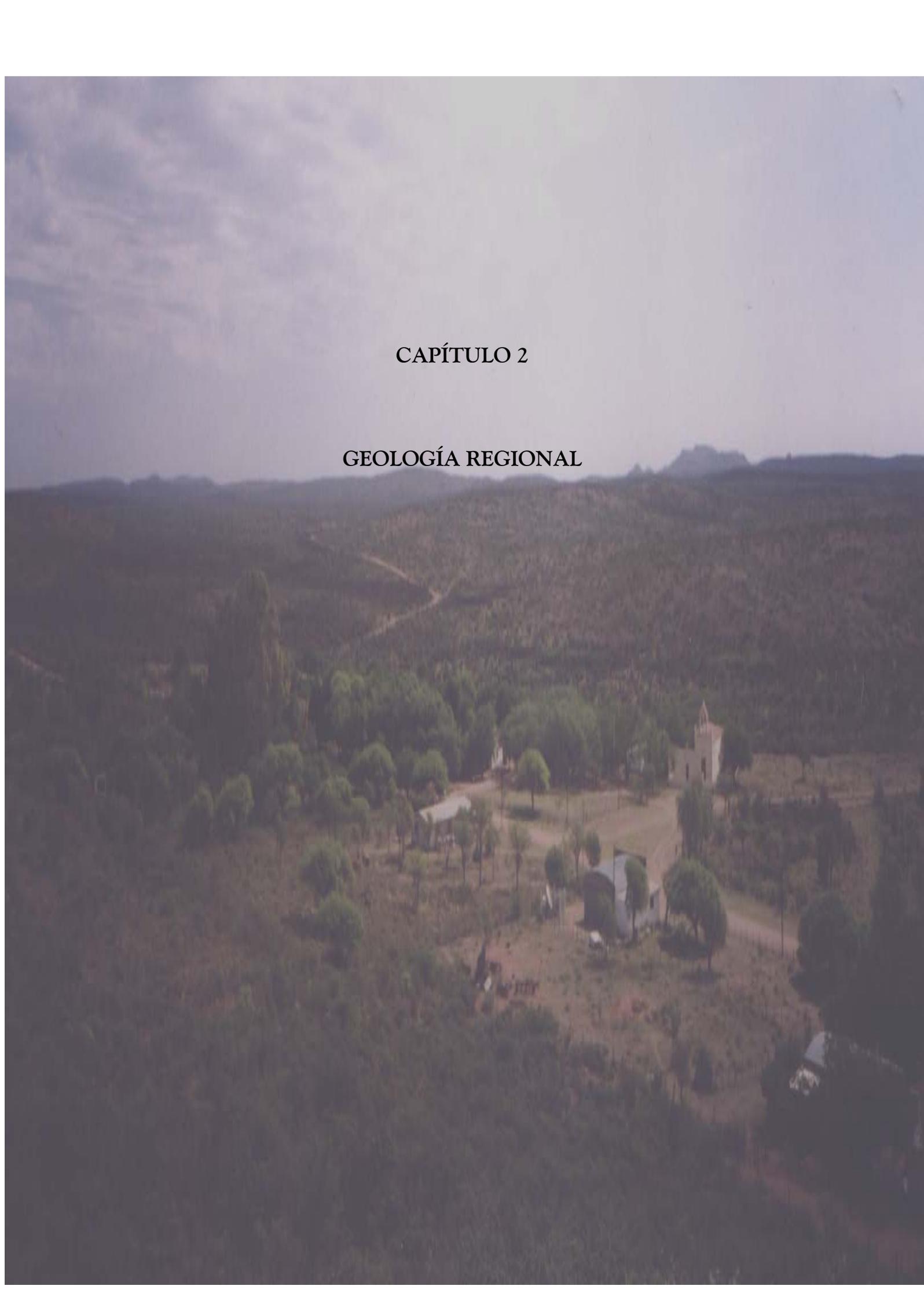
Uno de los recursos aprovechados antiguamente en la zona, era la explotación de las salinas de Ambargasta. Esta actividad llegó a ser de gran progreso y productividad para la zona, pero lamentablemente en la actualidad se encuentra paralizada. También en décadas anteriores era explotado intensamente el monte, principalmente las especies quebracho colorado y algarrobo, los cuales eran comercializados como leña.

Los yacimientos de manganeso que se encuentran en esta zona se conocen desde el siglo pasado y fueron explotados a partir de 1919 en forma discontinua. Durante el período 1959-1966 se extrajo regularmente material para ser comercializado como materia prima en ferroaleaciones, hasta que las labores fueron abandonadas definitivamente.

Los datos de leyes, reservas y tonelajes obtenidos a partir de informes inéditos y publicaciones realizadas durante los años de actividad minera son para el sector norte, Grupo El Remanso mina La Clemira ley media: 26,7% Mn; tonelaje: 8626 toneladas. Mina San Jorge: ley media: 18,8 % Mn (Minera TEA, 1968). Sector central, Grupo Hiermang: Ley

media: 22,44% Mn; Reservas posibles: 16 301 tn de Mn metálico (Cortelezzi, 1975). Sector sur, Grupo Cama Cortada: Mina Cama Cortada ley media: 15,3 % Mn; reservas probadas: 11 000 tn de Mn; Mina Tres Lomitas: ley media: 24,1 % Mn, reservas probadas 4500 tn de Mn (Cortelezzi, 1975).

En la actualidad han cesado todas las actividades mencionadas anteriormente y el nivel de pobreza en la zona es muy alto, en el mejor de los casos los pobladores rurales se dedican a la cría de ganado caprino principalmente y en menor medida al vacuno.

An aerial photograph of a rural landscape. In the foreground, there is a small settlement with several buildings, including a prominent white church with a steeple. The surrounding area is covered in dense, dark green vegetation, likely a forest or scrubland. In the background, there are rolling hills and a range of mountains under a cloudy sky. The overall scene is a typical rural landscape in a mountainous region.

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA REGIONAL

2. GEOLOGÍA REGIONAL

Las Sierras Pampeanas Orientales están constituidas por varios cordones serranos de orientación meridiana, que se extienden por unos 500 kilómetros desde los 29° hasta los 33° 30' de latitud sur. Dentro de ellas se distinguen tres grandes unidades orográficas: la Sierra Norte, la Sierra Chica al este y la Sierra Grande o de Achala. La Sierra Norte penetra en la provincia de Santiago del Estero, donde culmina en las Sierras de Ambargasta y Sumampa (**Figura 2.1**).

Las Sierras Pampeanas Orientales constituyen un orógeno generado durante el Proterozoico, cuyas edades de magmatismo y metamorfismo están relacionadas con una colisión ocurrida cerca del límite Precámbrico-Cámbrico entre el terreno Pampia y el cratón del Río de La Plata (Kraemer *et al.*, 1995). Los principales componentes del basamento de las Sierras Pampeanas Orientales son rocas metamórficas tales como filitas, esquistos y gneises, en forma subordinada existen mármoles, anfibolitas y rocas ultrabásicas. En este complejo metamórfico abundan los intrusivos principalmente graníticos calcoalcalinos, relacionados a un magmatismo de arco (Lira *et al.*, 1997) de edad proterozoica (Ramos, 1999). Luego de la colisión existen intrusiones de edad cámbrica inferior (Rapela y Pankhurst, 1996) y posteriormente se emplaza el batolito de Achala de edad silúrica (Rapela *et al.*, 1989) a carbonífera inferior (Rapela *et al.*, 1991b).

El mencionado basamento se encuentra cubierto por sedimentos neopaleozoicos pertenecientes al Grupo Paganzo (Bodenbender, 1911) de origen glacial y niveles piroclásticos procedentes de la Cordillera Frontal (Ramos, 1999). También existen depósitos cretácicos de sinrift, asociados a derrames basálticos vinculados al mismo período (Kay y Ramos, 1996).

La estructura de las Sierras Pampeanas Orientales está representada por un sistema de bloques limitados por fallas inversas lítricas que se horizontalizan en profundidad en la zona de transición de corteza frágil – dúctil (González Bonorino, 1950). Su estructura actual responde a los movimientos ocurridos durante el Terciario, que originaron fallamientos a través de zonas de debilidad previas o bien produjo inversión de fallas directas de edad cretácica (Ramos, 1999).

La Sierra de Ambargasta se halla ubicada en el extremo septentrional de las Sierras Pampeanas Orientales, es parte de un extenso batolito monzogranítico, junto con la Sierra Norte de Córdoba y la Sierra de Sumampa. Está compuesta principalmente por granitos y rocas de medio a alto y bajo grado metamórfico (**Figura 2.2**). La presencia de rocas metamórficas como filitas, esquistos y gneises marca una similitud con el resto de las Sierras Pampeanas Orientales, mientras que otros elementos tales como mármoles, anfibolitas y rocas ultrabásicas se encuentran en forma mucho más restringida.

El conjunto de edades obtenidas para el basamento metamórfico de la Sierra de Ambargasta, varía entre los 651 ± 30 Ma, en el norte de Córdoba (Castellote, 1985b) hasta los 567 ± 16 Ma (Koukharsky *et al.*, 1999). Estas edades obtenidas a través de análisis K/Ar son consideradas edades mínimas, motivo por el cual es probable que el basamento metamórfico sea aún más antiguo.

Por su parte las asociaciones ígneas que se presentan comprenden granitoides peraluminosos con tendencia al campo calcoalcalino, de origen cortical. La presencia de hornblenda y biotita junto con la ausencia de silicatos primarios de Al y de importantes fases pegmatíticas sustentan estas tipificaciones (Bonalmi, 1988). Estas rocas además fueron interpretadas por dicho autor como una secuencia evolutiva de sur a norte desde los términos granodioríticos hasta los hipabisales graníticos. Lira *et al.* (1997) asocian el origen de estos granitoides a procesos de subducción ocurridos durante la aproximación del terreno Pampea al cratón del Río de La Plata, asignándolos al ciclo Brasiliano o Pampeano.

Los componentes más primitivos del batolito de la Sierra Norte–Sierra de Ambargasta, están representados por enclaves de composición tonalítica a diorítica encontrados en la Formación Ojo de Agua, la cual constituye junto con el granito Ambargasta las unidades dominantes en la sierra. Posteriormente este cuerpo es intruido por un stock de composición riódacítica denominado Formación Los Burros.

La secuencia de intrusiones de granitoides ricos en sílice considerados por su composición como cuerpos altamente evolucionados (Lira *et al.*, 1997), son interpretadas

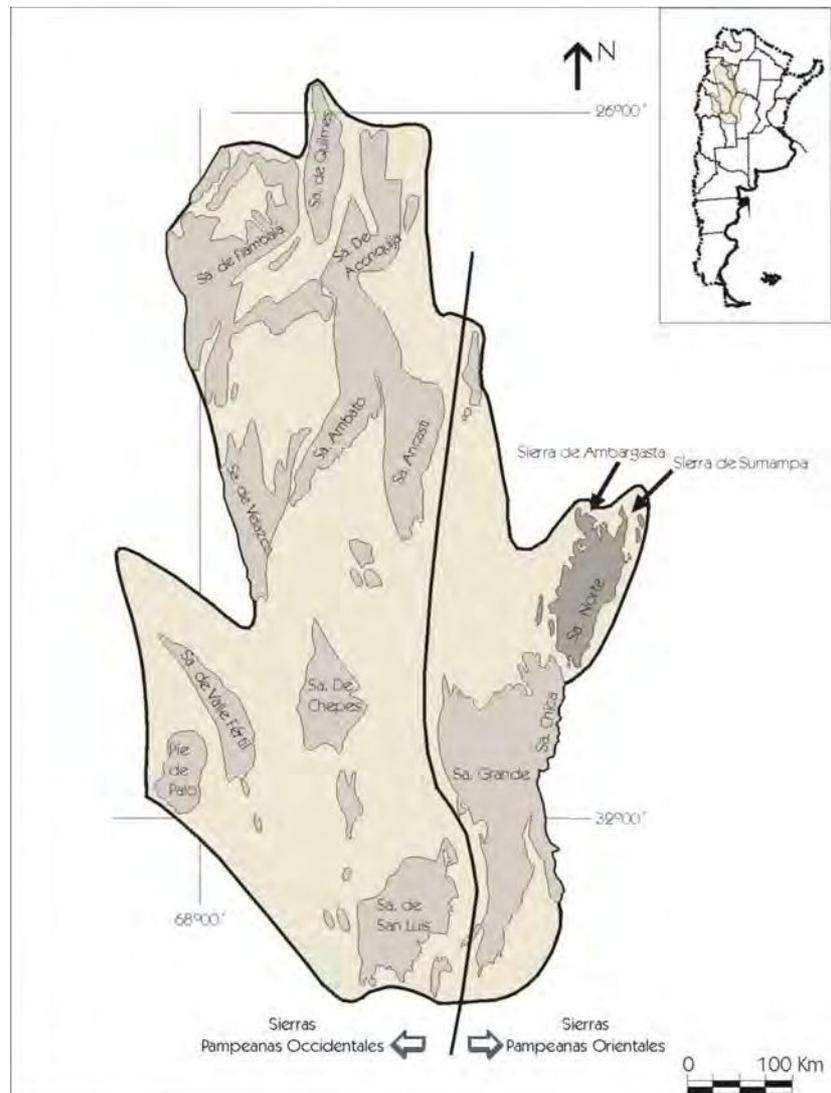


Figura 2.1. División propuesta por Ramos (1999) para las Sierras Pampeanas Orientales y Sierras Pampeanas Occidentales.

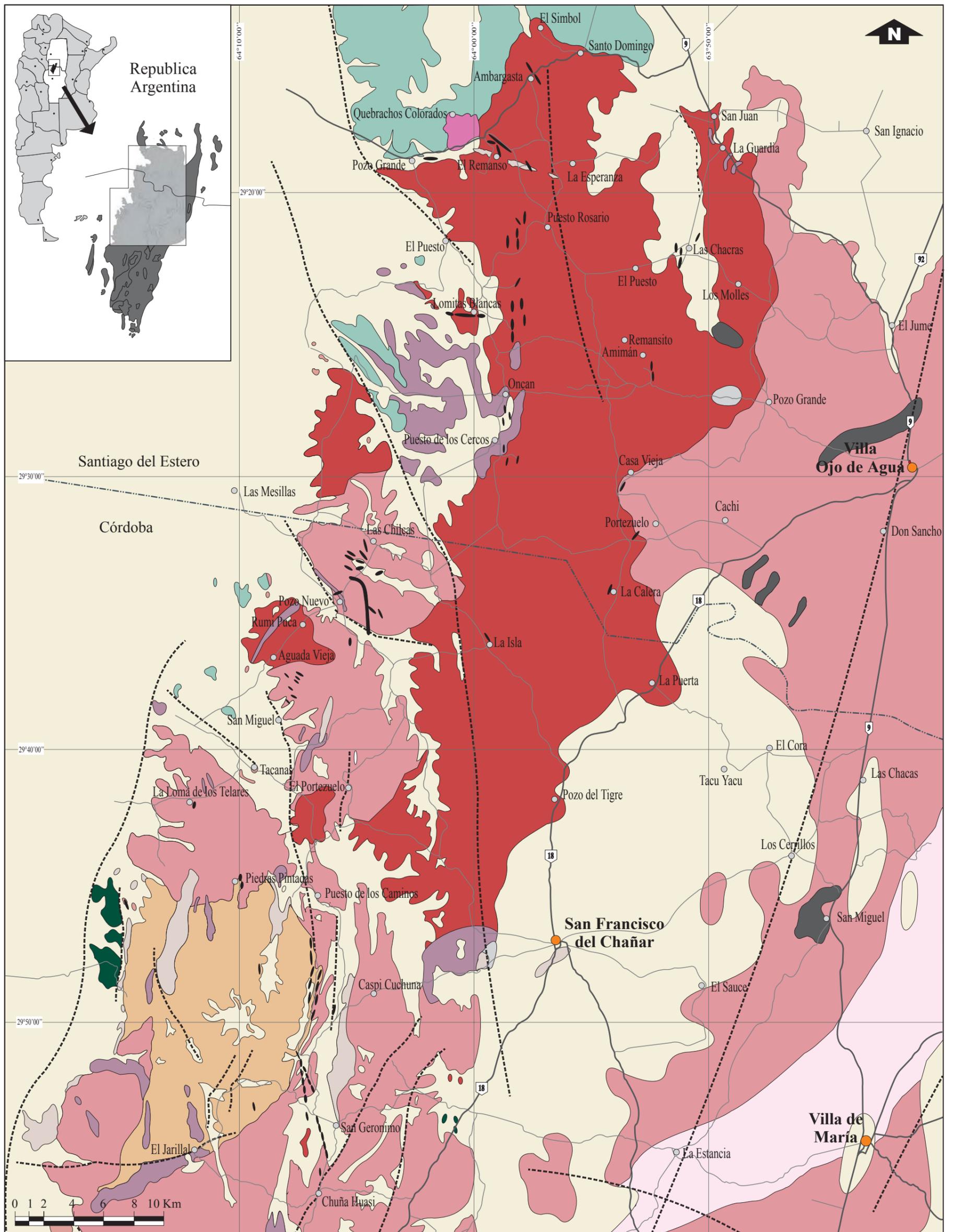
como los últimos diferenciados del ciclo orogénico, junto con las intrusiones hipabisales mesosilícicas de edad cámbrica superior a ordovícica inferior (Rapela *et al.*, 1991 a) conocidas como Formación Oncán.

La cubierta sedimentaria al igual que en el resto de las Sierras Pampeanas corresponde a sedimentos asociados con el denominado Grupo Paganzo del Paleozoico superior, representado en estas latitudes por la Formación La Puerta (Lucero, 1969). También existen derrames basálticos en afloramientos dispersos que fueron estudiados por Koukharsky *et al.* (2002) de edad carbonífero superior a triásica. Por su parte Miró (2001) reconoce sedimentos asociados a procesos de rifting de edad cretácica.

En cuanto a la estructura actual que presenta la Sierra de Ambargasta ésta responde, al igual que en el resto de las Sierras Pampeanas Orientales, a los procesos tectónicos del Terciario que mediante reactivación e inversión tectónica de antiguos planos de debilidad provocaron un fallamiento inverso de alto ángulo que levanta los bloques hasta su posición actual (Miró, 2001).

A continuación se dará una descripción de todas las unidades reconocidas hasta el momento para la Sierra de Ambargasta las cuales se ordenan siguiendo la secuencia estratigráfica que se presenta en la hoja geológica Ojo de Agua (Miró, 2001). Si bien este ordenamiento, tal como podrá ser apreciado por el lector, presenta situaciones algo confusas esto se debe al insuficiente conjunto de edades existente hasta el momento. Dado que no es objeto de esta Tesis resolver dichas cuestiones, en este capítulo se aportan los datos estimados como suficientes y de mayor confiabilidad a los efectos de describir el marco geológico en el cual se encuentran emplazadas las mineralizaciones con manganeso. Por otra parte es objeto de este trabajo utilizar las denominaciones más recientes a fines de establecer de aquí en más un consenso en la utilización de los tipos litológicos reconocidos actualmente.

Figura 2.2: Mapa geológico de la Sierra de Ambargasta, sobre la base de Lucero (1969) y Miró (2001).



Referencias

 F. La Clemira	} Simbol Huasi	 Gr. Ojo de Agua milonitizado	 Pórfido riolítico Oncán	 Depósitos Cuaternarios	 Camino principal / secundario
 F. El Escondido		 Granito Ojo de Agua	 Granito Ambargasta	 Areniscas Cerro Colorado	 Lineamientos principales
 F. Pozo del Macho	 Tonalita Quebrachos Colorados	 Dacita Los Burros	 Areniscas La Puerta	 Vetas de manganeso	

LA SIERRA DE AMBARGASTA

2.1 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

2.1.1 BASAMENTO METAMÓRFICO

Los constituyentes más antiguos de la Sierra de Ambargasta están representados por una variedad de rocas esquistosas, pizarras, anfibolitas, gneises, micacitas y hornfels que forman parte del denominado basamento metamórfico. La unidad reconocida como la más antigua es la **Formación Pozo del Macho** (Castellote, 1978) cuya composición responde a esquistos de cuarzo y biotita, de grano fino a mediano. Aflora en las barrancas del arroyo La Totorá ubicado al norte de Ojo de Agua, a lo largo de siete u ocho kilómetros (**Figura 2.2**). Si bien el contacto de esta unidad con los granitoides es intrusivo, también se la encuentra formando xenolitos en el granito de Ambargasta que fueron descritos por Quartino (1967); Lucero (1969) y Miró (2001). Temporalmente se la asigna al Precámbrico superior (Castellote, 1985 a) aunque no existen dataciones radiométricas de esta unidad. Esta unidad representa el basamento de mayor grado metamórfico.

Bajo el nombre de **Formación Simbol Huasi** (Miró, 2001) se reúnen las rocas de menor grado metamórfico de la zona, estas comprenden pizarras, lutitas, grauvacas y conglomerados metamorfozados descritos por primera vez por Bodenbender (1905). Su posición estratigráfica fue bastante controvertida, actualmente Miró (2001) le asigna una edad cámbrica inferior, pero aquí se prefiere ubicarla en el Proterozoico tal como se verá más adelante. Dentro de esta asociación de rocas metamórficas de bajo grado, se incluye al hornfels denominado **Formación La Clemira** (Quartino, 1967); dicha unidad se estudia con mayor detalle en este trabajo ya que la mayor parte de los afloramientos correspondientes a la misma se encuentran dentro de la zona de estudio (**Figura 2.2**). La roca es un hornfels biotítico cordierítico y se presenta en afloramientos de reducido tamaño alineados en dirección noroeste-sudeste en la quebrada El Remanso (Castellote, 1982). Los mismos se interpretan como colgajos sedimentarios en el techo del intrusivo granítico, el cual sobrepone en la sedimentita un metamorfismo de contacto. La edad de esta formación ha sido calculada en 517 ± 15 Ma por el método K/Ar roca total (Castellote, 1982) y posteriormente se obtuvo una edad K/Ar de 567 ± 16 Ma (Koukharsky *et al.*, 1999) (véase capítulo 3.2).

El conjunto de rocas metamórficas se completa con la **Formación El Escondido** (Quartino, 1967) integrada por areniscas cuarcíticas y conglomerados plegados que afloran entre las localidades de Pozo Grande y Amimán; al igual que las unidades mencionadas anteriormente también forma parte de la caja de las plutonitas. El total de estos afloramientos no llega a superar el kilómetro cuadrado de superficie, (Videla, 1944; Castellote, 1985b; Quartino y Quartino, 1996; Miró, 2001). Temporalmente se le asigna una edad neoproterozoica a cámbrica inferior (Miró, 2001), aunque aquí se prefiere acotarla al Proterozoico superior.

2.1.2 BASAMENTO ÍGNEO

Formación Quebrachos Colorados

Tonalita Quebrachos Colorados (Castellote, 1978). Constituye un cuerpo semicircular ubicado en las cercanías del puesto El Rincón de Bárcena, en el sector noroeste de la zona de estudio; allí se apoyan en discordancia las areniscas de la **Formación La Puerta** (Figura 2.2). Se trata de una roca de color gris oscuro, con textura granuda de grano medio. Mineralógicamente está compuesta por hornblenda, biotita, plagioclasa (andesina) y cuarzo. Al ser observada al microscopio muestra una textura equigranular panalotriomorfa. En algunas muestras se destacan granos mayores de plagioclasa con zonalidad normal. Fue datada por Castellote (1985b) en diferentes localidades quien obtuvo edades comprendidas entre 618 ± 20 Ma y 478 ± 25 Ma (K/Ar). Esta amplitud en el rango de edades encontradas para la misma unidad puede ser interpretada como respuesta a eventos térmicos que puedan haber causado una apertura del sistema. Aún así el dato de 618 ± 20 Ma es el de mayor edad registrada para toda la sierra.

Formación Ojo de Agua

Formación Ojo de Agua (Miró, 2001) designada anteriormente por Bonalumi (1988) como Granodiorita Tres Lomitas. En este caso se adopta la denominación más reciente dada para este conjunto de rocas ya que se considera que (Miró, 2001) describe de manera más completa y detallada a dicha unidad. Se trata de una roca de tamaño de grano mediano, color gris claro, bastante homogénea en toda su extensión. Está compuesta por cuarzo algo fracturado con extinción ondulosa, plagioclasa zonada de composición normativa An_{23} y feldespato potásico ortosa, parcialmente caolinizado. Los minerales máficos que contiene son biotita en parte cloritizada, hornblenda y epidoto en menor proporción. También son abundantes los xenolitos de composición tonalítica que fueron estudiados por Lucero (1969) y Bonalumi (1988). Las dataciones existentes para esta unidad permiten asignarla al Cámbrico superior, el dato más reciente es una datación efectuada utilizando el método U/Pb en circón (SHRIMP) que arrojó una edad de 514 ± 4 Ma (Miró, 2001).

En el faldeo oriental de la Sierra de Sumamapa, aflora una faja milonitizada del granito **Ojo de Agua** con rumbo norte sur a lo largo de más de 50 kilómetros y unos 8 ó 10 kilómetros de ancho (Miró, 2001). Esta unidad se caracteriza por presentar una intensa deformación, traducida en foliación del granito. En los agregados cristalinos aparecen evidencias de recristalización dinámica junto con deformación frágil en las plagioclasas. Ambos mecanismos de deformación estarían presentes en un rango de temperatura inferior a los 400° C, en relación a un evento compresivo simultáneo con la última etapa de enfriamiento del cuerpo intrusivo, probablemente ocurrida en el Cámbrico superior (Martino *et al.*, 1999; Miró *et al.*, 1999; Miró, 2001).

Pórfido dacítico Los Burros

En la provincia de Córdoba, en el borde occidental de la sierra, aflora un cuerpo subvolcánico de forma cómica denominado por Miró *et al.*, (2001) como pórfido dacítico **Los Burros**. Las descripciones petrológicas indican que se trata de una roca

porfirica, de coloración variable entre verde, gris y rosado claro, con fenocristales que corresponden a cuarzo, plagioclasa y en menor medida biotita.

Las relaciones de intrusividad de esta unidad con el granito **Ambargasta** y su posición estratigráfica han sido muy discutidas y existen dos hipótesis al respecto. Inicialmente Lucero (1969) describió a la unidad como un plutón dacítico, intruido con posterioridad por el Granito de **Ambargasta**. Por su parte Lira *et al.* (1997) y Miró (2001) encuentran que la dacita es la que intruye al granito y le asignan una probable edad cámbrica superior. Las edades radiométricas obtenidas por diferentes métodos arrojaron los siguientes valores 610 ± 20 Ma (Linares y González, 1990); 557 ± 4 método U/Pb (Solner *et al.*, 2000);

Formación Ambargasta

La **Formación Ambargasta** (González, 1977) es dominante en la región; está formada por un granito homogéneo de tamaño de grano mediano predominantemente, aunque con algunas variaciones granulométricas. Mineralógicamente es muy simple, presenta cuarzo con texturas gráficas, feldespato potásico ortosa, plagioclasa de composición oligoclasa y escasa biotita. Abundan las facies filonianas aplíticas de composición cuarzo feldespática, de variadas dimensiones que fueron interpretadas como diferenciaciones del mismo magma. Las edades obtenidas para esta formación, calculadas por el método K/Ar en biotitas, fueron de 500 ± 15 Ma y 517 ± 15 Ma (Castellote, 1982).

El **Granito Aspa Puca** (Formación Aspa Puca; Castellote, 1985b), si bien actualmente no se considera como una unidad estratigráfica en sí misma, cabe señalarla como una diferenciación dentro del dominio ígneo de la **Formación Ambargasta**. Sus afloramientos se restringen a las inmediaciones de la localidad homónima. Es una roca granítica de color rosado a rojizo, con cristales de cuarzo de gran tamaño que le confieren un aspecto porfiroide (Lucero, 1969). Petrológicamente se caracteriza por un mayor contenido en sílice y por la ausencia casi total de minerales ferromagnesianos (Bonalmi, 1988).

Formación Oncán

Las rocas definidas como pórfidos riolíticos corresponden a la **Formación Oncán** (González, 1977) cuyos afloramientos más representativos se encuentran en las inmediaciones de la localidad Oncán. Allí existe un cuerpo redondeado y diques subverticales de grandes dimensiones que se extienden en dirección norte, en relación intrusiva con el granito **Ambargasta** y la dacita **Los Burros** mencionados anteriormente. La roca es de color rosado, con fenocristales de cuarzo límpido y feldespato alcalino inmersos en una pasta microgranular de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa (albita) y muy escasas biotita y muscovita. Esta unidad hipabisal ha sido datada por Rapela *et al.* (1991 a) en 494 ± 11 Ma (método Rb/Sr roca total) e interpretada como una intrusión tardía en la Sierra Norte y Sierra de Ambargasta representativa del último episodio magmático que se habría prolongado hasta el Ordovícico inferior.

Formación Balbuena

Corresponden a esta unidad pequeños afloramientos ubicados de manera dispersa en el ámbito regional, caracterizados como andesitas filonianas. Se trata de una roca porfiroide, rica en anfíbol y andesina cuyos datos preliminares indican una relación genética con

arcos de islas (*Brodtkorb, com. personal*). Las relaciones de intrusividad encontradas con el granito, parecen indicar que la caja tenía una alta plasticidad y por lo tanto alta temperatura en el momento de la intrusión, motivo por el cual se las atribuye al Cámbrico superior (Miró, 2001).

2.1.3 CUBIERTA SEDIMENTARIA

El basamento ígneo metamórfico se encuentra parcialmente cubierto por sedimentitas del Paleozoico superior y sedimentos modernos.

El conjunto de areniscas del Paleozoico superior denominado **Formación La Puerta**, fue relacionado con los sedimentos del Paganzo por *Lucero (1969)*. Estas rocas predominan en el sector norte y oeste de la sierra; son areniscas principalmente de color rosado a morado y blanquecinas, que alternan con bancos conglomerádicos de matriz arenosa y clastos con buen grado de redondeamiento y tamaños variables desde uno a quince centímetros de diámetro. El rumbo predominante de estos afloramientos es NO-SE e inclinan levemente hacia el SO que es hacia donde aumenta su espesor (véase capítulo 3.1).

Regionalmente existen pequeños afloramientos de areniscas conglomerádicas rojizas que se ubican en las inmediaciones del Cerro Colorado en la provincia de Córdoba a las que Miró (2001) atribuye una probable edad cretácica inferior. También existen sedimentos de edad terciaria con cemento calcáreo que suelen tener venillas rellenas con halita. Han sido asignadas al Terciario Superior por correlación con otras unidades y sedimentos continentales (Miró, 2001).

También se encuentran antiguos sedimentos de pie de monte, constituidos por conglomerados pardo rojizos que son asociados al Pleistoceno. Completan esta secuencia sedimentaria depósitos aluviales aterrazados formados por arenas y gravas friables que se corresponden con procesos de escurrimiento torrencial.

En la región central de la sierra, entre las localidades de San Francisco del Chañar y Villa Ojo de Agua, se encuentran numerosas superficies cubiertas por carbonatos laminares con intercalaciones limo arenosas, de posible origen freático, vinculados a una variación en las condiciones climáticas de húmedas a secas.

Finalmente el Holoceno está representado por depósitos coluviales y fluvio - eólicos, limitados a los márgenes de las sierras y formados por depósitos arenosos gruesos a grava fina con intercalaciones de limos.

Uno de los rasgos modernos más característicos de la zona es la presencia de grandes depósitos evaporíticos ubicados en la depresión de las Salinas Grandes. Allí se encuentran acumulaciones limo arenosas finas, con abundante contenido salino, dispuestas alternadamente en capas delgadas. Esta cuenca se encuentra en pleno proceso de colmatación (Miró, 2001).

Finalmente los ríos actuales de régimen semipermanente con drenaje hacia el río Dulce, generan depósitos aluviales predominantemente arenosos y conglomerádicos finos.

INTRUSIONES BASÁLTICAS

Cabe destacar que en ámbito regional y asociados estratigráficamente con los sedimentos de la **Formación La Puerta** que fueron descriptos previamente, existen pequeños diques de basaltos olivínicos. Los afloramientos registrados hasta este momento se ubican en las cercanías de Pozo Grande al noroeste de Villa Ojo de Agua, a unos 15 km de El Jume (Santiago del Estero) y en las localidades de San Gerónimo y Caspi Cuchuna (Córdoba). Los primeros estudios indican que se trataría de rocas de composición alcalina, asociadas a un ambiente extensional. Las edades obtenidas para los mismos responden a dos eventos, uno de ellos Carbonífero tardío y otro Triásico temprano (Koukharsky *et al.*, 2002).

2.1.4 CICLOS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA

Cada uno de los procesos de deformación tectónica ocurridos a escala regional, que afectaron a la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Orientales y, por consiguiente a la Sierra de Ambargasta, quedaron representados por diferentes estructuras y fajas de deformación. Debido a que las mineralizaciones que son objeto de este estudio se encuentran alojadas en grandes fracturas y estrechamente vinculadas a lineamientos principales, es importante analizar cada uno de los eventos de deformación ocurridos en la comarca para poder interpretar a cuál de ellos es posible asignar la formación de los depósitos.

La Sierra de Ambargasta actualmente constituye un sistema de bloques fallados y volcados con vergencia hacia el este (Jordan y Allmedinger, 1986) que se elevaron durante la tectónica andina por reactivación de planos de debilidad preexistentes. También existe un sistema de fallas posterior de rumbo noroeste, que fragmenta estos bloques en forma escalonada (Miró, 2001).

A lo largo de su historia geológica, en la Sierra de Ambargasta se registran las deformaciones que afectaron al conjunto de las Sierras Pampeanas Orientales. Esta provincia geológica inicia su historia en el proterozoico superior durante la aproximación de terrenos alóctonos tales como el terreno de Córdoba y Pampia hacia el protomargen Gondwánico (Ramos, 1995). Posteriormente se produce la colisión de estos terrenos contra el cratón del Río de La Plata lo cual se estima que ocurrió durante la orogenia Brasiliana (600 – 530 Ma). Luego de esta etapa se produjeron eventos transtensionales que generaron cuencas sedimentarias continentales de edad paleozoica superior. Ya en el Mesozoico estas sierras se ven afectadas, al igual que todo el continente sudamericano, por una importante extensión producida por la apertura del océano Atlántico. Además de la formación de cuencas sedimentarias y generación de basaltos alcalinos vinculados a este período, se produjo una importante estructuración representada por grandes lineamientos a escala regional, la que estaría estrechamente vinculada con la formación de los depósitos de manganeso tal como se verá más adelante.

CUADRO ESTRATIGRÁFICO. Compilado basado en los diferentes autores.

Lucero (1969)			Castellote (1978, 1985 a y b)			Miró (2001)		
		Cua				Depósitos aluviales y evaporíticos	Gravas, arenas, limos, calcretes y evaporitas	
		Tc				Sedimentitas	Areniscas yesíferas rojas	
		K				Areniscas Cerro Colorado	Areniscas conglomerádicas rojas	
PAGANZO	GRUPO III	Areniscas finas y gruesas. Arcillas intercaladas	Pm Cb	F. La Puerta	Areniscas	F. La Puerta	Basaltos de Pozo Grande	
	GRUPO II	Areniscas blanquecinas poco silicificadas y de grano medio					Arcillas rojas (Mbro. Superior)	
	GRUPO I	Areniscas finas a conglomerádicas, bandeadas y rojizas entrecruzadas					Areniscas y conglomerados cuarcíticos (Mbro. Inferior)	
Pz sup	Rocas hipabisales mesosilícicas.	Od	Basamento Cristalino Macizo	F. El Escondido (Quartino, 1967)				
					Basaltos Pozo Grande y Balbuena.	F. Balbuena	Andesitas filonianas	
						F. Quebrachos Colorados	Tonalita	
				F. Oncán (González, 1977)	Riolitas, riolacitas, dacitas	F. Oncán	Pórfidos riolacíticos	
				F. Aspa Puca				
				F. Ambargasta (González, 1977)	Granito	F. Ambargasta	Granitoides y aplitas	
					Granodiorita	F. Los Burros	Pórfido dacítico	
					Dacita	F. Ojo de Agua	Faja milonítica Granodiorita	
					Tonalita			
					Gneises			
Pz inf ó PC	Granito aplítico y leucogranito. Granodiorita y granito con aplitas. Dacitas. Esquistos filíticos, pizarras, cornubianitas, limonitas, lutitas.	PC	Basamento Cristalino Estratificado	F. La Clemira (Quartino 1967)	Quebrachos Colorados	Cornubianitas	Symbol Huasi F. El Escondido	Areniscas cuarcíticas
							F. La Clemira	Hornfels
				Pozo del Macho			Pozo del Macho	Esquistos biot, gneises tonalíticos anfibolitas y migmatitas.

2.2 HISTORIA EVOLUTIVA de la SIERRA de AMBARGASTA

La interpretación geológica de las edades y relaciones estratigráficas de los distintos componentes de la Sierra de Ambargasta permanece aún como motivo de discusión. Los diferentes autores que han estudiado y aportado datos para la zona han sugerido diversas interpretaciones, sin que hasta el momento exista un consenso general al respecto. En este caso se detallará la interpretación surgida del trabajo conjunto del grupo de investigación en que se enmarca esta Tesis.

La Sierra de Ambargasta está integrada por un complejo ígneo generado durante el ciclo Brasiliano (759-530 Ma) (Lira *et al.*, 1997), que se intruye en rocas proterozoicas del basamento metamórfico. Desde el punto de vista tectónico estas rocas se interpretan como resultado de la subducción normal y posterior colisión continente-continente entre terrenos alóctonos (tales como Pampia y Córdoba) contra el cratón del Río de La Plata (Ramos, 1988).

Estadio inicial de margen pasivo (*Proterozoico superior*). **Figura 2.3 a.**

La unidad más antigua que se presenta en la zona corresponde a la **Formación Pozo del Macho**, integrada por esquistos cuarcíticos y biotíticos de edad precámbrica superior (Castellote, 1985a). La misma correspondería al cratón del Río de La Plata cuyo margen pasivo se ubicaría al oeste, con el antepaís estable hacia el oriente. En este ambiente de margen estable se produce en la cuenca oceánica, la sedimentación de areniscas y arcillas, cuyos equivalentes actuales constituyen pizarras, lutitas, grauvacas y conglomerados metamorfizados, hornfels y areniscas cuarcíticas metamórficas estratigráficamente conocidas como **Formación Simbol Huasi**, **Formación La Clemira** y **Formación El Escondido**.

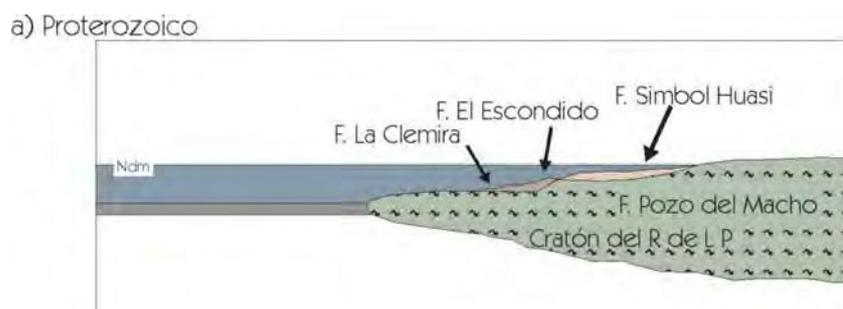


Figura 2.3 a

Generación de granitoides *proterozoicos*. **Figura 2.3 b.**

Durante el Proterozoico superior a Cámbrico medio se produce un cambio en el hasta ese momento, margen pasivo y comienza a desarrollarse un margen activo en el borde oeste del *cratón del Río de La Plata*. Como producto de esta subducción hacia el este, el terreno *Córdoba* se aproxima al cratón y en él se desarrolla un arco magmático que comienza su actividad en el Proterozoico. Los representantes actuales del mencionado arco magmático, constituyen un conjunto de granitoides caracterizados como sin- tectónicos o pre- colisionales que corresponderían a la **Tonalita Quebrachos**

Colorados, Formación Ojo de Agua y al Pórfido Dacítico Los Burros. Finalmente el terreno Córdoba colisiona con el *cratón RLP*.

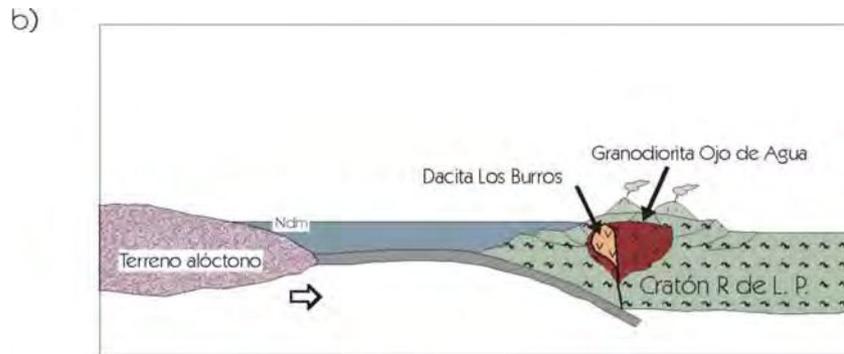


Figura 2.3 b

Hacia las etapas finales el batolito evoluciona hacia términos más diferenciados dando productos como el **Granito Ambargasta** 500 ± 15 Ma, 517 ± 15 Ma (Castellote, 1985b) y el **Granito Sarmiento** (Miró, 2001). **Figura 2.3 c.**

Las deformaciones previa y sincrónica a la colisión entre el terreno Córdoba con el cratón del Río de La Plata podrían estar representadas por la faja milonítica que se extiende en el faldeo oriental de la Sierra de Sumampa (Miró, 1999; Martino *et al.*, 1999).

Una vez producida la colisión continúan una serie de episodios magmáticos que intruyen a los granitoides anteriores y corresponden a unidades hipabisales denominadas **Formación Oncán** datada por Rapela, *et al.* (1991 a) en 494 ± 11 Ma (Rb/Sr) consideradas como post- tectónicas (Lira *et al.*, 1997). **Figura 2.3 c.**

c) Proterozoico sup. a Cámbrico

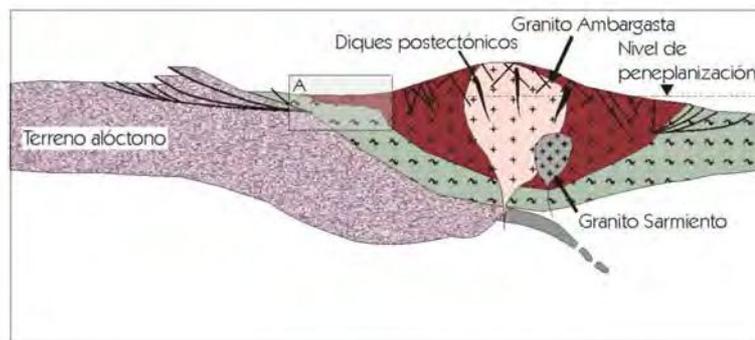


Figura 2.3 c

Durante el Carbonífero luego de un período de peneplanización, se produce una tectónica extensional que reactiva antiguos planos estructurales dando como resultado la formación de cuencas sedimentarias. Es en estas cuencas donde se produce la depositación de los sedimentos paleozoicos asociados a los sedimentos del Paganzo, denominados en esta región **Formación La Puerta** (Cb-Pm) (Lucero, 1969) y existen también algunos derrames basálticos de edad permo triásica (Koukharsky *et al.*, 2001). **Figura 2.3 d.**

d) Carbónico- Pérmico

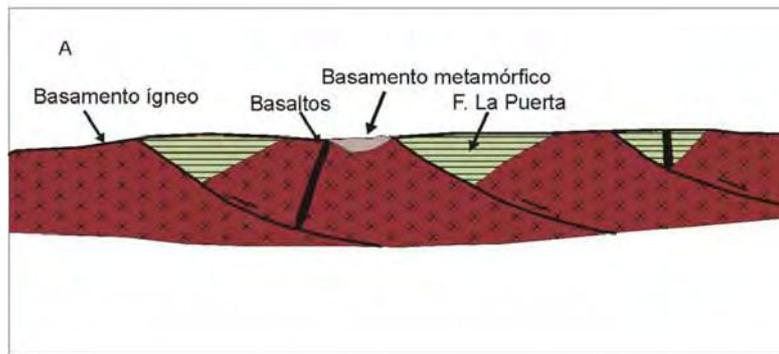


Figura 2.3 d

En el Cretácico la región se vio afectada por una tectónica extensional de gran escala producto de los movimientos de apertura del océano Atlántico. Este proceso es de gran importancia en el área de estudio ya que durante este período la Sierra de Ambargasta se vio afectada por un sistema de transcurrancia dextral derivado de la gran transcurrancia que actuó sobre todo el continente sudamericano (Tankard *et al.*, 1995; Brodtkorb *et al.*, 2000). Además existió una importante anomalía térmica en la zona cuyo pico fue alcanzado entre los 137 y 127 Ma vinculada a los derrames basálticos de la cuenca del Paraná (Turner *et al.*, 1994; Kay y Ramos, 1996). **Figura 2.3 e.**

e) Cretácico

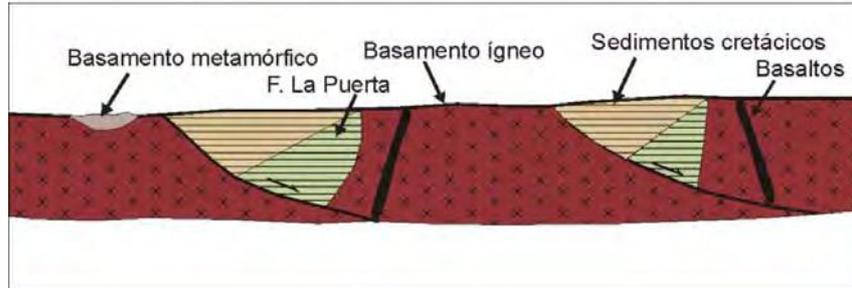


Figura 2.3 e

Finalmente la tectónica compresiva del Terciario es la responsable del levantamiento de las sierras a través de fallas inversas de alto ángulo. Es posible que estas fallas coincidan con antiguos planos de debilidad generados por la extensión cretácica al igual que lo ocurrido en la Sierra Chica de Córdoba (Kay y Ramos, 1996). **Figura 2.3 f.**

f) Terciario

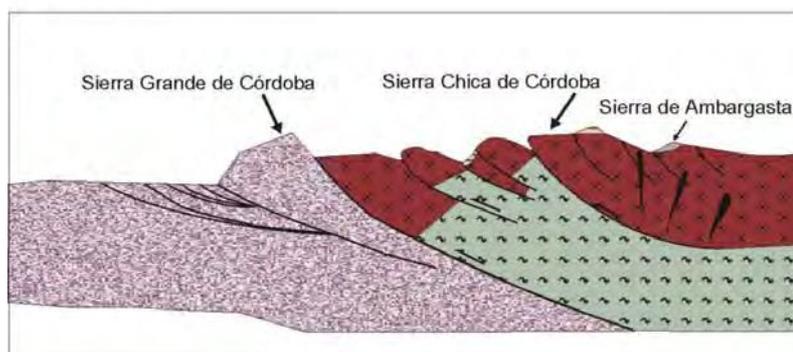


Figura 2.3 f

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA LOCAL DEL DISTRITO EL REMANSO

Y

ZONAS ALEDAÑAS



3. GEOLOGÍA LOCAL DEL DISTRITO EL REMANSO Y ZONAS ALEDAÑAS

En este capítulo se presentan las unidades que constituyen el marco geológico de las mineralizaciones de manganeso que son objeto de este estudio y sus principales características petrográficas y geoquímicas (**Figura 3.1**). Así mismo se analizan las principales estructuras y los lineamientos predominantes que afectan al basamento en el área de estudio.

Inicialmente se trabajó en el reconocimiento de las unidades en el campo, tomando como base las descripciones realizadas por los autores que trabajaron precedentemente en la región. Las muestras obtenidas fueron estudiadas mediante láminas delgadas y análisis químicos. Sobre la base de estas observaciones se realizó la clasificación petrográfica y se determinó el grado de alteración ya sea meteórica o hidrotermal, con particular atención en aquellas muestras vinculadas espacialmente a las vetas mineralizadas. En la **Figura 3.2** se presenta un mapa con la ubicación del muestreo realizado.

Unas catorce (14) muestras fueron seleccionadas para realizar análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y en algunas de ellas tierras raras. Los mismos fueron realizados en los laboratorios de *Intertek Testing Services - Bondar Clegg*, (Vancouver, Canadá) y en *Activation Laboratories Ltd.* (Ontario, Canadá). Las metodologías empleadas por los laboratorios fueron Espectrometría de Emisión de Plasma (ICP- fusión), Fluorescencia de Rayos X y Activación Neutrónica. Los datos obtenidos fueron procesados con el programa Minpet 2 (Richard, 1996), para la realización de gráficos de clasificación.

Dentro de los objetivos propuestos para el desarrollo de esta Tesis, se planteó la posibilidad de completar el cuadro de edades existentes para la sierra de Ambargasta. Siguiendo este propósito se realizaron dos dataciones K/Ar en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, una de ellas referida a la metasedimentita Formación La Clemira y la otra correspondiente a la unidad denominada Pórfido Riodacítico Oncán.

3.1 ESTRATIGRAFÍA. CARACTERIZACIÓN GENERAL

La Sierra de Ambargasta está integrada por un basamento ígneo metamórfico, parcialmente cubierto por sedimentos del Paleozoico superior y Cretácico, junto con depósitos del Terciario y Cuaternario (**Figura 2.2**).

El área de estudio presenta pocas variedades litológicas, lo cual otorga al paisaje un aspecto homogéneo y monótono. Los afloramientos resultan escasos, de difícil acceso debido a la densa vegetación que los cubre impidiendo observar con claridad las relaciones de campo entre las diferentes unidades y/o variaciones litológicas dentro de una misma unidad.

La **Formación La Clemira** es la única unidad representativa del basamento metamórfico. Estratigráficamente es el constituyente más antiguo de la zona de estudio y corresponde al Proterozoico superior. Ha sido caracterizada como un hornfels producido por el metamorfismo de contacto impreso por el intrusivo granítico y se la encuentra como pequeños afloramientos en la quebrada El Remanso.

La unidad que predomina en la región y que ocupa la mayor parte de la superficie es la **Formación Ambargasta**. Esta roca es un granito que se caracteriza por presentar diferenciaciones filonianas aplíticas y otras de aspecto pegmatoide de composición cuarzo feldespática que resultan típicas de dicha unidad y que se repiten en toda la sierra. Sin embargo su composición química resulta muy rica en sílice lo cual le confiere características petrológicas distintivas con respecto a las que presenta la misma unidad en sectores más australes de la sierra, tal como se verá más adelante. El granito se encuentra intruido por la unidad subvolcánica **Formación Oncán**, representada en esta porción de la sierra por un enjambre de diques con orientación predominante noreste – sudoeste y otro conjunto con menor representación y orientación perpendicular a la anterior. Hacia el noroeste del área de estudio, afloran rocas de composición tonalítica correspondientes a la **Formación Quebrachos Colorados**, la cual se manifiesta como un afloramiento de forma subcircular, cuya posición estratigráfica podría hallarse entre los granitoides sintectónicos originados en estas sierras, es decir previos a la **Formación Ambargasta**. Hacia el norte se hallan los sedimentos de edad permo-triásica de la **Formación La Puerta** los cuales son correlacionables con los sedimentos del Paganzo. Finalmente los depósitos modernos del Terciario y Cuaternario rellenan las quebradas interserranas que se caracterizan por presentar pendientes suaves.

Formación La Clemira



Figura 3.3. Fotografía de la cantera San José vista desde el norte.

Esta unidad representa el único integrante del basamento metamórfico que aflora en la región. Se encuentra expuesta artificialmente en la cantera San José (**Figura 3.3**), donde antiguamente era explotada como material para la construcción de caminos. Estos trabajos de explotación dejaron al descubierto un volumen importante de roca que

abarca una superficie semicircular de unos 50 m de radio y un espesor aparente de aproximadamente 20 metros. Allí pueden apreciarse claramente sus rasgos morfológicos y el contacto con las unidades **Ambargasta** y **Oncán**.

Sus afloramientos se extienden a lo largo de la quebrada El Remanso, como pequeños asomos alineados en sentido noroeste-sudeste cuya observación y acceso se tornan dificultosos, debido a la densa vegetación que los cubre. También fueron descritos por *Castellote (1982)* al norte del plutón tonalítico de la formación **Quebrachos Colorados** (**Figura 3.1**).

Se trata de una roca sedimentaria metamorfizada por el efecto térmico del intrusivo granítico, cuya composición corresponde a un hornfels biotítico - cordierítico.

Fue estudiada inicialmente por *Castellote (1982)* quien realizó una datación K-Ar que permitió asignar al evento metamórfico una edad cámbrica media (517 ± 15 Ma). En ese estudio se estima que, si bien actualmente los afloramientos resultan de escasas dimensiones, las rocas pelíticas preexistentes ocuparon extensas áreas que han quedado reducidas a colgajos en el techo del intrusivo, los que, datados dentro del proyecto que enmarca a esta Tesis, según se verá, resultaron algo más antiguos.

A partir de las observaciones de campo realizadas, se ha podido advertir que se trata de una roca compacta, de color gris oscuro a negro, grano muy fino y fractura concoidea. Se han observado abundantes pátinas de colores pardos y rojizos originadas por alteración

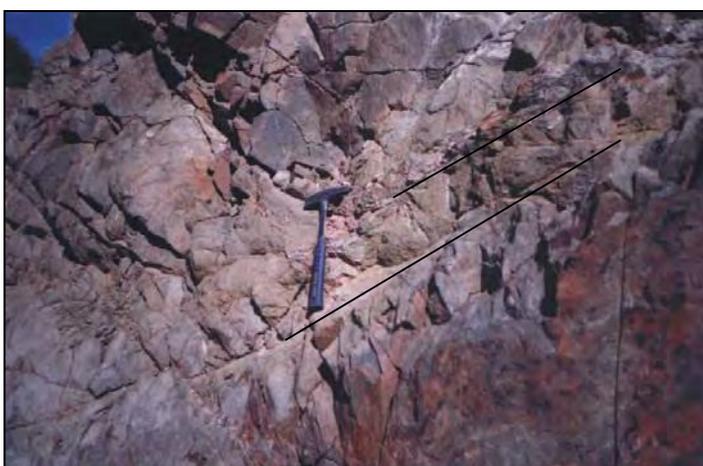


Figura 3.4. Detalle en el frente de la cantera San José, donde se observa el intenso diaclasamiento y se insinúan los planos de estratificación.

meteórica. Si bien el diaclasamiento que presenta actualmente enmascara la estructura en capas original de la roca, en algunos sectores se observa cierta estratificación en bancos de arenisca fina y pelita (**Figura 3.4**). También es muy común la presencia de venillas de cuarzo de algunos milímetros hasta 2 cm de espesor.

Esta roca corneana se presenta al microscopio como un agregado granoblástico de abundantes cristales cuarzo con bordes redondeados y tamaños máximos del orden de 0,5 mm, biotita y muscovita en cristales tabulares de pequeño tamaño y algunos óxidos de hierro. Como minerales característicos del metamorfismo de contacto se observan numerosos cristales de cordierita y en menor medida de andalucita. La cordierita es poiquilítica con abundantes inclusiones de pequeño tamaño, los poiquiloblastos son redondeados a elongados y en algunos casos se observan bordes con alteración a pinita

(Figura 3.5). Como minerales accesorios se han encontrado apatita acicular, cristales redondeados de circón y algunos minerales opacos.

La textura observada es porfiroblástica en tabique, en la que aproximadamente un 15% de cristales tabulares de biotita rodean porfiroblastos de cuarzo y cordierita. También se observan en el cuarzo algunas uniones triples.

Existen algunas publicaciones recientes sobre esta unidad, como el trabajo de Guerreschi y Martino (2002) en el que se describen tres tipos texturales diferentes del hornfels **La Clemira**. Estas variedades son, esencialmente: pelítico moteado, psamítico y metagrauváquico biotítico. Cada uno de ellos respondería a un protolito diferente en los que la

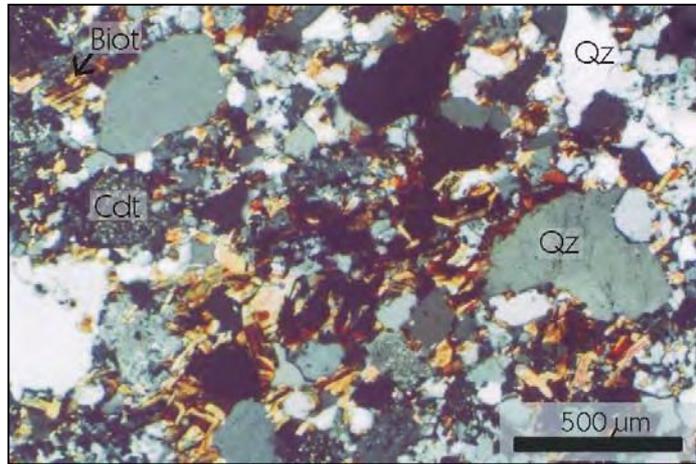


Figura 3.5, Fotografía donde se observan cristales de cuarzo, cordierita y biotita. Textura en tabique. NX.

diferencia fundamental radica en el tamaño de grano, desde pelítico, pobre en sílice y rico en aluminio, magnesio y hierro en el primer caso, hasta grauváquico en los otros dos, con algunos clastos líticos en el caso de la metagrauavaca biotítica. Estas características indican que la fuente del material sedimentario fue un complejo ígneo metamórfico deformado y de composición granítica a tonalítica (Guerreschi y Martino, 2002).

Cabe mencionar que dentro de la misma unidad es frecuente la presencia de cuerpos lenticulares de composición metasubgrauváquica, caracterizada por tamaños de grano generalmente fino, aunque no faltan algunas variaciones de tamaño grueso donde el



Figura 3.6, Detalle de afloramiento de la Formación La Clemira, donde se observa una diferenciación de cuarzo.

cuarzo es el componente principal. Las dimensiones que alcanzan estos cuerpos son del orden de las decenas de metros de longitud por no más de 5 metros de ancho. De todos modos la determinación precisa de sus límites queda sujeta a la tupida vegetación que cubre la zona. También son comunes los desarrollos de cuarzo lechoso ricos en muscovita que se presentan en forma de venas con espesores del orden de algunas decenas de centímetros (Figura 3.6).

Los cuerpos subgrauvácicos observados al microscopio, presentan cuarzo con extinción ondulante, plagioclasas con algunos crecimientos mirmequíticos, muy argilizadas, feldespatos potásicos fuertemente alterados a arcillas y sericita y cristales de granate en algunos casos en forma de atolón englobando granos de cuarzo. Esta descripción coincide con la facies metamórfica de bajo grado definida por *Miró (2001)* como **Formación Simbol Huasi**, dentro de la cual ha sido incluido el conjunto de cornubianitas de la **Formación La Clemira**. La presencia de la **Formación Simbol Huasi** si bien no ha sido mencionada hasta el momento en la zona, sin embargo, es probable que ambas unidades se encuentren interdigitadas.

La asociación paragenética encontrada en el hornfels integrada por minerales tales como biotita, muscovita, andalucita y cordierita, en presencia de cuarzo, indica condiciones de temperatura que oscilan entre 550 y 650° C y presiones inferiores a los 3 Kb, ya que por encima de este valor de presión es de esperar la presencia de estauroлита (Bucher y Frey, 1994).

El tipo de metamorfismo que afectó a la **Formación La Clemira**, está relacionado con las intrusiones graníticas ocurridas en la Sierra de Ambargasta. De acuerdo con las observaciones realizadas se considera que durante la etapa de enfriamiento del granito **Ambargasta**, se produjo un metamorfismo térmico de contacto sobre los sedimentos depositados en la cuenca oceánica proterozoica dentro de la cual las pelitas de La Clemira representarían la fase distal, y que actuaron como caja del intrusivo. Como parte del proyecto de investigación que enmarca este Tesis se consideró oportuno realizar una datación K/Ar calculada sobre biotita proveniente del hornfels, la cual permitiría acotar la edad del granito. El valor obtenido en el área de estudio de 567 ± 16 Ma (Koukharsky *et al.*, 1999), si bien es más antiguo que el obtenido por Castellote (1982), concuerda con las edades presentadas para los granitos de la zona que van desde los 597 ± 15 Ma hasta los 461 ± 20 Ma por González *et al.* (1985).

Resultados analíticos K/Ar roca total

K %	⁴⁰ Ar atm nl/gr	Ar atm %	Edad Ma	Error (2σ)
3.909	101.23	9	567	16

Formación Quebrachos Colorados

En el sector noroeste de la zona de estudio, en las inmediaciones de la estancia El Rincón de Bárcena (**Figura 3.1**) se encuentra un cuerpo semicircular de composición tonalítica que fue descrito por primera vez por Quartino (1967) y posteriormente datado por Castellote (1985b) cuya determinación arrojó un valor de 618 ± 20 Ma (K/Ar). La roca de aspecto fresco, es de color gris oscuro con textura granuda a levemente porfírica.

Mineralógicamente está compuesta por hornblenda, biotita, plagioclasa (andesina) y cuarzo. La textura es equigranular panalotriomorfa. En algunas muestras se destacan granos mayores de plagioclasa con zonalidad normal (**Figura 3.7**).

El análisis químico realizado en una única muestra de esta litología muestra una clara diferencia entre esta roca y el granito Ambargasta. Composicionalmente es una roca subalcalina metaluminosa con un alto contenido en los elementos Fe, Mg y Ca y bajo contenido en potasio (Tabla 3.1; Figura 3.8).

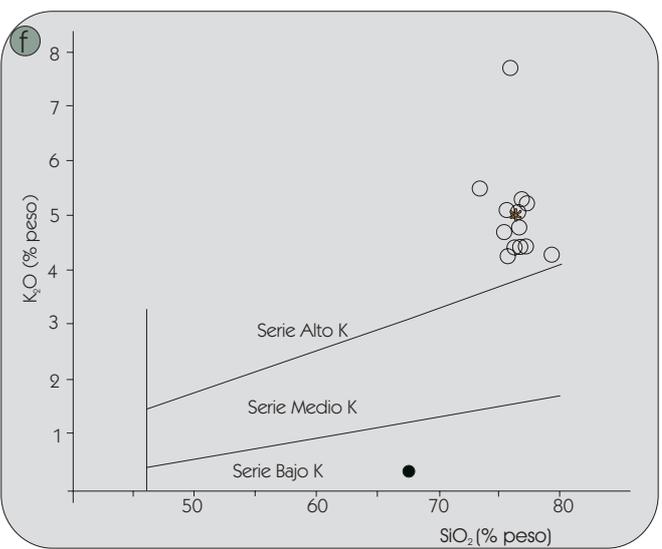
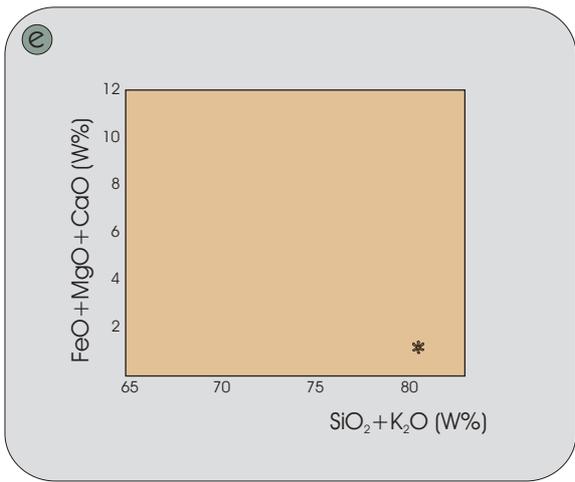
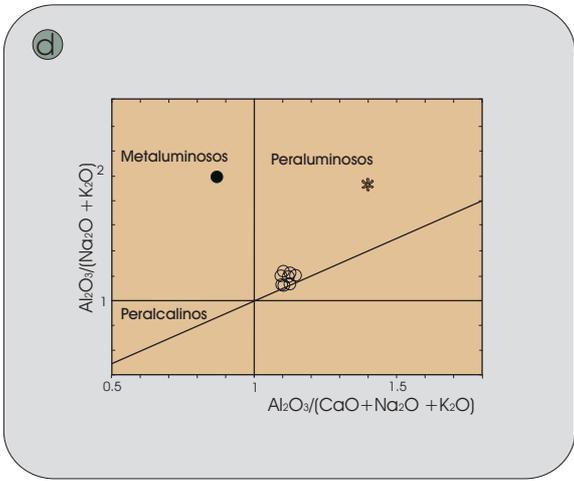
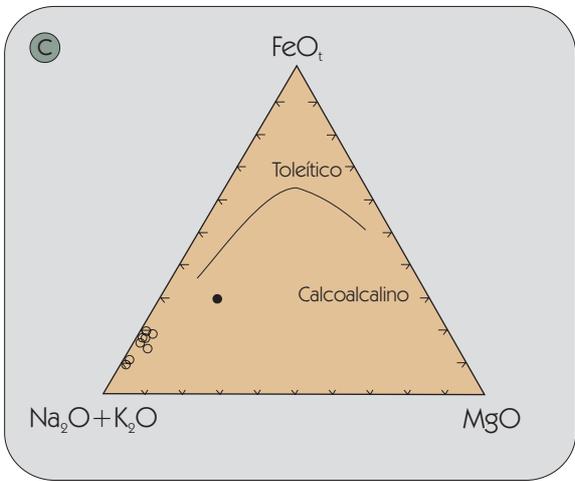
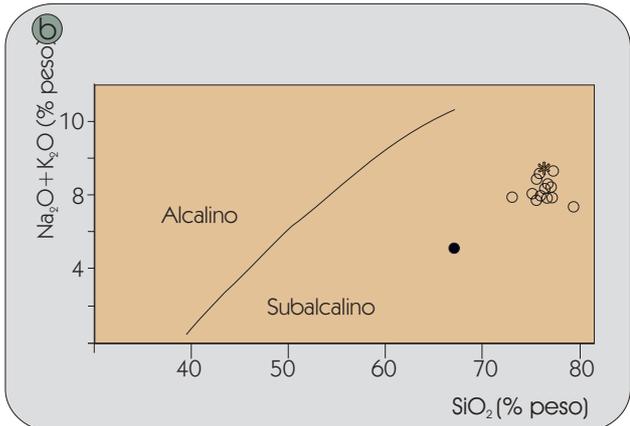
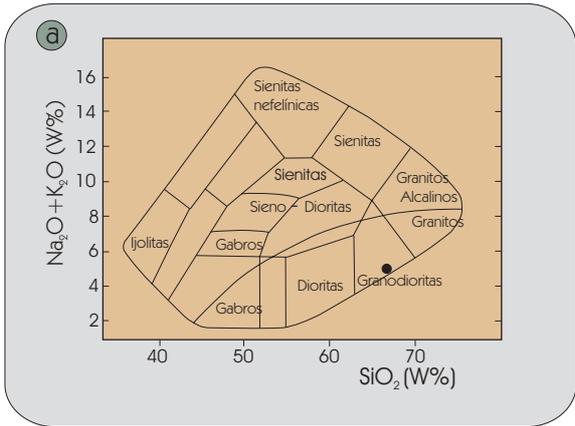


Figura 3.7. Tonalita Quebrachos Colorados. Se observan cristales de hornblenda, cuarzo y plagioclasas con leve alteración argílica. N//.

Tabla 3.1 Resultados de análisis químicos de rocas del basamento cristalino. (Intertek Testing Services).

Muestra	Unidad	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
Gr 372	Ambargasta	79.04	0.15	10.42	1.92	0.1	0.09	0.09	2.89	4.35	0.04	0.26
Gr 373	Ambargasta	75.18	0.15	12.48	2.05	0.06	0.16	0.74	3.16	4.78	0.04	0.18
Gr 807	Ambargasta	76.48	0.06	12.39	1.2	0.03	0.08	0.26	3.07	5.35	0.02	0.36
Gr 812	Ambargasta	75.51	0.19	12.08	1.9	0.06	0.33	0.62	3.27	4.34	0.04	0.36
Gr 817	Ambargasta	75.87	0.09	12.55	1.77	0.09	0.1	0.64	3.41	4.37	0.03	0.36
Gr 823	Ambargasta	75.71	0.2	11.5	1.86	0.34	0.16	0.03	1.05	7.9	0.04	0.35
Gr 846	Ambargasta	76.52	0.17	12.55	1.77	0.09	0.13	0.36	3.2	4.75	0.04	0.4
Gr 854	Ambargasta	76.73	0.11	12.35	1.7	0.03	0.14	0.42	3.22	4.55	0.02	0.31
Gr 857	Ambargasta	76.73	0.04	12.25	1.52	0.03	0.02	0.31	3.62	4.56	0.01	0.31
Ton 867	Q. Colorados	67.58	0.64	15.9	2.49	0.08	1.24	5.83	4.59	0.38	0.15	0.4
Gr 869	Ambargasta	76.18	0.14	12.56	1.75	0.04	0.13	0.77	3.22	4.45	0.03	0.26
Riol 63	Oncán	76.27	0.12	12.8	0.96	0.1	0.07	0.47	3.56	5.06	<0.03	0.02
Gr 64	Ambargasta	73.16	0.18	13.06	1.51	0.08	0.11	0.48	3.45	5.59	0.03	0.04
Gr 46	Ambargasta	76.49	0.091	12.81	0.85	0.047	0.07	0.7	3.7	4.55	0.02	0.85
Gr 59	Ambargasta	75.57	0.18	12.08	1.53	0.13	0.24	0.65	2.84	5.17	0.03	0.05
Gr 2	Ambargasta	76.95	0.07	12.45	1.12	0.02	0.07	0.31	3.01	5.31	<0.03	0.02

Muestra	Unidad	Cr ₂ O ₃	Ba	Sr	Y	Nb	Zr
Gr 372	Ambargasta	-0.01	736	38	32	23	115
Gr 373	Ambargasta	0.06	365	81	29	26	104
Gr 807	Ambargasta	-0.01	250	29	35	23	75
Gr 812	Ambargasta	0.05	270	73	41	38	82
Gr 817	Ambargasta	-0.01	287	38	41	22	120
Gr 823	Ambargasta	0.04	1615	53	24	20	133
Gr 846	Ambargasta	-0.01	640	61	31	31	128
Gr 854	Ambargasta	0.06	160	27	31	30	92
Gr 857	Ambargasta	-0.01	95	14	72	36	96
Ton 867	Q. Colorados	0.04	228	262	45	17	343
Gr 869	Ambargasta	-0.01	315	61	27	23	105
Riol 63	Oncán	0.02	449	40	34	19	57
Gr 64	Ambargasta	0.04	593	66	28	21	115
Gr 59	Ambargasta	0.05	705	80	25	14	109



● Tonalita ○ Granitos * Riolita

Figura 3.8. Gráficos de clasificación petrográfica: -a: modificado de Cox, Bell y Pankhurst (1979); -b: Diagrama de álcalis vs. sílice línea divisoria según Irvine y Baragar (1971); -c: Diagrama AFM; -d: Índice de peraluminosidad de Shand (1927); -e: Relación FeO+MgO+CaO vs. SiO₂ + K₂O; -f: Relación entre el contenido de SiO₂ y K₂O.

Formación Ambargasta

El granito de la **Formación Ambargasta** constituye la litología predominante en el área de trabajo y es, en todos los casos, la caja de las vetas de manganeso.

Se trata de un granito de grano grueso, con algunas variaciones de grano mediano y fino; los afloramientos forman lomas peladas de color rosado que caracterizan al ambiente de Ambargasta (**Figura 3.9**).

Uno de los rasgos más comunes de este cuerpo rocoso en esta zona es la presencia de abundantes diferenciaciones aplíticas de composición granítica y otras de tipo pegmatoides simples, integradas exclusivamente por cristales de cuarzo y feldespato potásico, sin minerales accesorios, característica que es compartida con los granitoides de la sierra Norte (*Lucero, 1969*).

Otro rasgo particular del granito Ambargasta es la presencia de fases miarolíticas de pocos centímetros de diámetro, forma circular y parcialmente rellenas por cristales de cuarzo, indicadores claros de un emplazamiento superficial.



Figura 3.9. Vista panorámica de lomas de granito hacia el oeste de "La Clemira".

Mineralógicamente la composición del **Granito Ambargasta** es muy simple, está formado

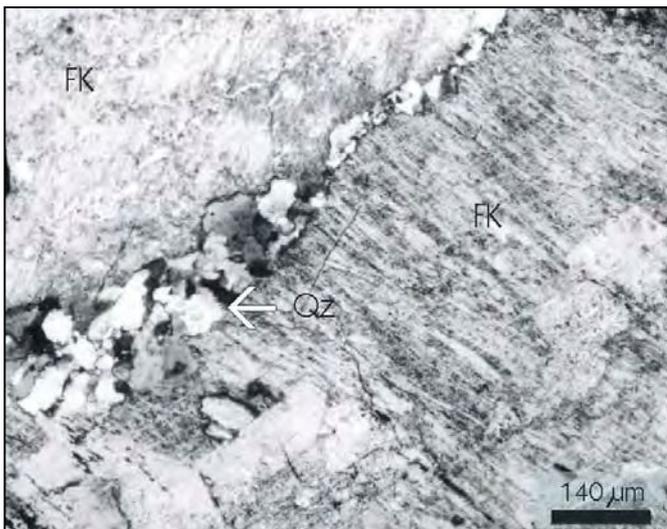


Figura 3.10. Fotografía que muestra agregados microcristalinos de Qz y Feldespato potásico que actúan como cemento de cristales mayores de Feldespatos. NX.

fundamentalmente por cuarzo, feldespato alcalino ortosa que suele estar fuertemente argilizado, plagioclasa de composición albita-oligoclasa en baja proporción y aproximadamente un 3 % de biotita. Como minerales accesorios se encuentran apatita, circón, titanita y óxidos de hierro. La textura observada predominantemente es granuda de grano grueso con cristales de cuarzo del orden del centímetro de diámetro. Las micropertitas en el feldespato potásico también son un rasgo muy común.

En algunas muestras de granito tomadas en las inmediaciones de Sunchales, se encontraron signos que evidencian un grado incipiente de molienda o protoclasis. Así lo demuestran las texturas reconocidas “en tabique” (Bard, 1985), en las que agregados de microcristales, en este caso de cuarzo, cementan porfirocristales que, como se observa, son de feldespato potásico (Figura 3.10).

Las alteraciones encontradas en el granito se pueden dividir en dos tipos, las de origen meteórico y las de acción hidrotermal. Corresponden al primer tipo, la alteración argílica caolinítica hallada en los feldespatos. Por su parte, en las inmediaciones de las vetas de manganeso se ha encontrado silicificación, tanto en venillas como diseminada y cristales de adularia, relacionada directamente con los procesos de mineralización (Figura 3.11). Este tipo de alteración, se hace más significativa en los primeros diez a veinte metros de distancia desde el contacto con las vetas y disminuye paulatinamente hasta perderse más allá de los cincuenta metros.

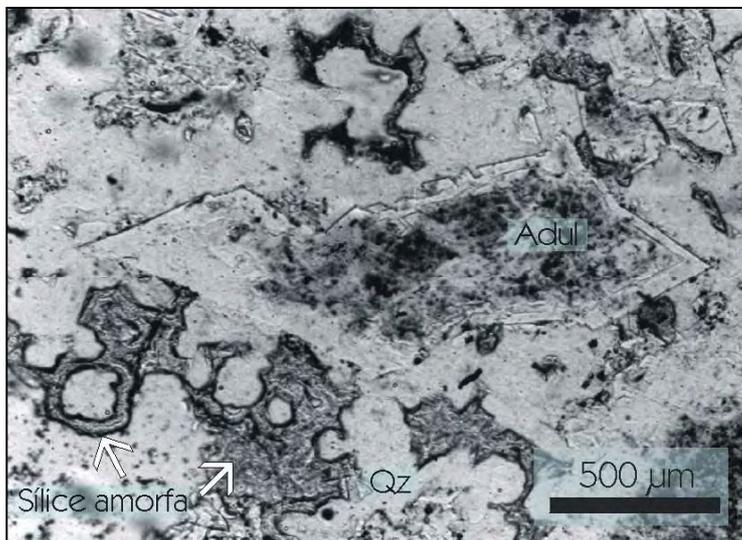


Figura 3.11. Grandes cristales de adularia y sílice amorfa, originados por alteración hidrotermal sobre el granito Ambargasta. Los feldespatos están argilizados por acción meteórica. N//.

Los análisis químicos muestran que el granito **Ambargasta** en esta zona presenta un elevado contenido en sílice, por encima del 73% en todas las muestras analizadas (Tabla 3.1). Esta característica hace que en la mayoría de los diagramas convencionales utilizados para la clasificación de rocas y series de rocas ígneas, los valores correspondientes a las muestras analizadas quedan representadas fuera de los campos graficados. Tal es el caso del diagrama de clasificación de rocas ígneas basado en el contenido de álcalis y sílice (Figura 3.8 a) en el cual solo es posible graficar la composición química correspondiente a la tonalita **Quebrachos Colorados**. Tal como se observa en la Figura 3.8 b, si se extiende el eje de las abscisas es posible definir que los granitos analizados pertenecen al campo de rocas clasificadas como subalcalinas, según la línea divisoria de Irvine y Baragar (1971). Utilizando los diagramas AFM y el de saturación de alúmina (Índice de peraluminosidad de Shand, 1927) Figuras 3.8 c y d, puede observarse que se trata de una serie de rocas con tendencia calcoalcalina, levemente peraluminosa y con alto contenido en potasio (Figura 3.8 f).

Por otra parte el contenido en tierras raras de estos granitoides, normalizado a condrito, muestra un enriquecimiento leve en las tierras raras pesadas y una fuerte anomalía negativa en Eu, vinculada al normal fraccionamiento de las plagioclasas durante la cristalización (Tabla 3.2; Figura 3.12).

TR ppm	M64	M59	Man 2
La	32	27	17
Ce	63	69	48
Nd	23	17	23
Sm	4	31	4.7
Eu	<0.5	<0.5	<0.5
Tb	<1	<1	nd
Yb	3	3	3
Lu	0.5	0.4	0.5

Tabla 3.2

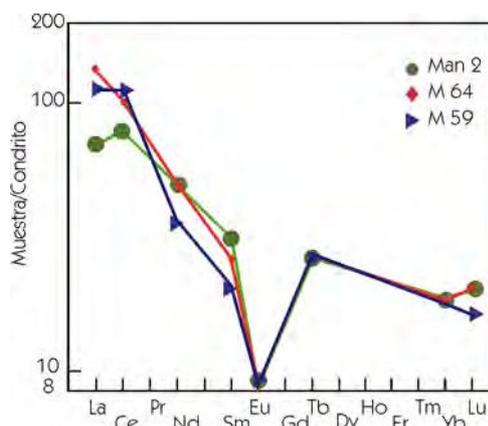


Figura 3.12. Gráfico de distribución de Tierras raras normalizadas a condrito.

Diferenciaciones aplíticas

Estas diferenciaciones se presentan en forma de filones subverticales y cuerpos tabulares subhorizontales. El espesor de los filones varía entre 5 y 20 cm, y sus orientaciones predominantes son N 30° E y N 130° a N 140° E (Figura 3.13). Los cuerpos subhorizontales no son tan frecuentes, o bien permanecen cubiertos por derrubio y vegetación. Cuando fue posible observarlos, si bien la determinación de sus contactos resultó dificultosa debido a la densa cobertura vegetal, se determinaron sus límites y se observaron contactos netos con el granito. Algunos de ellos, fueron reconocidos en la



Figura 3.13. Detalle de filones aplíticos en el granito de Ambarqasta.

zona ubicada al norte de La Chilquita ($29^{\circ}17'57''$ Lat S; $63^{\circ}59'42''$ Long O), al sudoeste de Ambargasta ($29^{\circ}16'50''$ lat S; $63^{\circ}58'07''$ long O) y en la zona comprendida entre el Simbolar y La Esperanza. Petrológicamente han sido interpretadas como diferenciaciones tardías del mismo cuerpo ígneo (Quartino y Quartino, 1996).

Al microscopio se observan abundantes texturas micrográficas y mineralogía similar a la del **Granito Ambargasta**. Predominan el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa albita. La biotita se presenta en una proporción inferior al 3 por ciento.

Diferenciaciones Cuarzo-Feldespáticas

Las diferenciaciones pegmatoides halladas en el **Granito Ambargasta**, aparecen como pequeños cuerpos aislados, cuya morfología en planta tiende a ser circular en contacto transicional con el granito. Son pegmatitas sin minerales accesorios cuya composición se reduce a la presencia de cuarzo y feldespato potásico. Uno de los mejores ejemplos hallados en la zona de estudio, se encuentra ubicado al sudoeste de El Simbolar



Figura 3.14. Diferenciación cuarzo feldespática simple, formada por cristales de cuarzo y feldespato potásico.

($29^{\circ}19'45''$ Lat S; $63^{\circ}57'33''$ Long O). La misma constituye un afloramiento circular de unos 4 metros de diámetro. Existe una gradación en el tamaño de los cristales desde el centro hacia el borde, es decir los cristales de mayor desarrollo se hallan dispuestos en la parte central y hacia los bordes se ubican los de menor tamaño. Los individuos de cuarzo, presentan buen desarrollo de sus caras prismáticas y llegan a medir hasta 40 centímetros de diámetro (**Figura 3.14**).

Otra característica que cabe mencionar es el hallazgo de “reventones” cuarzo feldespáticos y cristales de amatista, que se presentan en estructuras brechosas cementadas por variedades opalinas de sílice, óxidos de manganeso y limonitas. Si bien la cobertura vegetal dificulta la observación, algunos trabajos rudimentarios de “destape”, realizados por lugareños con fines mineros de pequeña escala, permitieron observar superficies de aproximadamente un metro cuadrado.

También son característicos los filones de cuarzo tipo “vuggy” (**Figura 3.15**) y otras estructuras lineales en las que el granito presenta evidentes rasgos de cataclasis, cuyas

orientaciones son N 334°, 310° y 205°, predominantemente. Presentan una coloración rojiza característica, originada por tinción con óxidos de hierro generados a partir de la desaparición de la biotita.



Fig. 3.15. Filón de cuarzo tipo “vuggy” ubicado en las inmediaciones del puesto El Remanso.

Basándose en las características petrográficas y geoquímicas que presenta el granito en la zona de estudio, es posible clasificarlo como un monzogranito miarolítico relacionado con los que fueron reconocidos por Lira *et al.* (1997) en la provincia de Córdoba y a su vez, perteneciente al grupo de granitoides subcalinos altamente evolucionados del batolito de la Sierra de Ambargasta. Las características geoquímicas y petrográficas encontradas que manifiestan esta analogía son el alto contenido en sílice evidenciado no sólo por la mineralogía del granito, sino también por los análisis químicos. Por otra parte la presencia de pequeñas cavidades miarolíticas, que fueron observadas en numerosas oportunidades y las texturas producidas por cataclasis, visibles tanto en escala de campo como al microscopio, también apoyan esta similitud. Otros rasgos también característicos de este monzogranito miarolítico que se observaron en corte delgado son: deformación de cristales, fuerte alteración sericítica de los feldespatos, desaparición de micas y precipitación de importantes cantidades de óxidos de hierro relacionados a la destrucción de las mismas. Si bien por las características mencionadas es posible reconocer que el granito aflorante en la zona de estudio constituye un cuerpo diferenciado dentro del batolito de la sierra de Ambargasta, cabe mencionar que la determinación de los límites de dicho stock no ha sido realizada dado que su extensión excede el área de estudio.

Formación Oncán

Esta unidad aflora en la Sierra de Ambargasta, en forma de numerosas intrusiones subvolcánicas de composición riolítica, riodacítica y dacítica que constituyen diques y domos subvolcánicos. En la zona comprendida por este estudio se presentan los afloramientos más septentrionales de la unidad.

Esta litología ha recibido diferentes denominaciones de acuerdo a los autores que la han descrito en los numerosos afloramientos que se encuentran dispersos en toda la sierra

de Ambargasta. El primero en describir los afloramientos de esta unidad fue Lucero (1948) en las inmediaciones de la localidad Oncán (Santiago del Estero). Posteriormente Gordillo (1953), las describió al NO de El Pértigo en la provincia de Córdoba. Los primeros datos geoquímicos publicados de estas rocas corresponden a Bonalumi (1988), quien las agrupó bajo la denominación “hipabisales graníticos de Oncán”; mientras que Rapela *et al.* (1991 a) en su estudio geocronológico se refieren al “pórfido granítico de Oncán”. En Lira *et al.* (1997), se dan algunos datos químicos de estas rocas para la zona de Rumi Puca. Finalmente Miró (2001) las denomina Pórfido Riodacítico Oncán.

Las observaciones realizadas en este estudio revelaron que se trata de rocas porfíricas de composición granítica, que forman importantes diques fácilmente reconocibles tanto en el terreno (Figura 3.16), como en las fotografías aéreas e imagen satelital. Entre las poblaciones El Remanso y Puesto Rosario es donde se encuentran los cuerpos más

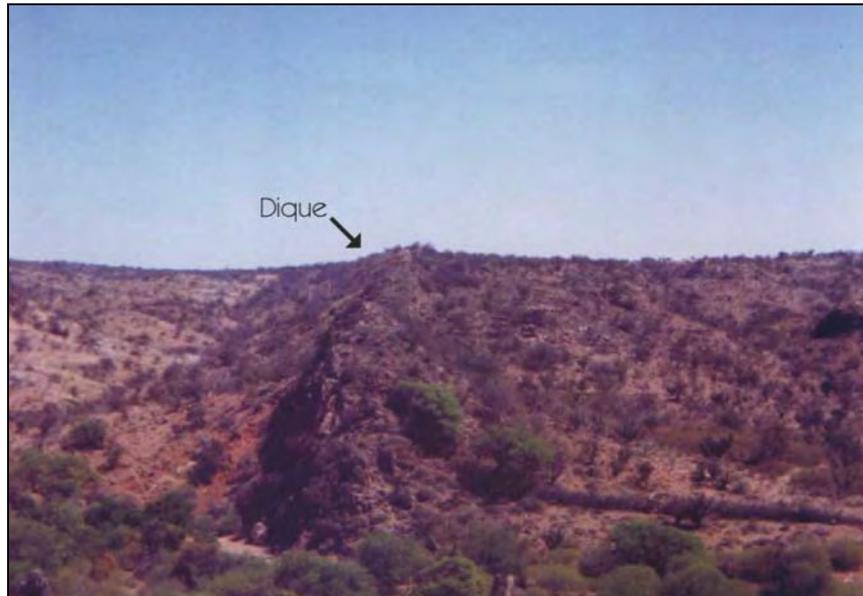


Figura 3.16. Vista hacia el sudoeste de uno de los principales diques observables en la región.

destacados. Estos diques poseen dos orientaciones prácticamente ortogonales, una predominante que es noreste-sudoeste y otra de menor expresión que es noroeste-sudeste.

Los cuerpos se agrupan en forma subparalela con longitudes que pueden superar los 5 kilómetros y espesores que varían entre seis y treinta metros (Figuras 3.17 y 3.18). La disposición en el terreno no es continua, sino que forman segmentos de longitudes variables entre 200 y 1000 metros, organizados en algunos casos en “*echelon*” y en otros en forma irregular. En el sector central del área descrita se agrupa un conjunto de tres diques con distribución radial cuyo ángulo de divergencia es aproximadamente 30° desde un punto focal ubicado en las inmediaciones de la naciente del arroyo Aguadita (Figura 3.1).

Estos diques presentan una morfología tabular bien definida sin engrosamientos parciales como evidencia de un relleno “pasivo” a través de las estructuras que los alojan (Lambías, 2001). La morfología de los afloramientos en forma de diques puede responder a intrusiones en la roca de caja a través de fracturas coincidentes con la orientación de esfuerzos principales máximos, existentes al momento de la inyección magmática, o bien a planos de debilidad preexistentes en el **Granito Ambargasta** donde se hallan emplazados.

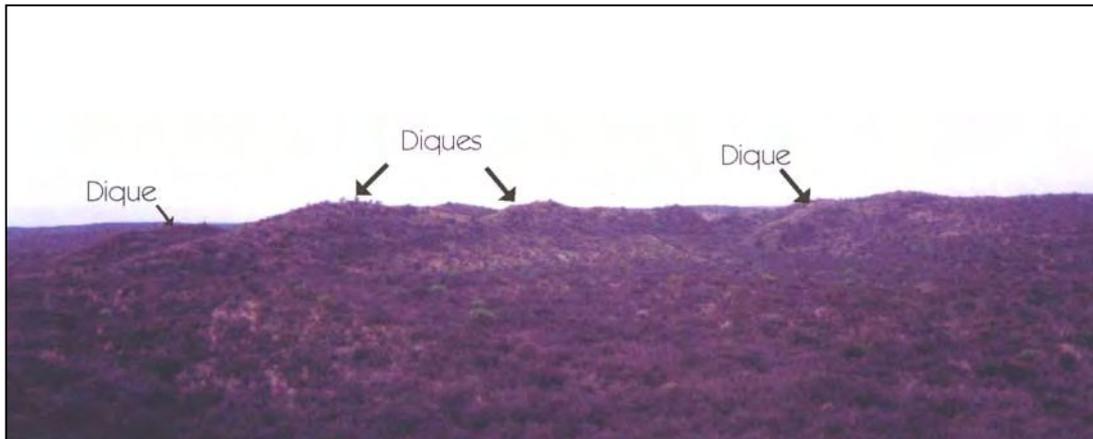


Figura 3.17. Vista panorámica tomada hacia el sudeste, donde se observan en distintos planos, cuatro cuerpos de la Formación Oncán cuya orientación es noreste – sudoeste.

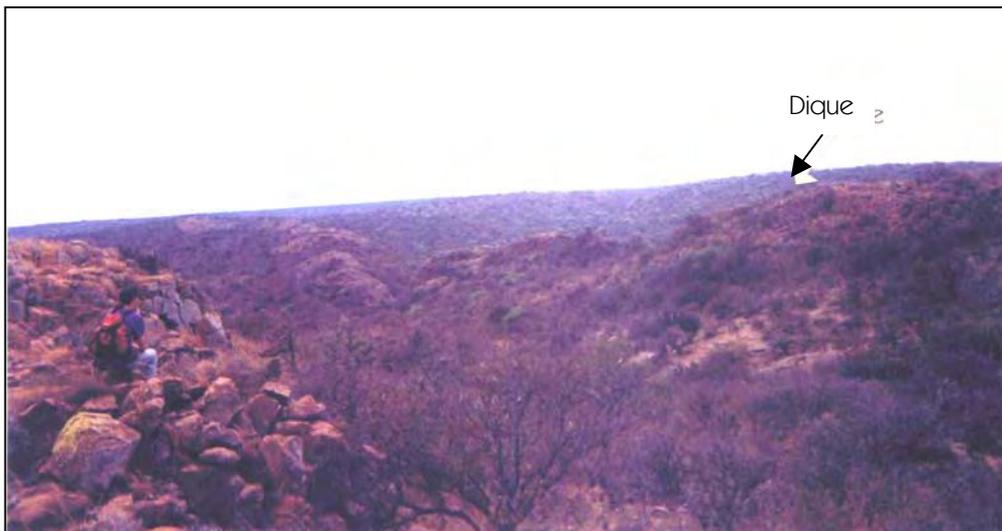


Figura 3.18. Fotografía tomada desde un dique de la Formación Oncán hacia el noreste, donde se aprecia otro cuerpo de las mismas características y disposición subparalela al anterior.

La roca en muestra de mano es compacta, se encuentra bastante diaclasada y en contacto intrusivo con la **Formación Ambargasta** y la **Formación La Clemira**. En algunos sectores se han observado venillas rellenas con óxidos de manganeso y ópalo. Presenta una textura porfírica con pasta afanítica, compuesta por fenocristales de cuarzo de hasta 5 mm de diámetro y en menor proporción feldespatos de hábito tabular con tamaños entre 2 y 3 mm de longitud, mostrando una relación fenocristales / pasta variable entre un 15 y 20 por ciento. El color suele variar en los distintos afloramientos de rosado a violáceo y, en algunos casos, gris.

Microscópicamente se observan fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. El cuarzo es límpido, generalmente con desarrollo subhedral de sus caras, en coexistencia con formas euhedrales y con cristales que muestran engolfamientos de pasta (Figura 3.19). El feldespato alcalino (ortosa) es micropertítico y generalmente presenta alteración argílica y clorítica.

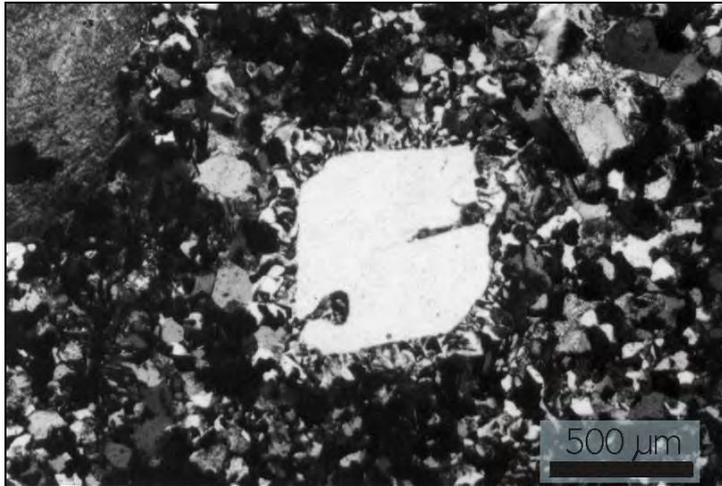


Figura 3.19. Cuarzo con golfos de corrosión y textura granofírica. Pórfido riolítico Oncán. NX.

La pasta es microgranular, integrada por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa (albita-oligoclasa) a veces alteradas a calcita y muy escasas biotita y muscovita. El tamaño promedio de los constituyentes de la misma es de 80 micrones. Las texturas encontradas son felsofírica y granofírica, también son frecuentes los feldespatos con desarrollo de mirmequitas, e intercrecimientos micrográficos (Figura 3.20).

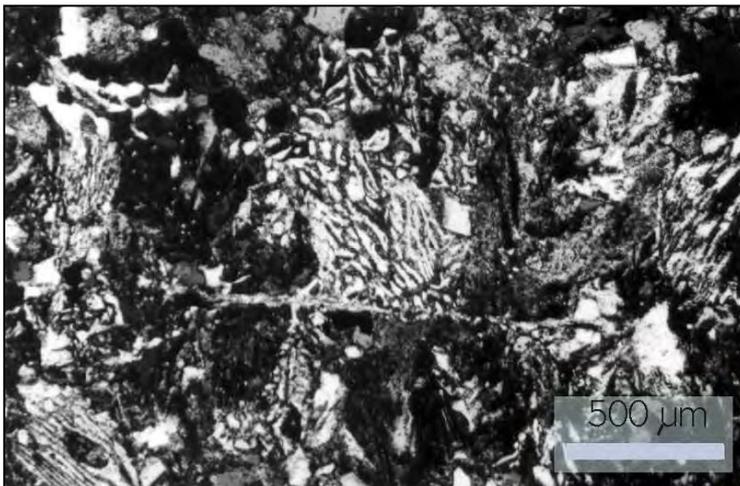


Figura 3.20. Fotografía que muestra intercrecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato potásico en la pasta microgranular del pórfido riolítico Oncán. NX.

Los minerales opacos se presentan en una proporción cercana al 3%, entre los que se distinguen óxidos de hierro. También se observaron cristales que por su morfología pueden corresponder a titanita reemplazada por minerales opacos.

Sobre la base de su composición química pueden clasificarse como rocas peraluminosas con tendencia al campo calcoalcalino (Figura 3.8), tal como lo determinó Bonalumi (1988). Los análisis revelaron que en coincidencia con los datos presentados por Lira *et al.* (1997), se trata de composiciones graníticas muy evolucionadas dado su alto contenido en sílice, con escaso Sr y Rb moderado (Tabla 3.1). Se caracterizan por tener un alto contenido en K (Figura 3.8 f) y pertenecer en consecuencia a las rocas subalcalinas levemente peraluminosas con un índice de peraluminosidad de 1,05 (Tabla 3.1, Figuras 3.8 b y d). Si bien en esta unidad es característico el alto contenido en sílice, Rapela *et al.* (1991 a), discriminan términos “básicos” y “ácidos” dentro del rango de sílice (75,5-77,7%). Así encuentran que a mayor contenido de sílice, menor tenor de Mg, Fe y Ti; junto con un incremento en la relación Rb/Sr y del contenido total en tierras raras, especialmente las HREE. Esta condición se asocia a la escasa o nula cantidad de minerales accesorios portadores de tierras raras, simplemente por fraccionamiento de feldespato potásico. De acuerdo con lo expresado, los análisis que aquí se presentan corresponderían dentro de la misma unidad, a términos medianamente ácidos. En ellos el contenido en tierras raras mantiene valores intermedios y el enriquecimiento en tierras raras pesadas, medido en términos La/Yb, muestra también valores intermedios. Como se puede observar en la Figura 3.21, existe una marcada anomalía negativa de Eu asociada al fraccionamiento de la plagioclasa.

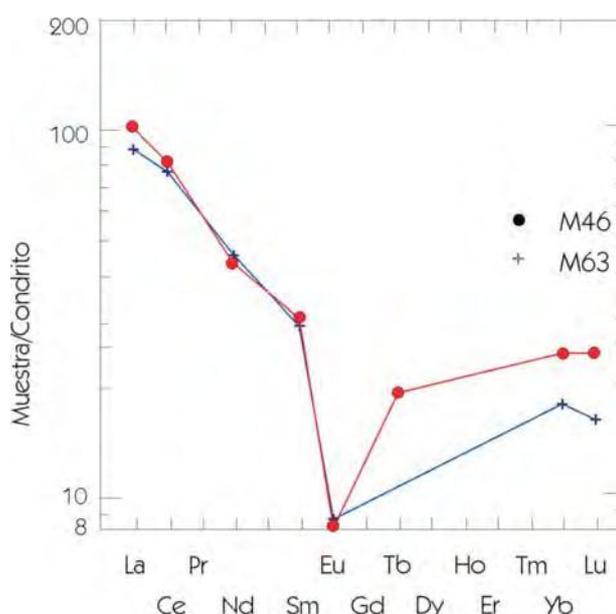


Figura 3.21

TR ppm	M 46*	M 63**
La	24	21
Ce	50	47
Nd	20	21
Sm	4.63	4.4
Eu	0.47	<0.5
Gd	-	-
Tb	0.7	<1
Yb	4.07	3
Lu	0.61	0.4

Tabla 3.4, Análisis del contenido en tierras raras formación Oncán. (*Activation Laboratories, **Intertek Testing Services.)

	M46	M63
La/Yb	5.89	7

La edad obtenida para esta unidad arrojó un valor de 483 ± 14 Ma, la cual ha sido obtenida por medio de un análisis K/Ar roca total. El método K/Ar ha sido seleccionado dado que las diferentes muestras analizadas presentan escasa variación en el contenido de los elementos Rb y Sr (**Tabla 3.5**), lo cual imposibilita la obtención de una isocrona. El método empleado se considera confiable, ya que en la zona no fueron encontrados registros de posteriores eventos térmicos, que pudieran haber afectado a la unidad en estudio, provocando una reapertura del sistema. La interpretación del resultado obtenido indicaría la culminación de la actividad magmática en este sector de la sierra de Ambargasta, hacia el Ordovícico inferior. La presencia de texturas complejas como cuarzo euhedral, subhedral y texturas granofíricas, se asocian con disequilibrios continuos y enfriamientos rápidos (Lira *et al.*, 1997). Esto apoyaría la hipótesis de una edad de enfriamiento muy cercana a la de cristalización. Desde el punto de vista regional, esta edad podría ser de utilidad para acotar la etapa final de la evolución del batolito de Ambargasta.

Muestra	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr
m 3	237	26	9.12
m 9	198	127	1.56
m 41	238	40	5.95
m 45	211	19	11.1
m 46	207	26	7.96
m 48	224	38	5.89
m 49	226	25	9.04
m 50	183	121	1.51
m 63	212	36	5.89

Tabla 3.5. Contenidos en Rb y Sr en pórfidos granítico de Oncán.

K %	$^{40}\text{Ar atm nl/gr}$	Ar atm %	Edad Ma.	Error (2σ)
3.655	78.774	8	483	14

Edad K/Ar obtenida en los laboratorios del Servicio Geológico Minero de Chile.

Formación La Puerta

Las areniscas y conglomerados de la **Formación La Puerta** ocupan una amplia superficie en el norte y oeste de la zona de estudio (**Figura 3.1**). Allí se ubican los afloramientos más representativos y de más fácil acceso. Se presentan en forma de bancos con una leve inclinación al norte, dirección hacia donde aumenta su potencia. También se han reconocido esporádicos asomos de esta unidad en el oeste del Puesto El Rosario ($29^{\circ}20'57''$ lat S; $63^{\circ}57'57''$ Long O) y en el sur de Ambargasta ($29^{\circ}16'23''$ Lat S; $63^{\circ}58'09''$ Long O) (**Figura 3.1**), por lo que se supone que existen otros más que no pueden ser identificados debido a la vegetación que los cubre.

En algunos casos los planos de estratificación están bien marcados y presentan una orientación RBZ $280/22^{\circ}$ SO (**Figura 3.22**).



Figura 3.22. Banco de areniscas estratificadas Formación La Puerta.

3.2 RASGOS ESTRUCTURALES

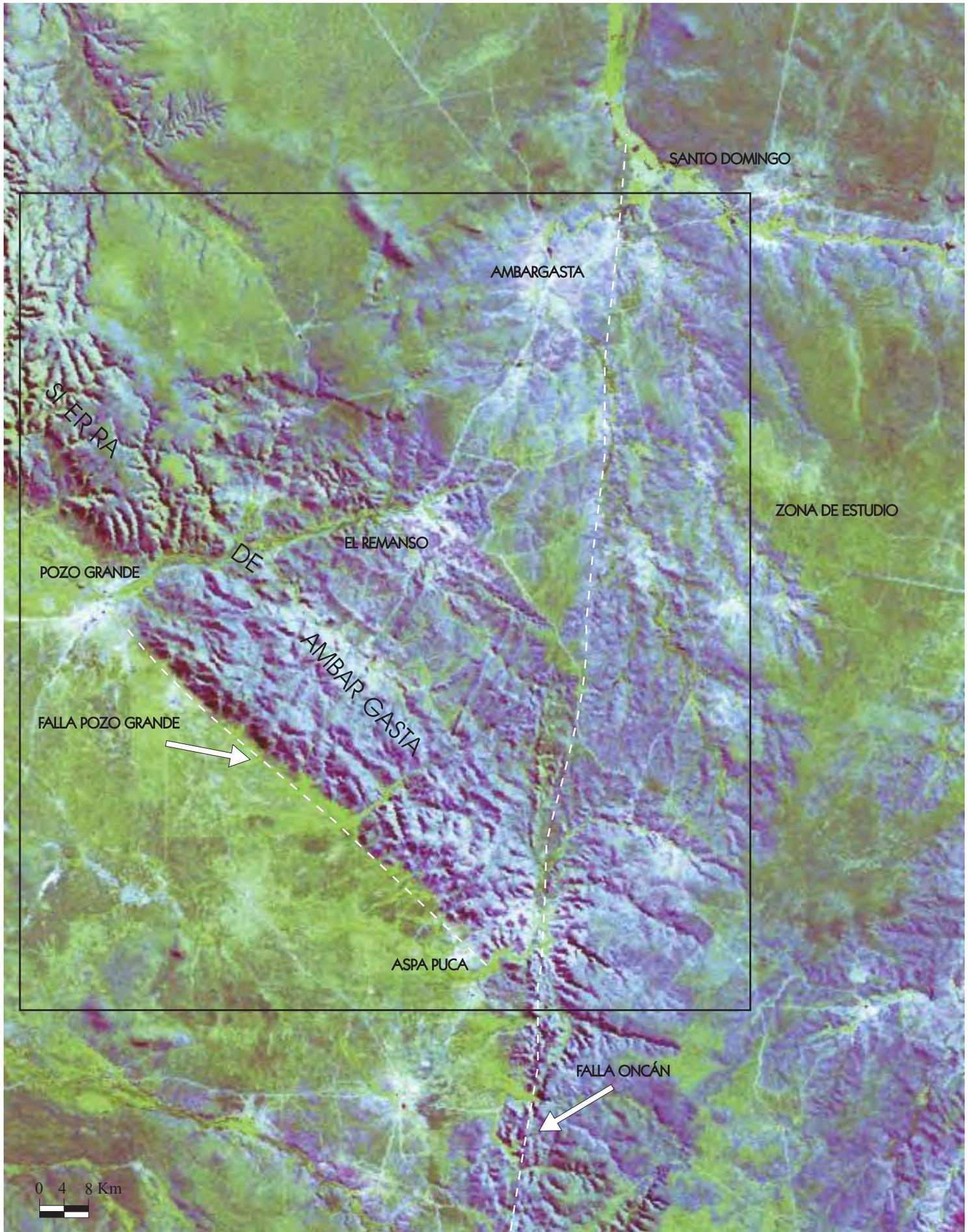
3.2.1 INTRODUCCIÓN

El análisis de las estructuras presentes en el área de estudio reúne un conjunto de observaciones realizadas a partir de la utilización de imagen satelital y fotografías aéreas a escala 1:250.000 y 1:50.000 respectivamente, que permitieron definir algunos lineamientos de ámbito regional. Por otra parte y a escala de mayor detalle, se obtuvieron todos los datos de campo posibles, principalmente de diaclasas existentes en el basamento granítico. Se dispuso así mismo, y se trabajó, con mapas de detalle (escala 1:2.500) realizados por la empresa Minera TEA (1968) durante la explotación de las vetas.

Regionalmente, la estructura actual que presentan las sierras del sur de Santiago del Estero y norte de Córdoba, está representada por un sistema de bloques fallados y volcados con vergencia hacia el este (Jordan y Allmendinger, 1986) que se elevaron durante la tectónica andina, a través de fallas preexistentes. También existe un sistema de fallas posterior de rumbo noroeste, que fragmenta estos bloques en forma escalonada (Miró, 2001). Localmente, los principales lineamientos encontrados en el área coinciden con los denominados por Ichazo (1978) falla Oncán y falla Pozo Grande, la primera de orientación meridional y la segunda con rumbo noroeste sudeste (Figura 3.23). Además se encuentran otras fallas menores de orientación este oeste y nordeste sudoeste.

En cuanto a las orogenias que han afectado el basamento ígneo metamórfico de estas sierras, la historia geológica señala que la deformación inicial pertenece al ciclo Brasiliano, el cual afectó los sedimentos ubicados en el margen occidental de Gondwana, durante el Neoproterozoico y Cámbrico inferior. Posteriormente la intrusión de los principales cuerpos batolíticos se produjo en regímenes inestables, compresionales durante el Cámbrico superior y luego transtensionales en el Devónico (Miró, 2001).

Figura 3.23: Reducción de imagen LANDSAT de la zona de estudio.



Ya en los períodos Carbónico – Pérmico, se produce la principal compartimentación en bloques de las sierras Pampeanas y se generan las depresiones que luego son rellenadas por los sedimentos asociados al Paganzo, representados en estas latitudes por la Formación La Puerta.

Una de las deformaciones más significativas que se presenta en estas sierras es la producida durante el Jurásico tardío a Cretácico, asociada con la intensa extensión a la que se vio afectada América del Sur (Tankard *et al.*, 1995; Rossello y Mozetic, 1999). Esta deformación de carácter transtensional sería la responsable del lineamiento que actualmente alberga las mineralizaciones de manganeso (Brodtkorb *et al.*, 2001).

La estructura actual que presentan las sierras corresponde a los efectos de la tectónica terciaria de carácter compresivo, que eleva bloques de basamento limitados por fallas inversas de alto ángulo (Miró, 2001).

Desde el punto de vista de los depósitos de manganeso las estructuras cobran importancia ya que se presentan como el fundamental metalotecto del sistema. A diferencia de los sectores mineralizados ubicados al sur de la zona de estudio, el sector septentrional se caracteriza por presentar un predominio de estructuras mineralizadas con orientación noroeste sudeste (N 60° oeste). Mientras que aproximadamente al sur de los 29°30' las mineralizaciones se alojan preferentemente en estructuras meridionales. A modo de comparación con los grupos mineros El Remanso y Sunchales, se han tomado medidas de orientación en las vetas pertenecientes al Grupo Aspa Puca, ubicado al sur de la zona de estudio, en el cual se observa una alineación predominantemente N 45° oeste, es decir paralela al rumbo de las estructuras mineralizadas en El Remanso.

3.2.2- ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS VETAS MANGANESÍFERAS

En este apartado se realiza el análisis de los mecanismos de deformación que actuaron durante la génesis de las estructuras que alojan a la mineralización de manganeso en el área de estudio. El análisis se realizó a partir de la utilización de imágenes satelitales, fotografías aéreas, mapas mineros y mediciones efectuadas en el campo. Así fue posible obtener la orientación de los diferentes juegos de estructuras mineralizadas. El estado actual de las labores mineras realizadas a cielo abierto permitió, en algunos casos, acceder a su interior donde fue posible identificar diferentes rasgos indicadores del tipo de movimiento ocurrido.

Es importante destacar que el conjunto de mineralizaciones a escala regional se ubica en estructuras que poseen dos orientaciones predominantes una N 40° Oeste y la otra Norte Sur. Ambas direcciones son predominantes en toda la sierra y han recibido diferentes interpretaciones, una de ellas corresponde a Ichazo (1978), en la cual manifiesta que estas orientaciones responden a movimientos originados durante la tectónica andina. Por otra parte Leal y Ramos (2002) indican que estas estructuras pueden haber sido afectadas por la tectónica andina, al igual que lo observado en la sierra Chica de Córdoba (Kay y Ramos, 1996), pero su origen correspondería a los movimientos extensionales generados durante el Cretácico o bien a la estructuración del ciclo Brasileño. Una interpretación de carácter más regional realizada por Brodtkorb *et al.* (2001) indica que el corredor

estructural sobre el que se alojan las vetas de manganeso fue originado como respuesta a los esfuerzos tensionales ocurridos durante el Cretácico.

En la zona de estudio el rumbo predominante de las estructuras mineralizadas es Noroeste – Sudeste, aunque con menor representación también existen vetas de rumbo Norte – Sur. Son estructuras subverticales con algunas desviaciones en el ángulo de inclinación del orden de los 20 a 40°. En todos los casos la roca de caja es la unidad granítica **Formación Ambargasta**.

Las observaciones reunidas en el campo consisten en la presencia de espejos de fricción y estrías de deslizamiento que por su bajo ángulo de inclinación, evidencian una fuerte componente horizontal de desplazamiento, aunque no permiten definir el sentido de movimiento. Si bien este tipo de indicadores cinemáticos no presenta una distribución muy amplia, se obtuvieron algunas mediciones de la orientación de las denominadas estrías de deslizamiento. Así se logró un total de cuatro medidas de orientación de estrías, tres de las cuales se realizaron en la mina “La Clemira” y la cuarta en la estructura denominada mina “La Elsa”. Ambas estructuras presentan una disposición subparalela a escala regional, con pequeñas variaciones de rumbo que son observadas a escala local (**Figura 3.25**).

Cabe mencionar que para realizar el análisis cinemático que se pretende, es necesario contar con indicadores del sentido de desplazamiento de la estructura. Estos indicadores cinemáticos requieren ser tomados con mucha precaución para evitar arribar a conclusiones erróneas. En este caso se trabajó con evidencias tales como escalones de falla y venillas sigmoidales, cuyo análisis conjunto permitió realizar consideraciones con suficiente grado de confiabilidad. En el caso de los escalones de falla por sí solos no constituyen un elemento de análisis decisivo, mientras que las venillas sigmoidales pueden interpretarse como indicadores de movimiento de alto grado de confiabilidad (Paaschier y Throuw, 1998).

En la roca de caja de la veta La Clemira se hallaron estructuras sigmoidales rellenas con óxidos de manganeso ubicadas en una posición contigua a la estructura mineralizada principal (**Figura 3.25** punto 2). Su orientación señala un sentido de desplazamiento

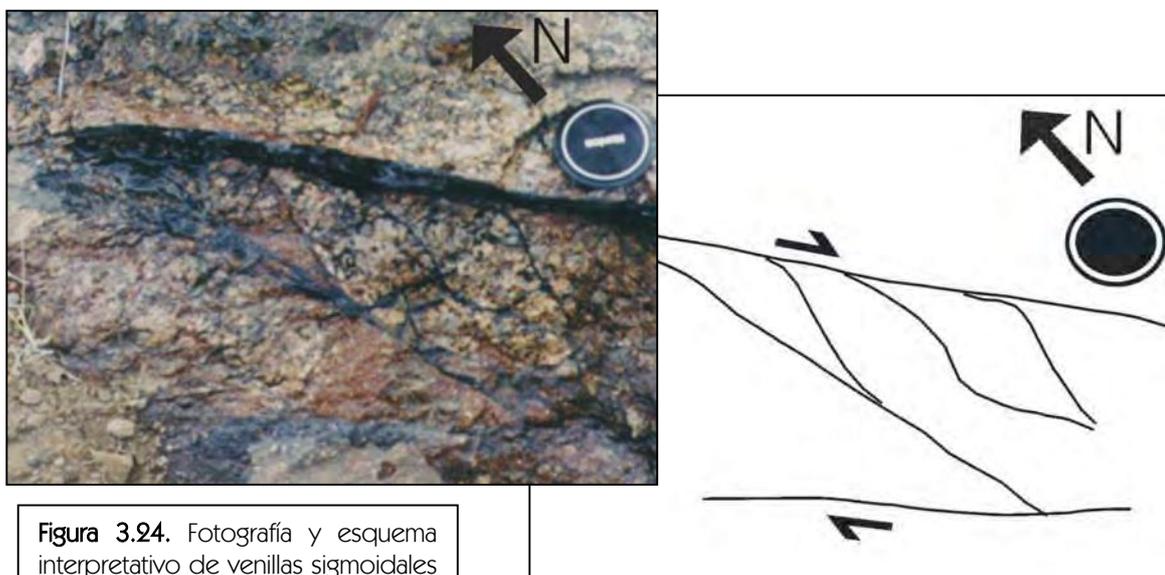


Figura 3.24. Fotografía y esquema interpretativo de venillas sigmoidales con relleno de óxidos de manganeso.

dextral (**Figura 3.24**) que coincide con el sentido indicado por la mayoría de los escalones de falla observados. Estos dos tipos de indicadores cinemáticos, tal como se verá más adelante, son consistentes con el esquema de deformación regional propuesto para el conjunto de vetas manganesíferas de la sierra de Ambargasta por Brodtkorb *et al.* (2001).

Tabla 4.5: mediciones estructurales obtenidas en el campo.

VETA	ORIENTACIÓN DEL PLANO DE FALLA	RAQUE DEL ESTRIADO	UBICACIÓN
“La Clemira”	N 332°/67° SO	5° N	Figura 3.21 punto 1
“La Clemira”	N 335°/90°	15° S	Figura 3.21 punto 3
“La Clemira”	N 320°/90°	24° S	Figura 3.21 punto 4
“La Elsa”	N 125°/61° NE	10° E	Figura 3.21 punto 5

Estos rasgos estructurales fueron analizados utilizando una red estereográfica de Wulff y permiten definir la orientación del campo de esfuerzos e inferir un esquema de deformación para el área. Los resultados obtenidos a partir de este análisis están graficados en la **Figura 3.26**.

Sobre la base de dichas observaciones, teniendo en cuenta la orientación de la estructura La Clemira, la orientación del estriado y el sentido de desplazamiento sugerido por los indicadores cinemáticos observados, resulta que la orientación del esfuerzo compresivo principal σ_1 sería aproximadamente norte - sur con un ángulo de inclinación que varía entre 24° y 15°; mientras que σ_3 , es decir la orientación de la distensión máxima, se ubicaría con orientación este - oeste (rumbo variable entre N 79° y 83° E) y un ángulo de inclinación variable entre 8 y 18 grados.

En el caso de la estructura La Elsa, el análisis cinemático arroja una variación en la orientación de los esfuerzos máximo y mínimo. El ángulo de desviación en la orientación de los esfuerzos varía entre unos 30 y 40° aproximadamente, pero dado que se trata de un solo dato, su importancia se desestima en este análisis. A partir de la observación de mapas mineros realizados por Minera TEA (1968) (**Figura 3.27**), surge una relación “temporal” entre esta estructura y San Jorge. Tal como puede observarse la estructura de la veta San Jorge, de orientación Norte-Sur, parece estar “cortada” por la de La Elsa y a su vez se observa un desplazamiento del extremo septentrional de la primera veta hacia el sudeste, es decir indicando un sentido de desplazamiento dextral de la veta La Elsa, lo cual es consistente con el movimiento analizado en La Clemira.

Figura 3.26. Análisis cinemático realizado con la red estereográfica de Wulf.

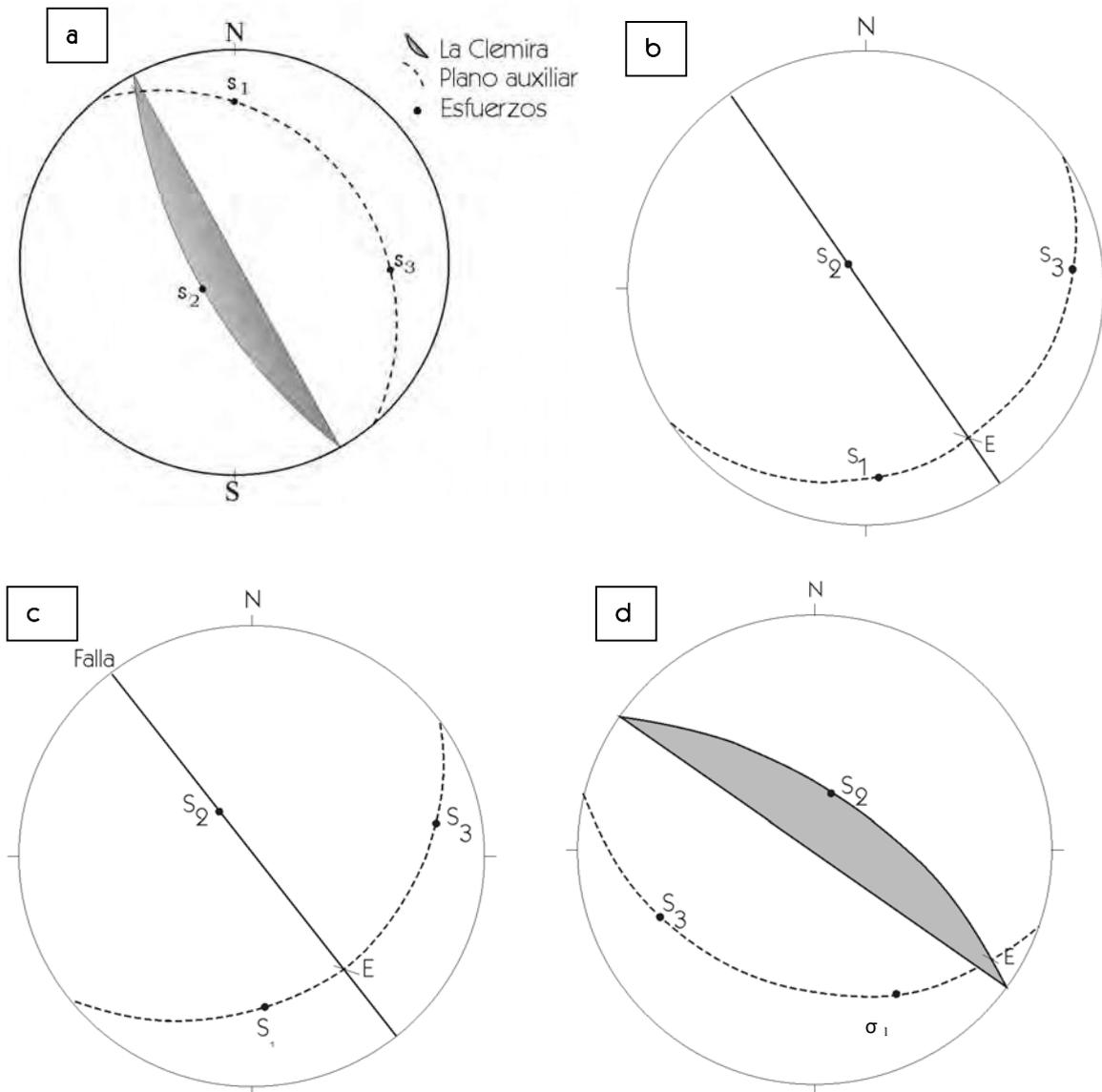
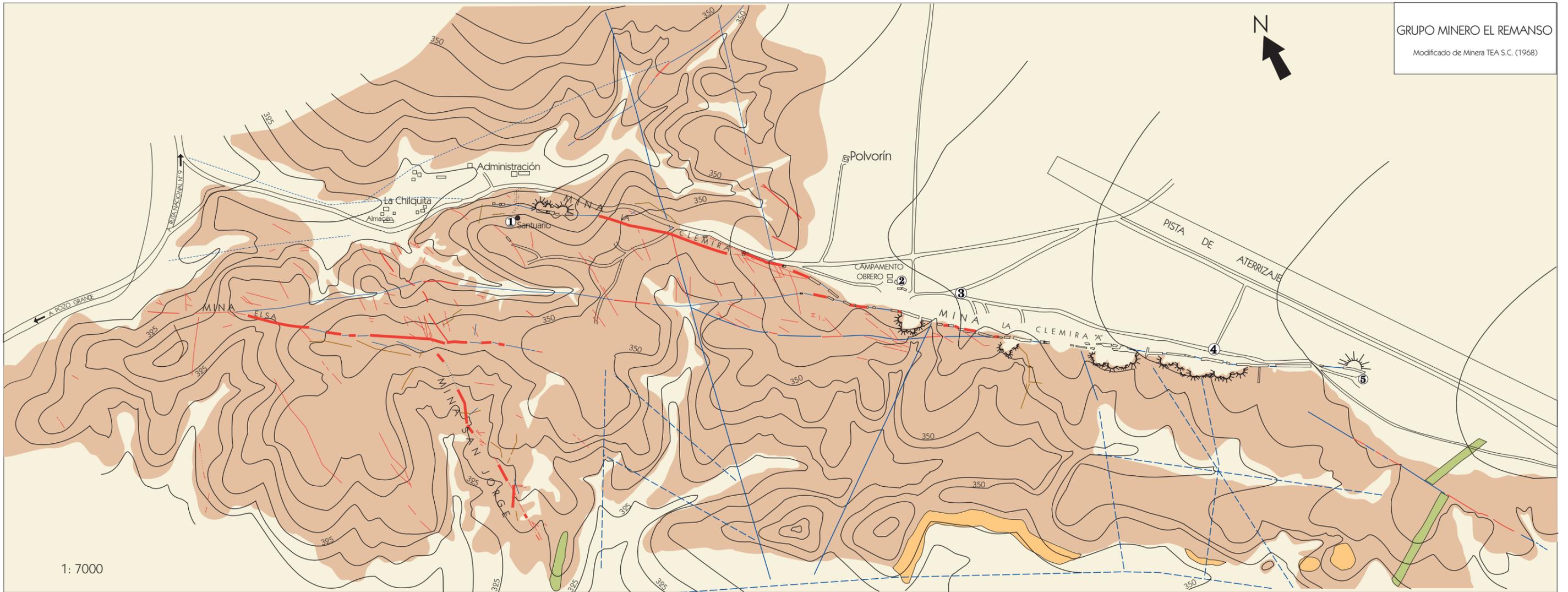


FIGURA 3.25	σ_1	σ_2	σ_3
a "La Clemira"	N 359°/16°	N 299°/66°	N93°/18°
b "La Clemira"	N 178°/24°	N 290°/72°	N79°/12°
c "La Clemira"	N 178°/13°	N 282°/80°	N84°/8°
d "La Elsa"	N 143°/35°	N 62°/82°	N247°/21°

FIGURA 3.27 Mapa Topográfico y Geológico.



GRUPO MINERO EL REMANSO
Modificado de Minera TEA S.C. (1968)

1: 7000

Referencias

	RELLENO MODERNO
	PÓRFIRO GRANÍTICO
	GRANITO
	FORMACIÓN LA CLEMIRA
	FILÓN APLITA
	VETA MANGANÍFERA
	DIACLASA MINERALIZADA
	FALLA OBSERVADA E INFERIDA
	LABOR MINERA
	PIQUE

Pto. referencia	Ubicación	Coordenadas
1	Santuario	29° 18' 30'' Lat S 63° 59' 15'' Long O
2	Campamento obrero	29° 18' 44'' Lat S 63° 58' 51'' Long O
3	Bifurcación camino	29° 18' 46'' Lat S 63° 58' 48'' Long O
4	Cruce caminos	29° 18' 58'' Lat S 63° 58' 35'' Long O
5	Extremo SE veta La Clemira	29° 19' 01'' Lat S 63° 58' 27'' Long O

3.2.3 DISCUSIÓN

Basándose en las determinaciones obtenidas de las estructuras del Grupo minero El Remanso, es posible vincular su origen con el esquema de deformación regional que ha sido propuesto para la totalidad de los depósitos de manganeso de la sierra de Ambargasta (Brodtkorb *et al.*, 2001). Este esquema describe al sistema de vetas mineralizadas de Córdoba y Santiago del Estero como una zona de falla de rumbo meridional, cuya orientación sería paralela a uno de los lineamientos principales definidos por Tankard *et al.* (1995) originado durante el episodio extensivo que afectó a América del Sur en el Jurásico superior y Cretácico (Figura 3.29).

Las mineralizaciones estudiadas en esta Tesis, representadas por las vetas La Clemira, La Elsa y La Eleonora del Grupo El Remanso, junto con las mineralizaciones del Grupo Aspa Puca y una de las vetas del Grupo Sunchales, presentan una orientación oblicua al sistema transcurrente principal de orientación meridiana. Esta alineación, dadas sus características, podría ser interpretada como un sistema de estructuras asociadas conocidas con el nombre de cizallas P de Riedel. Esta interpretación coincide con el reciente estudio realizado por Leal y Ramos (2009) en el extremo austral del mismo distrito manganesífero, en el cual plantean que las vetas allí ubicadas pueden ser definidas como un modelo de deformación tipo Riedel en el que las estructuras vetiformes constituirían planos de cizalla tipo R, es decir con orientación sintética a la cizalla principal. En el caso del distrito El Remanso debido a la orientación noroeste predominante que presentan las vetas mineralizadas es posible asignarles también un tipo de deformación Riedel, con la diferencia que en este caso las estructuras representarían los planos de cizalla tipo P (Figura 3.28). Según Allmendinger (1999) estos planos se los asigna a un evento levemente posterior a la ruptura que origina los planos denominados R, lo cual resulta consistente con la relación temporal observada entre las vetas La Elsa y San Jorge.

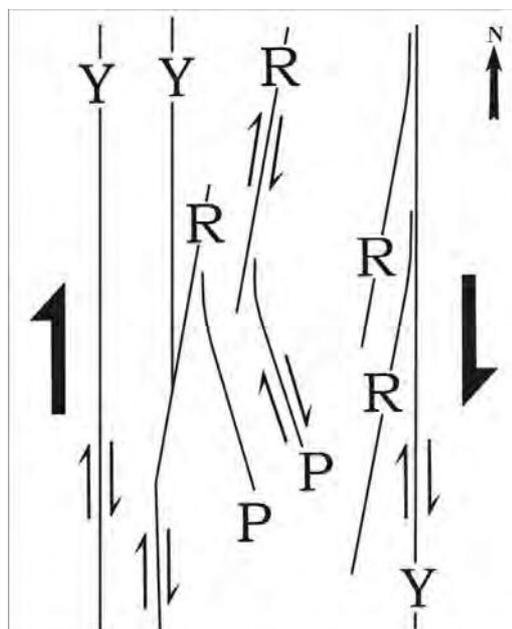
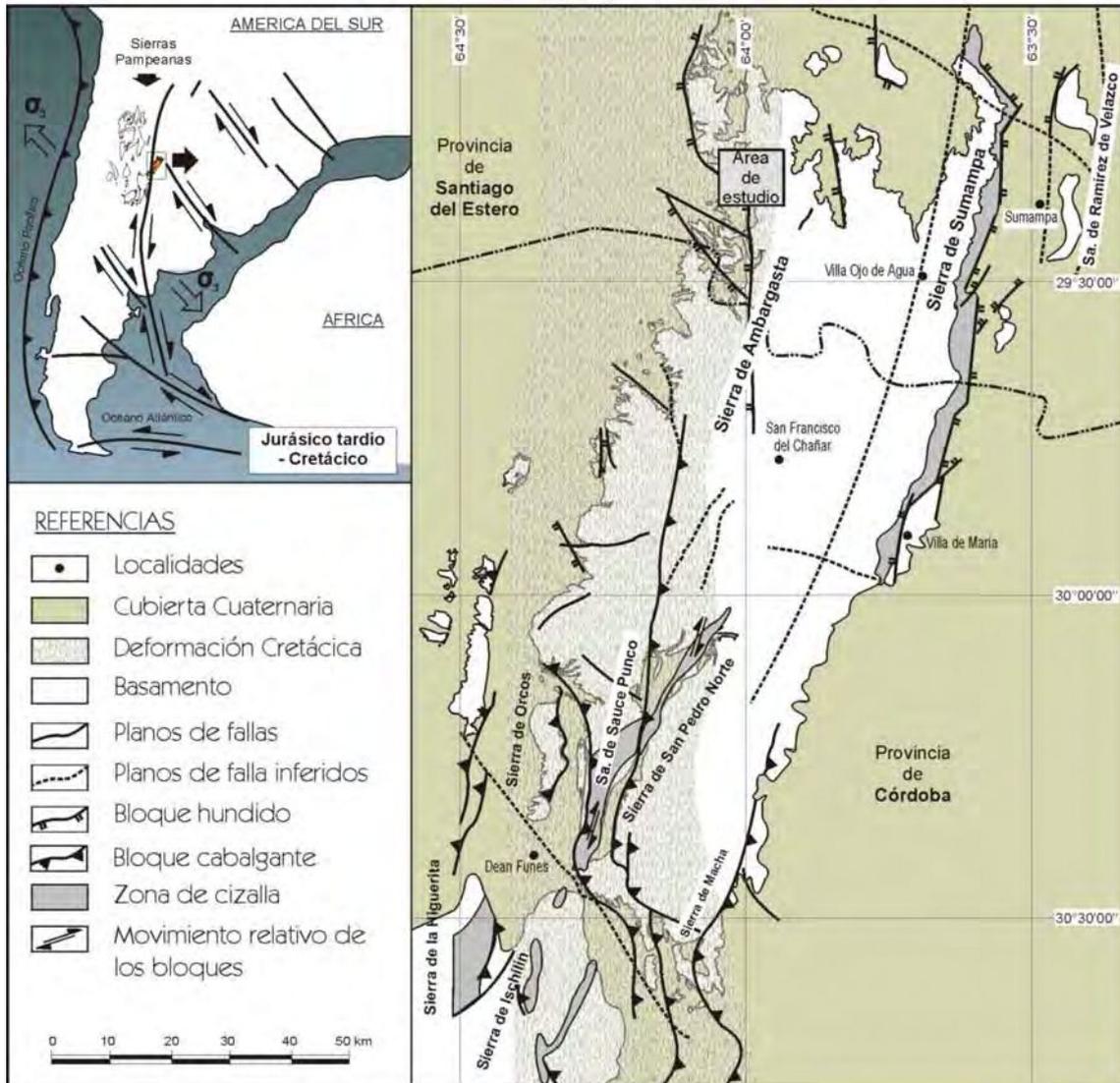
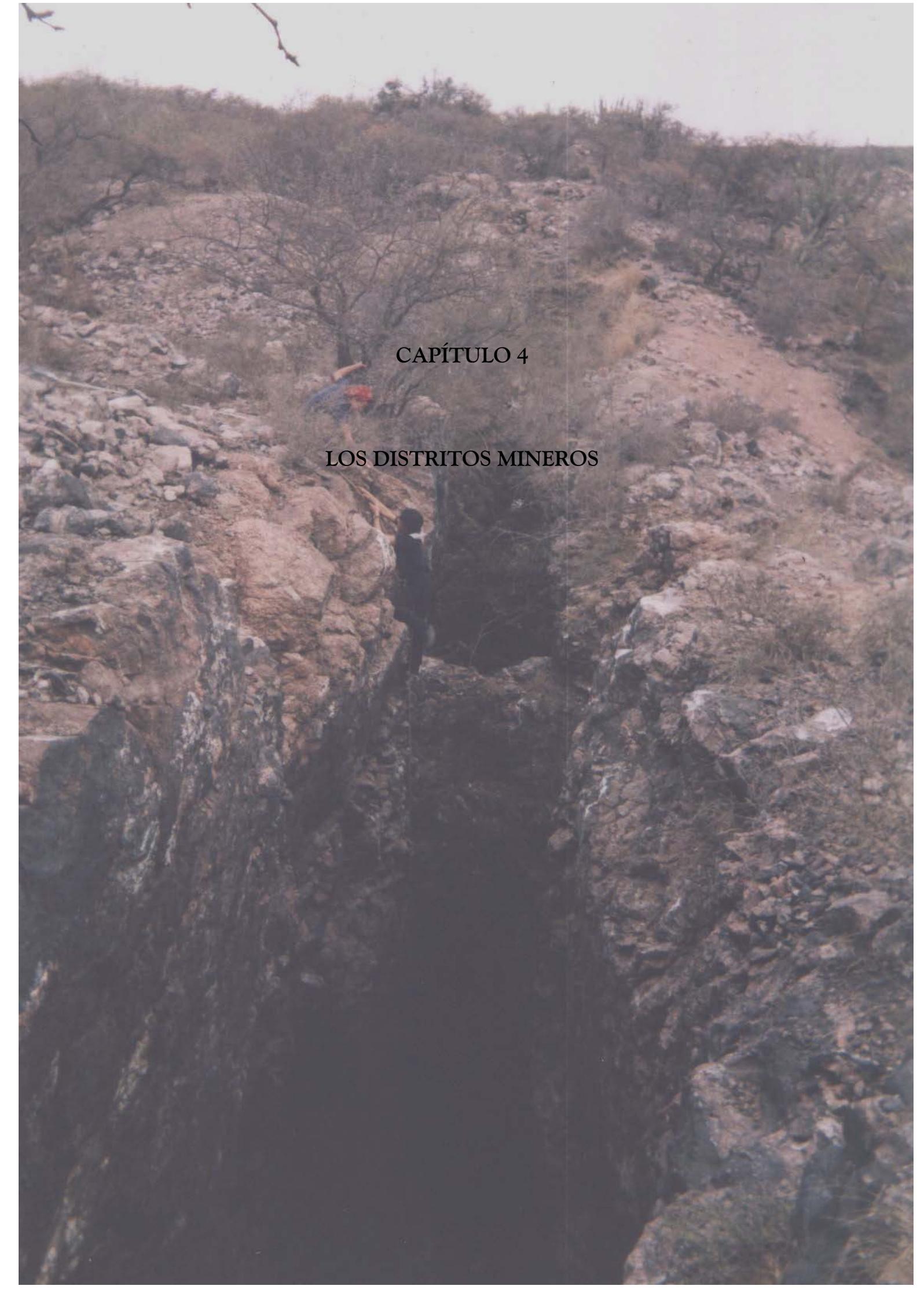


Figura 3.28. Esquema de cizallas tipo Riedel, simplificado de Allmendinger (1999),

Figura 3.29. Mapa de ubicación de cizallas cretácicas a escala regional, modificado de Leal (2002).





CAPÍTULO 4

LOS DISTRITOS MINEROS

4. LOS DISTRITOS MINEROS

Las manifestaciones manganesíferas de la sierra de Ambargasta se encuentran distribuidas a lo largo de una faja meridional que se extiende unos 70 kilómetros de longitud por 30 kilómetros de ancho. Estos depósitos están constituidos por más de ochenta vetas y fueron divididas por Beder (1931) en catorce grupos mineros, esta distribución puede observarse en la **Figura 1.2** y en la **Tabla 4.1** se dan los nombres de cada una de las vetas.

Tabla 4.1 Lista de los diferentes grupos mineros de la sierra de Ambargasta y sus respectivas minas.

GRUPO AMBARGASTA o Sunchales

Tijerary
El Porvenir

GRUPO EL REMANSO

La Clemira
San Jorge
La Elsa
Eleonora

GRUPO LAS CHACRAS

San Alberto
Sacrificio
Siderúrgica Argentina
14 de Julio

ASPA PUCA

Águila Este
Águila Oeste
El Crestón
El Cardón
La Sorpresa

LOS ANCOCHES

Las Martinetas
El Milagro
La Negra
La Esperanza
El Sol
La Escondida
El Milagro
Los Dos Leones
La Victoria

AMIMÁN

El Pigollo
Remansito

**AGUADA del MONTE,
HIERMAN o POZO NUEVO**

Santa Rita
12 de Octubre, 9 de Julio, 25 de mayo
Don Justo
San Vicente y Nanina
Los Correa
Isla Verde
El Puestito
Humberto
La Esperanza
San José
Cristian
Eduardo
Cámara

CACHI YACU

Rubén
Mercedes
Cachi
Doña María
Virgilia
Miguel
Nuestra Esperanza

**EL PORTEZUELO
o LA BARITINA**

La Baritina

EL CAUTIVO

Piedras Pintadas
Piedras Pintadas
Telares

CAMA CORTADA

Cama Cortada
Las Dos Quebradas

AGUA de los ALGARROBOS

Mesada I
Mesada II
Mesada III
Mesada IV
El Paraíso
Cardones
Los Cardones
La Quebrada

LOS HOYOS o TRES LOMITAS

Tres Lomitas I
Tres Lomitas II
Tres Lomitas III
Tres Lomitas IV

María Inés
San Onofre
La Sociedad
Del Molle
Olimpia
Los Hoyos

CHUÑA HUASI
o LAS FÁTIMAS

Fátima 1 a 14

4.1 GRUPO MINERO EL REMANSO

El conjunto de pertenencias mineras correspondientes al Grupo El Remanso, abarca cuatro minas denominadas “La Clemira”, “San Jorge”, “La Elsa” y “La Eleonora”. La primera de ellas, es la que alcanza mayor desarrollo y constituye el eje principal de las observaciones y muestreos realizados en este trabajo, mientras que las restantes sirven como complemento y comparación de las consideraciones efectuadas.

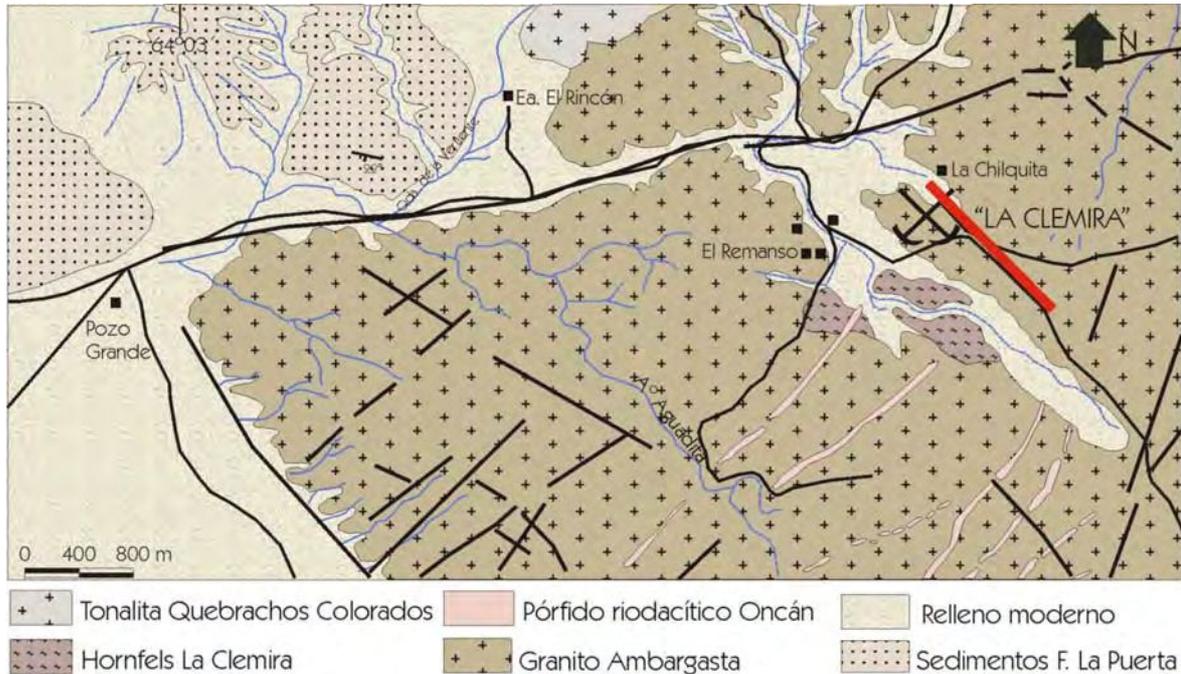
El ambiente que rodea a las vetas de manganeso, se caracteriza por presentar lomadas suaves de basamento granítico, que sirven de caja a la mineralización. Actualmente, las zonas alledañas a las minas, se caracterizan por presentar importantes acumulaciones de escombrera, que imprimen en el paisaje un rasgo característico y a la vez diagnóstico. En la mayoría de los casos el espeso monte cubre las antiguas labores mineras, impidiendo su identificación y acceso. En numerosas oportunidades, la presencia de vetas se pone de manifiesto gracias a los montículos de escombro ubicados en las canchaminas.

El rumbo predominante de las estructuras mineralizadas es noroeste - sudeste, son subverticales con algunas desviaciones en el ángulo de inclinación entre 25 y 30° hacia el noreste y sudoeste. Las labores de exploración y explotación permiten hacer una observación directa de la disposición de la mineralización y de los demás componentes de las vetas. La estructura que las aloja no es continua sino en rosario, los planos de falla muestran superficies onduladas y en algunos casos sólo uno de los flancos está bien definido, mientras que el otro se caracteriza por un desarrollo de vetillas anastomosadas tipo “stockwork”. Generalmente la caja mejor definida es la que se ubica al oeste, aún sin la existencia de variaciones litológicas. En la dimensión vertical, la profundidad alcanzada por las labores de explotación, y que pudo ser observada en forma directa, es de aproximadamente cuarenta metros, dentro de los cuales la distribución de la mineralización es uniforme y continua.

Los minerales de mena pertenecen todos al grupo de óxidos e hidróxidos de manganeso. En algunas minas se han encontrado minerales de hierro, solos o mezclados con minerales de manganeso; se trata de limonitas, goethita y hematita. La ganga principal de todos los filones es la sílice, bajo la forma de ópalo y calcedonia y en menor proporción cuarzo.

Existen algunas vetas con calcita y otras con baritina, aunque en cantidades accesorias; también se ha reconocido muy escasa y errática participación de fluorita.

i) MINA “LA CLEMIRA”



Al igual que otras manifestaciones manganesíferas de la zona, las que constituyen la mina “La Clemira” son conocidas desde el siglo pasado y su explotación se inició en el año 1919, a cargo de una compañía alemana. La extracción regular del mineral se produjo entre los años 1959 y 1966 para su utilización como materia prima en ferroaleaciones.

El ámbito que rodea a la mina La Clemira, se encuentra muy cubierto, tanto por vegetación como por las escombreras que alcanzan grandes dimensiones, dificultando la observación de los rasgos del área.

Las labores, tanto con fines exploratorios como de explotación, se han realizado a lo largo de 1700 metros sobre la estructura principal. El yacimiento se ha explotado por el sistema de rajos a cielo abierto, que alcanzan profundidades máximas de aproximadamente 60 metros, nivel por debajo del cual la mayoría de los rajos presenta agua. Estas labores fueron aprovechadas para realizar un muestreo completo de las vetas en sus tres dimensiones. El acceso a las mismas en algunos casos fue realizado utilizando técnicas de descenso tipo rapel, lo cual permitió alcanzar profundidades de aproximadamente 40 metros.

La veta está constituida por un filón desarrollado en una importante fractura abierta en la roca granítica, con espesores que varían entre 0,5 y 3 metros. El rumbo general de la

estructura es N 60° Oeste, con buzamiento cercano a la vertical, que puede oscilar tanto al noreste como al sudoeste. En los hastiales de la veta se observa el desarrollo de numerosas vetillas entrecruzadas, con espesores que varían entre algunos milímetros hasta vetas de 15 ó 20 centímetros (**Figura 4.2**). La presencia de este vetilleo se extiende en la roca de caja unos 3,5 metros medidos desde la pared de la veta. La misma se encuentra dividida en dos sectores los cuales están separados por un camino vecinal desde el cual se accede a las labores, el sector ubicado hacia el sur de dicho camino fue denominado por la empresa Minera TEA (1968), "A" cuyo extremo septentrional se encuentra a los 29° 18' 39" Latitud Sur y 63° 58' 58" Longitud Oeste. El sector "B" es la continuación de la veta hacia el norte y su extremo austral se ubica a los 29° 18' 27" Latitud Sur y 63° 59' 13" Longitud Oeste (**Figura 3.27**). En dicha figura se presenta un mapa tomado del relevamiento topográfico realizado por la empresa Minera TEA (1968) en el cual se posicionan algunos puntos fácilmente reconocibles en el terreno, pero vale decir que las coordenadas no fueron volcadas al mapa ya que existe una distorsión en la planimetría del mismo.

Esta estructura mineralizada, tiene como relleno diferentes tipos de brechas que en términos generales están constituidas por clastos de granito, sílice sacaroides, milonita y mena, cementados por minerales de manganeso y sílice, principalmente como ópalo de diferentes colores formando el principal constituyente de la ganga en esta zona. De la observación de las mismas, puede inferirse que durante el relleno de estas importantes estructuras, han actuado numerosos movimientos tectónicos y pulsos mineralizantes en sucesivas etapas, que hacen compleja la interpretación paragenética (véase Capítulo 5).

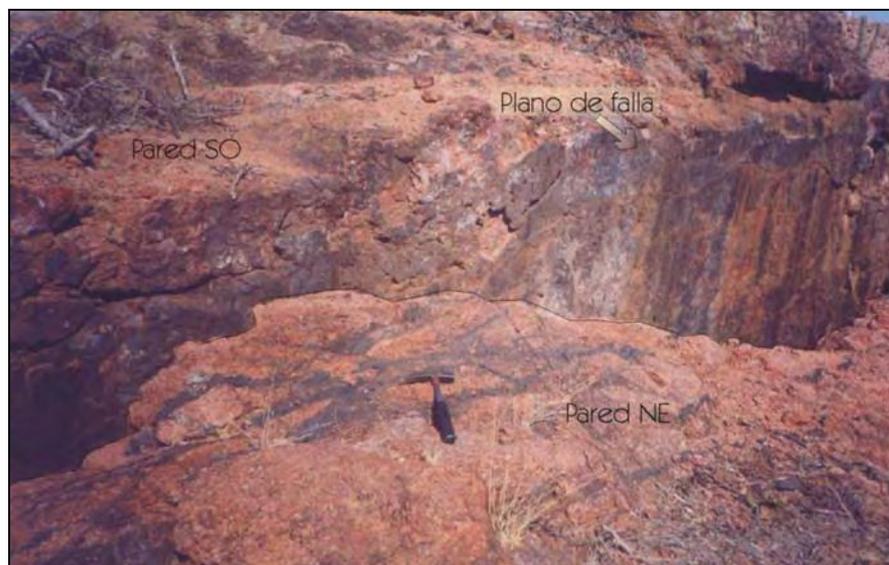
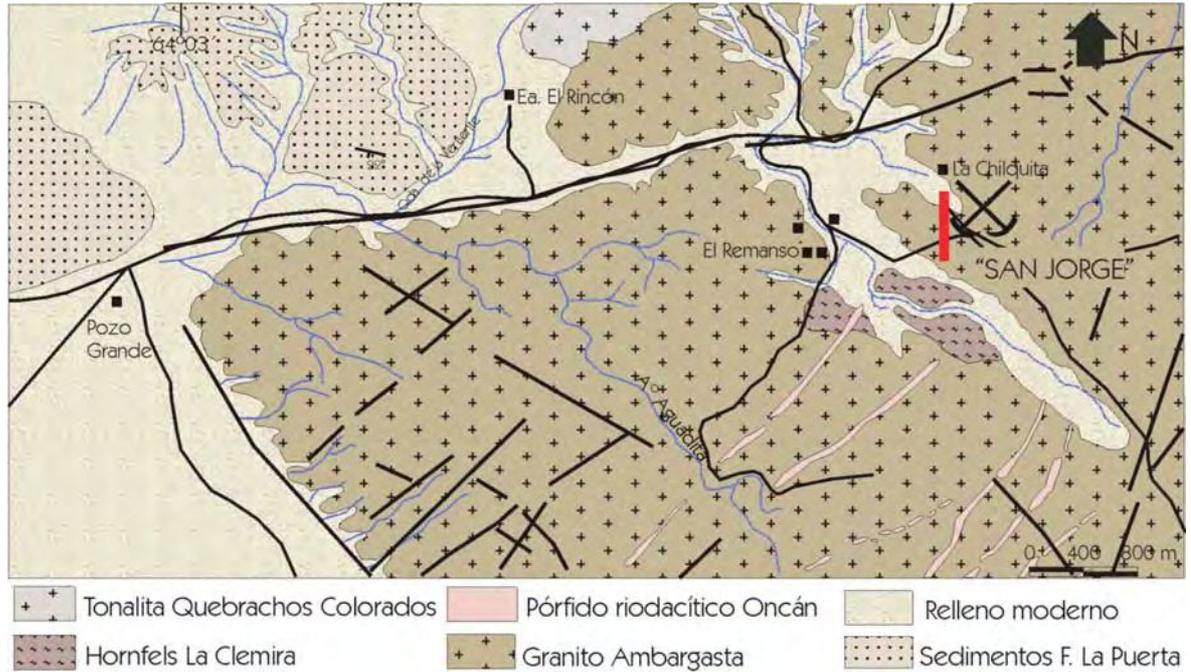


Figura 4.2. Fotografía donde se observan numerosas vetillas entrecruzadas en la caja NE de la veta "La Clemira".

Cabe aclarar que los componentes de la ganga en "La Clemira", están representados mayoritariamente por ópalo que se presenta en forma recurrente en cada evento de precipitación mineral. Si bien es notable la gran abundancia de sílice en este depósito, también se ha encontrado baritina y en menor medida calcita. Estos minerales fueron

aprovechados, por su estrecha relación espacial y temporal con la mena, para estudios de inclusiones fluidas e isótopos estables para obtener datos de temperatura de formación y composición de los fluidos involucrados en los procesos de mineralización (véase Capítulo 6).

ii) MINA “SAN JORGE”



Este depósito se halla ubicado a unos 550 metros al oeste de la mina “La Clemira”, presenta una orientación norte - sur y su buzamiento es de unos 70° al este. El acceso a estas labores puede realizarse desde El Remanso siguiendo el mismo camino de acceso a “La Clemira”. El extremo septentrional de las labores realizadas en esta mina se ubica a los 29° 18’ 36” Latitud Sur y a los 63° 59’ 24” Longitud Oeste.

De acuerdo con la información recopilada, las labores de exploración en esta propiedad comenzaron en el año 1960 (Minera TEA, 1968). Los resultados poco alentadores, derivaron en el abandono de los trabajos y es por ello que actualmente solo se ha podido reconocer una zanja que se encuentra cubierta por material de escombrera, como testigo de aquellas tareas. Longitudinalmente alcanza unos 30 metros y en profundidad el laboreo no supera el metro. Actualmente las paredes de la veta se hallan derrumbadas y cubiertas por detritos tal como se observa en la **Figura 4.3**, motivo por el cual no permiten obtener datos estructurales significativos. Uno de los rasgos más relevantes observados en esta veta es la mayor abundancia relativa de baritina en comparación con el resto de las mineralizaciones del mismo grupo.

Debido a la cercanía entre las minas “La Clemira” y “San Jorge”, los elementos litológicos que constituyen la geología del área son comunes para ambas. La roca que constituye la caja del yacimiento es un granito de grano medio. Como en el resto del área, se presentan filones aplíticos subverticales. Al sur de la estructura mineralizada se encuentra un cuerpo riolítico que representa el extremo nordeste de uno de los diques que surcan la región.

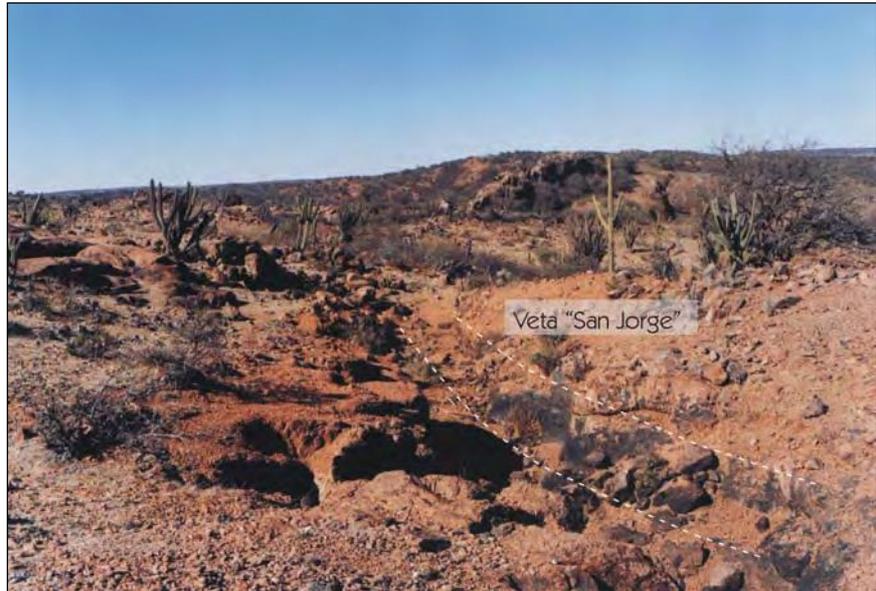
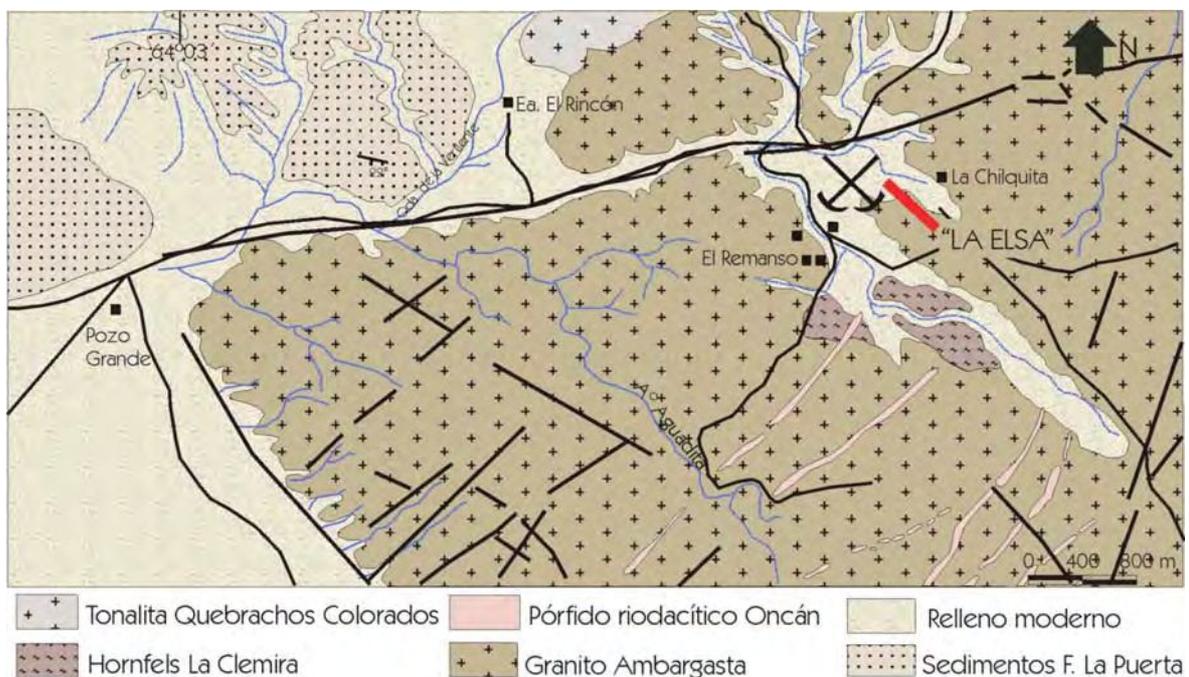


Figura 4.3. Fotografía tomada en sentido Norte – Sur donde se observa el rajo exploratorio de la veta “San Jorge”.

iii) MINA “LA ELSA”



Este depósito está ubicado al noroeste de la mina La Clemira distante unos 500 metros de la misma y corresponde a un descubrimiento realizado por minera TEA, e incluido dentro

del Grupo Minero El Remanso. Se ubica a los $29^{\circ} 18' 27''$ Latitud Sur y a los $63^{\circ} 59' 25''$ Longitud Oeste.

La geología de la zona presenta un predominio del granito de grano grueso, con diferenciados tardíos que forman filones aplíticos. También es común la presencia de “reventones pegmatoides” con cuarzo lechoso y grandes cristales de feldespato, otro rasgo característico son las abundantes cavidades miarolíticas. Al igual que en los otros filones, en las inmediaciones de la estructura principal se hacen importantes las vetillas con relleno de ópalo y óxidos de manganeso.

El rumbo general de la veta es $N 135^{\circ}$, es decir se trata de una estructura subparalela a la de “La Clemira”, la longitud de los laboreos mineros alcanza unos 20 metros y la profundidad no supera los 2 metros (**Figura 4.4**).

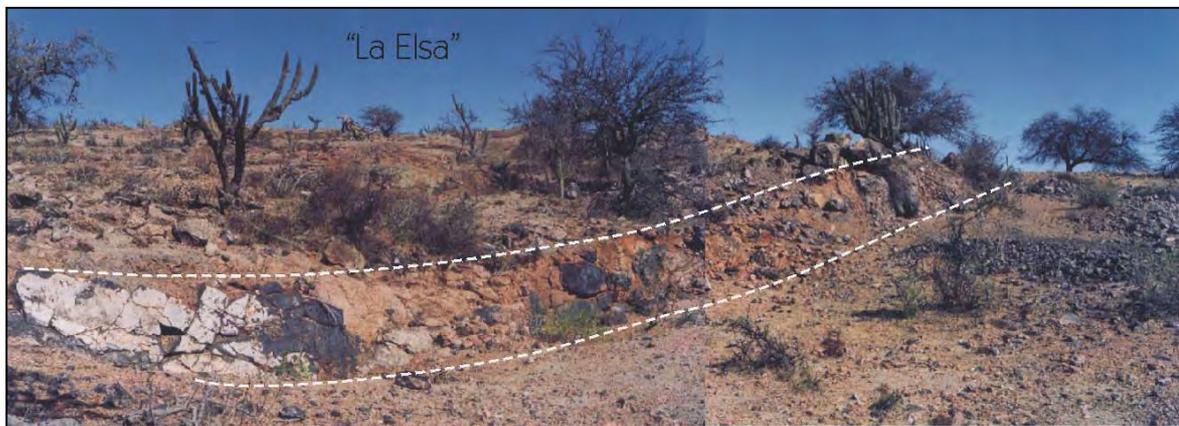


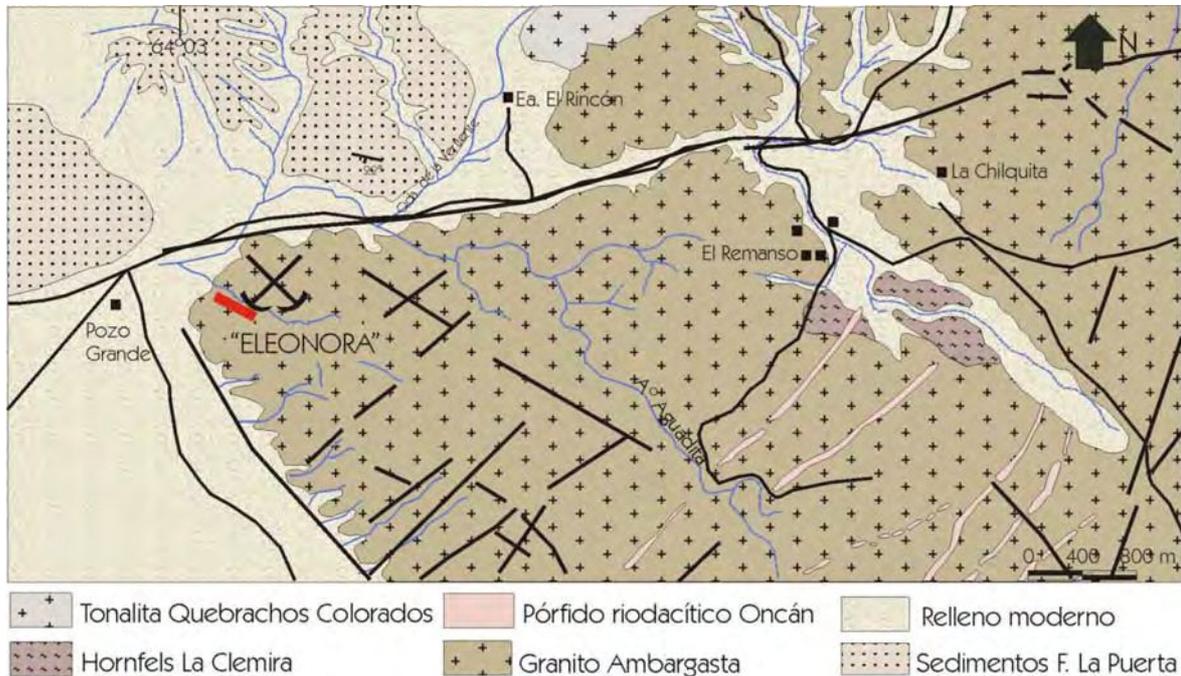
Figura 4.4. Fotografía de campo donde se observa el rajo correspondiente a la mina “La Elsa”, de rumbo noroeste.

iv) MINA “ELEONORA”

La denominada mina “Eleonora” está ubicada unos 4 kilómetros al oeste del puesto El Remanso, en las inmediaciones de Pozo Grande. Representa la veta de manganeso más occidental del Grupo El Remanso. Al igual que las otras mineralizaciones se encuentra emplazada en el basamento granítico, el cual presenta algunas variaciones en el tamaño de grano. La pared norte de la veta se caracteriza por presentar tamaño de grano muy fino, que podría representar una diferenciación aplítica subhorizontal. Dado que se halla cubierto por material de derrubio y monte espeso sus límites no pudieron marcarse con precisión. El extremo austral de dicha veta se ubica a los $29^{\circ} 19' 22''$ Latitud S y $64^{\circ} 02' 41''$ Longitud Oeste.

La veta presenta un rumbo $N 110^{\circ}$, las dimensiones alcanzadas por las labores mineras son escasas, la longitud de las mismas es de unos 25- 30 metros y la profundidad observada es de 2 metros. El grado de conservación de las labores efectuadas es muy malo y actualmente existe mucho material de derrumbe que dificulta la observación de la veta. Internamente se ha podido observar la presencia de brecha con cemento de manganeso

rico en sílice y pequeñas vetillas de mineral de manganeso puro, friable, de aspecto terroso.



4.2 GRUPOS MINEROS ALEDAÑOS

i- GRUPO AMBARGASTA o SUNCHALES

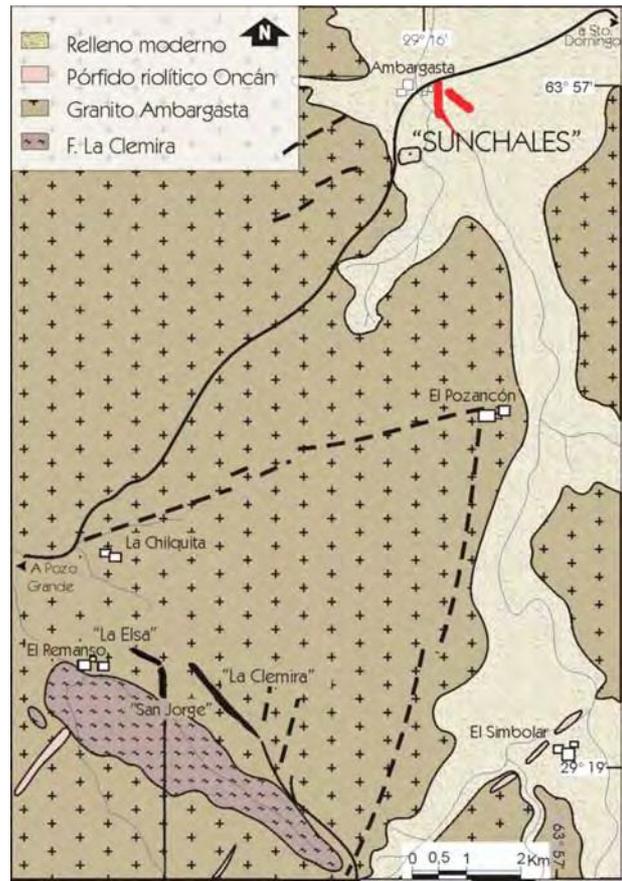
En las cercanías del poblado Ambargasta se encuentra el Grupo minero homónimo, aunque también existen en la bibliografía algunas referencias a este grupo bajo la denominación “Sunchales”, al que pertenecen las manifestaciones de manganeso más septentrionales de todo el conjunto de vetas manganésíferas de las provincias de Santiago del Estero y Córdoba.

Dada la cercanía de este grupo minero con el grupo minero El Remanso, se han realizado observaciones con toma de muestras y algunos análisis con el objeto de comparar las características de la mineralización en ambos sectores. Por otra parte, dado que no se han encontrado variaciones importantes en cuanto a la composición mineralógica y disposición de la mena, sólo se realiza una breve descripción de los rasgos observados en el campo. Cabe mencionar que las dimensiones de estas estructuras mineralizadas son de menor desarrollo que en el grupo minero El Remanso.

La litología predominante de la zona es el granito **Ambargasta** de color rosado y grano grueso. Sus componentes esenciales son cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita; microscópicamente presenta signos de incipiente cataclasis. Hacia el norte se apoyan en discordancia regional las areniscas de la formación **La Puerta**, constituidas por conglomerados, areniscas y bancos de arcillas.

Pertencen a este grupo las minas "Tiperary" y "El Porvenir" (Beder, 1931) ambas ubicadas al este del arroyo Ambargasta. Debido a la escasa información existente para estas pertenencias, y al desconocimiento por parte de los lugareños de la existencia de dichas vetas, durante los reconocimientos de campo fue imposible identificar a los dos rajos hallados con su correspondiente denominación.

Las labores mineras observadas consisten en dos rajos a cielo abierto de pequeñas dimensiones, cuyas longitudes no superan los 20 metros y anchos máximos de explotación entre 3 y 4 metros; siendo la potencia de la veta, inferior a un metro. Las orientaciones son N 110 a 130° y N 350° respectivamente. En la actualidad se encuentran con un nivel de agua a una profundidad aproximada de 2 metros que puede variar según la época del año (Figuras 4.5 y 4.6).



Las vetas de manganeso del grupo Ambargasta, al igual que todas las manifestaciones de la región, constituyen estructuras subverticales con relleno de brechas. Las mencionadas brechas están formadas por clastos de granito, de brecha preexistente y también de mena; el material que las cementa constituye una nueva generación de óxidos de manganeso acompañados por limonitas y soluciones ricas en sílice. Por lo que se puede apreciar en este caso, a diferencia del distrito El Remanso, faltan los filones formados exclusivamente por mineral puro. La ganga que acompaña a la mineralización está compuesta principalmente por ópalo de color rosado y baritina que se presenta rellenando cavidades, aunque en muy escasas proporciones.

En planos de fractura en la roca de caja, también se han encontrado pequeños cristales de fluorita de color violeta y blanco.

Desde el punto de vista minero la presencia de mineralización de manganeso en este sector es escasa, ya que los óxidos se presentan sólo como cemento de la brecha. Esta característica, junto con la presencia de agua en el interior de los rajos, justificaría el escaso desarrollo alcanzado por los laboreos.



Figura 4.5. Fotografía tomada en sentido norte – sur en un rajo del Grupo Minero Ambargasta, donde se observa el nivel alcanzado por el agua.

Los minerales de mena que se encuentran en estas vetas son óxidos e hidróxidos de manganeso. Tanto las determinaciones ópticas, de difracción de rayos X como las microquímicas indican la presencia de hollandita, criptomelano y, como producto de alteración de los óxidos primarios, la formación de pirolusita. Composicionalmente se han observado en algunos casos, contenidos más elevados en Ba y Pb que los encontrados en los minerales provenientes de El Remanso (véase Capítulo 5).



Figura 4.6. Fotografía donde se observan dos rajos contiguos de pequeñas dimensiones pertenecientes al Grupo Minero Ambargasta.

ii- GRUPO ASPA PUCA

Otro de los distritos que se ubican en las inmediaciones del Grupo minero El Remanso es el Grupo minero Aspa Puca. Este grupo también fue examinado durante una de las campañas realizadas a la zona con el fin de realizar observaciones a modo de referencia. Las condiciones en que actualmente se encuentran las labores mineras hicieron inviable la toma de muestras representativas *in situ* de los componentes de las vetas. Debido a esta dificultad, solamente fue posible realizar observaciones en el material acumulado a modo de escombreras. Las características observadas en los bloques extraídos durante la explotación de las vetas demostraron una total similitud, al menos en muestra de mano, con las litologías presentes en el grupo El Remanso. En la **Figura 4.7** se observan algunos rajos de explotación pertenecientes al Grupo Aspa Puca donde puede apreciarse el estado actual en que se encuentran estas labores.

Durante las tareas de campo sólo se relevaron los datos de orientación de las labores y su posición geográfica debido a la imposibilidad de realizar un muestro representativo de las mineralizaciones de este grupo. Los datos obtenidos fueron volcados en el mapa geológico de la zona de estudio y en el análisis estructural incluidas como fallas mineralizadas.

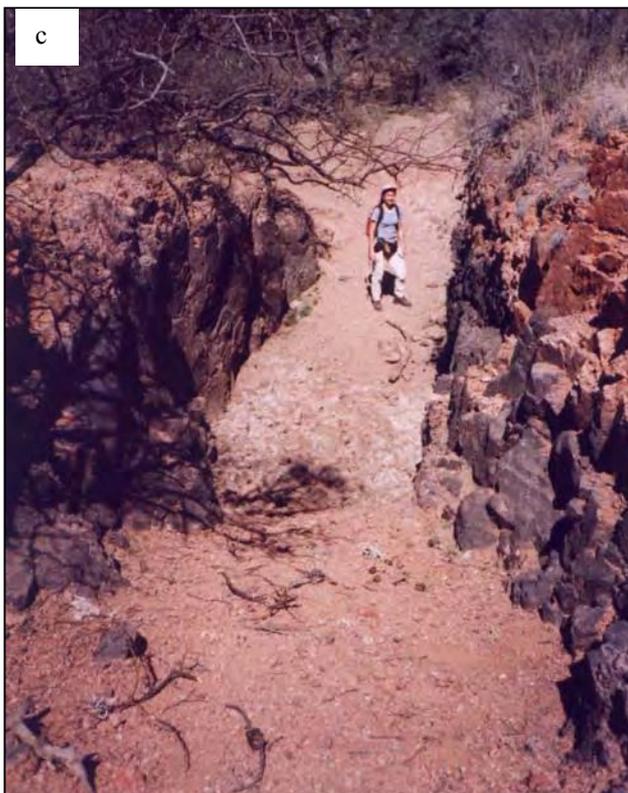
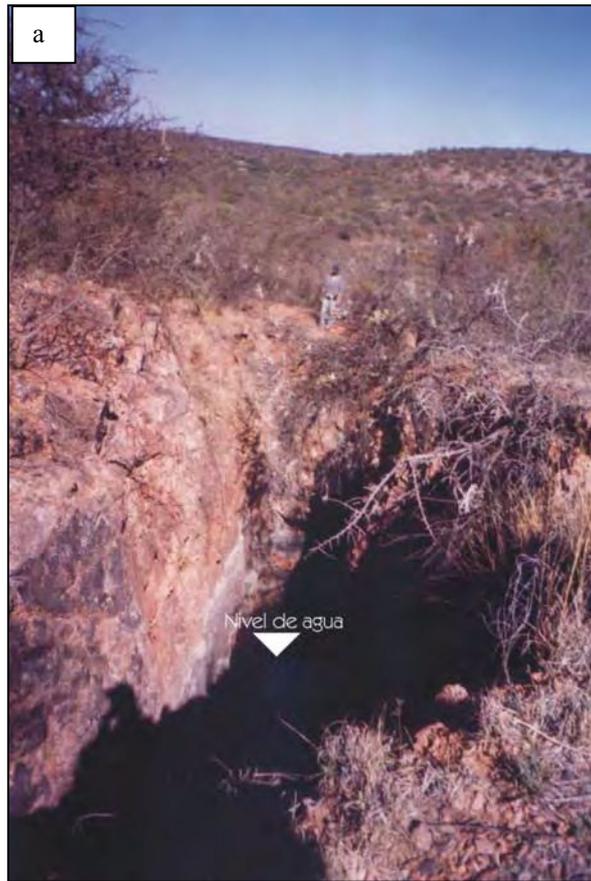
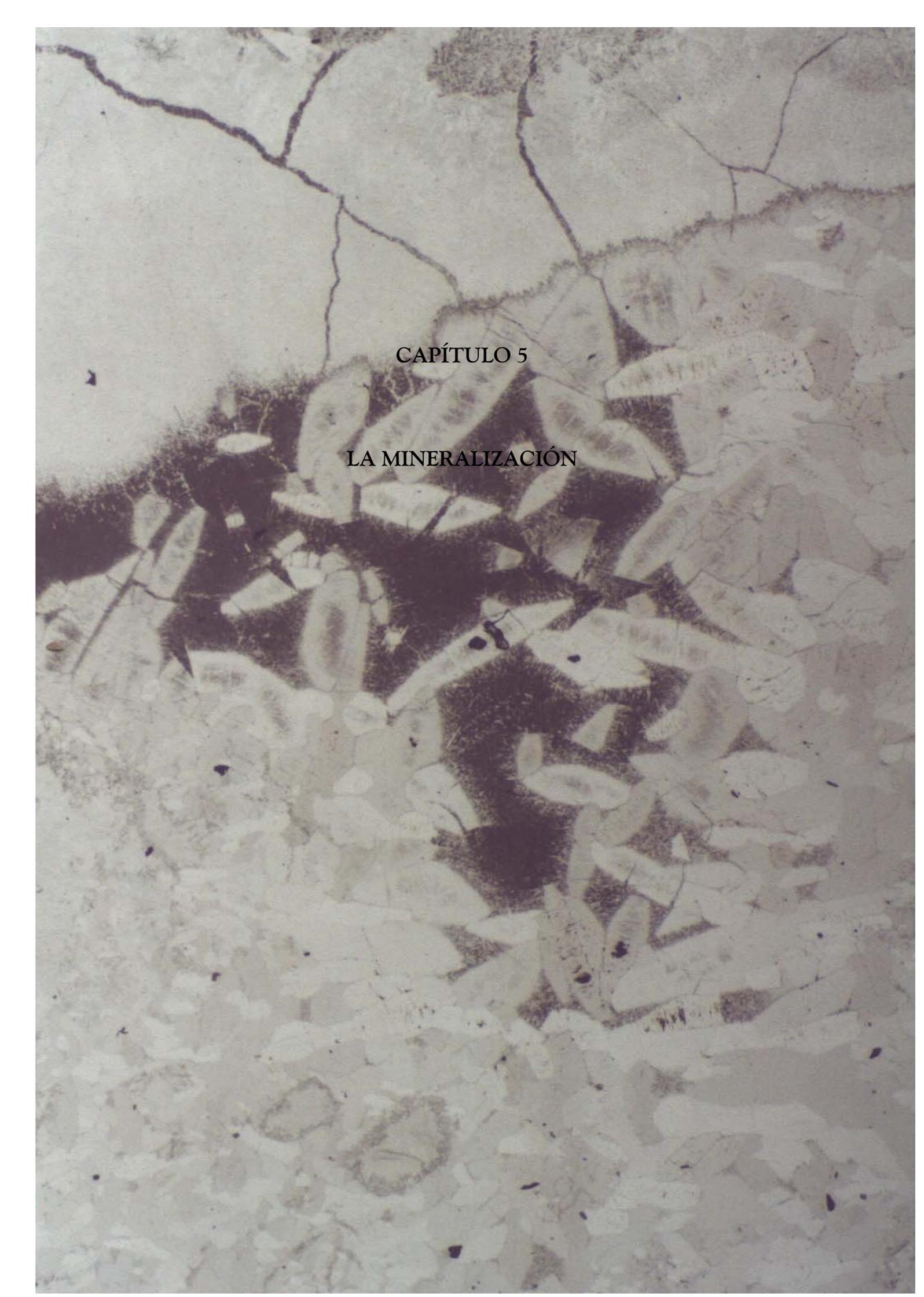


Figura 4.7. Fotografías donde se observan las principales vetas del Grupo Minero Aspa Puca. a) El Cardón, b) Veta Águila Este, c) Águila Oeste.

Tabla 4.2: Coordenadas de ubicación de las vetas correspondientes al Grupo Minero Aspa Puca.

Ubicación	Coordenadas
Águila E	29° 21' 52'' Lat S 63° 58' 29'' Long O
Águila O ?	29° 21' 03'' Lat S 63° 58' 32'' Long O
El Crestón?	29° 20' 58'' Lat S 63° 58' 40'' Long O
El Cardón?	29° 20' 53'' Lat S 63° 58' 48'' Long O
La Sorpresa?	29° 20' 38'' Lat S 63° 58' 55'' Long O

A microscopic image showing a cross-section of plant tissue that has been mineralized. The tissue is stained, revealing various cellular structures and mineral deposits. The central part of the image shows a large, dark, irregularly shaped area, possibly representing a vascular bundle or a site of intense mineralization. The surrounding tissue is lighter in color and shows a network of cell walls and smaller mineral inclusions. The overall appearance is that of a complex, multi-layered biological structure that has been altered by mineralization.

CAPÍTULO 5

LA MINERALIZACIÓN

5.1. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS MINERALIZADAS

El conjunto de características morfológicas que reúnen las vetas de manganeso de la Sierra de Ambargasta responde a un nivel de emplazamiento superior de la corteza terrestre, donde predomina un estilo de deformación netamente frágil, evidenciado en los diferentes tipos de brechas que rellenan las estructuras mineralizadas. Este nivel de la corteza terrestre está caracterizado por temperaturas inferiores a los 250° C y por una importante circulación de fluidos. Es en este sector donde se produce la formación de la mayor parte de los depósitos epitermales. Además, los mecanismos de deformación que ocurren en esta zona de la corteza indican un comportamiento frágil de las rocas que favorece el desarrollo de jaboncillo y brechas de falla (Passhier y Trouw, 1996). Este tipo de deformación es el que se observa en las mineralizaciones de manganeso presentes en la Sierra de Ambargasta. Las mismas se hallan como relleno de estructuras subverticales alojadas en el basamento granítico. La formación de estas estructuras y su relación con el marco geológico regional y local, fue estudiada en el capítulo 3.2, dedicado al análisis estructural. En ellas la mena se encuentra formando parte de brechas ya sea como cemento o bien como clastos de algunos tipos de brechas, mientras que en otros casos se presenta en forma filones que muchas veces forman un venilleo en la roca de caja a modo de “stockwork”.



Figura 5.1. Mineralización de óxidos de manganeso en forma de filón englobando clastos de roca de caja.

Las relaciones texturales en y entre cada unos de los tipos litológicos que constituyen el relleno de las estructuras componen un aspecto muy importante ya que representan sucesivos períodos de fracturación y deposición mineral. Estas texturas fueron estudiadas en detalle desde la escala de afloramiento hasta la microscópica y permitieron reconstruir una secuencia de etapas que otorgan una explicación a la evolución del depósito, desde el inicio de la estructuración de la roca de caja hasta su emplazamiento actual.

De acuerdo con lo observado, se puede concluir que la precipitación de los minerales de manganeso fue recurrente y alternante con períodos de fracturación. Una de las mayores diferencias que presentan los eventos de precipitación es la variación en la cantidad y composición de los minerales de ganga, mientras que la mineralogía de los óxidos de manganeso se mantiene más bien constante en todas las etapas. Esta característica estaría indicando cambios en las condiciones químicas del fluido, que se ven reflejadas en la ganga, por lo menos en algunas de las etapas de su evolución.

La existencia de minerales como calcita, cuarzo, fluorita y baritina formando parte de la ganga es un rasgo característico hallado en la mayoría de los ejemplos mundiales de depósitos de manganeso de origen hidrotermal. Algunos depósitos con estas características se encuentran en el Distrito Talamantes, Chihuahua, Méjico (Hewett & Fleischer, 1960); y en Graham, Maricopa y Yavapai, Arizona (Hewett & Fleischer, 1960). Además, la presencia de productos de acción hidrotermal como adularia y diferentes variedades de sílice, tanto en las estructuras mineralizadas como en la roca de caja, tal como la observada en los depósitos de la sierra de Ambargasta, también fueron descriptos en otros lugares del mundo como en Logan mine, San Bernardino, California (Hewett, 1964).

5.1.1. PROCESOS de FRACTURACIÓN y PRECIPITACIÓN MINERAL

El marco estructural dentro del cual se originaron las vetas portadoras de óxidos de manganeso de la sierra de Ambargasta, tal como se ha visto precedentemente, es un corredor estructural que regionalmente presenta rumbo norte sur. Las estructuras mineralizadas ubicadas en el extremo septentrional de dicho corredor, presentan orientaciones predominantes hacia el noroeste. Este conjunto de manifestaciones manganésíferas está constituido por un sistema de fallas con una fuerte componente de rumbo y sentido de desplazamiento dextral (capítulo 3.2). Como han sido mencionados anteriormente, los procesos genéticos que originaron los depósitos de manganeso de la sierra de Ambargasta, responden a episodios sucesivos de fracturación y precipitación mineral que han quedado reflejados en las diferentes litologías que rellenan las estructuras y sus relaciones texturales.

Internamente, las estructuras que alojan a la mineralización presentan un relleno constituido por distintos tipos de brechas y filones de mena. Los diferentes tipos de brechas presentan variaciones en el tamaño y forma de los clastos y en la naturaleza del cemento. El grado de redondez alcanzado por los clastos es variado, pero predominan los angulosos sobre los levemente a muy redondeados. Composicionalmente estos clastos corresponden en mayor medida al granito encajante junto con otros del mismo granito con signos de cataclasis. Otro tipo de clastos está formado por sílice sacaroidea proveniente de filones presentes en el granito (véase capítulo 4), también brechas, minerales de manganeso y en algunos casos ópalo. De acuerdo con la presencia o ausencia de los diferentes componentes en cada una de las brechas, las relaciones texturales observadas en el campo, y también a escala microscópica, se ha planteado una división en cinco etapas que permite explicar el proceso evolutivo de las vetas mineralizadas.

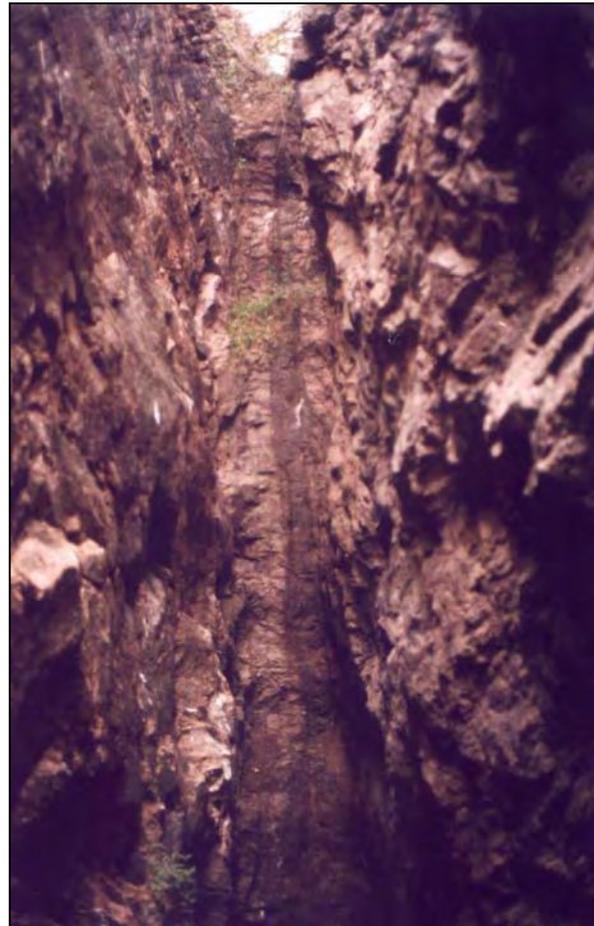


Figura 5.2 Fotografía tomada desde el interior de una labor minera a una profundidad de 15 metros en la veta La Clemira.

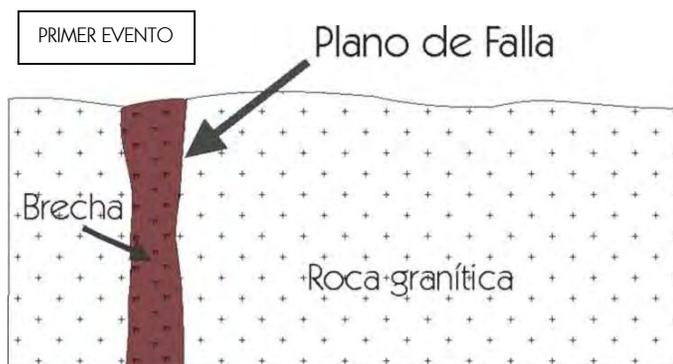
DESCRIPCIÓN DE LOS EVENTOS

A partir de las observaciones realizadas se ha asignado un orden cronológico a cada tipo de brecha encontrada y a la precipitación más importante de minerales de mena. Así se pudo reconstruir una serie de eventos de fracturación y depositación mineral. Cabe mencionar que este esquema fue compuesto tratando de integrar los diferentes tipos litológicos observados en el interior de las vetas y sus relaciones texturales, pero es importante destacar que no siempre éstos se encuentran a la vez en un mismo perfil. Es por eso que aquí se ha intentado describir un perfil integrado lo más completo posible basándose en los rasgos más conspicuos y, por lo tanto, es probable que a escala de mayor detalle o en muestras puntuales existan variaciones o presencia de eventos que en este análisis no se describen dado que no modifican el esquema evolutivo general que aquí se plantea. Por otra parte, se han tomado como límites entre eventos aquellos episodios de deformación de mayor magnitud y representatividad, capaces de provocar importantes cambios en las estructuras. En cuanto a la química del fluido, se observa una variación durante la evolución del sistema que inicialmente precipita minerales de hierro y manganeso de composición bastante homogénea, con escasa participación de minerales de ganga, mientras que la última etapa de evolución se caracteriza por precipitación en forma casi exclusiva de minerales de ganga y en forma accesoria, probablemente por removilización, precipitación de óxidos e hidróxidos de manganeso, con cierta participación de óxidos de hierro.

PRIMER EVENTO

En primer lugar se ubica un proceso de deformación mecánica de la roca granítica, canalizada posiblemente a través de planos de debilidad preexistentes. Esta deformación origina una brecha altamente silicificada cuyo aspecto textural llevó a muchos autores a confundirla con un pórfiro, motivo por el cual suele denominársela “pseudo pórfiro”.

Este tipo de brecha representa el estadio de máxima deformación del granito y constituye cuerpos de morfología tabular bien definida, con un espesor de algunas decenas de centímetros y gran continuidad vertical. Se hace presente en casi toda la extensión de las vetas y se ubica como parte del relleno de las estructuras, siempre ocupando una posición lateral en los filones.



Esta roca de textura pseudo porfirica, es una cataclasita que puede ser clasificada como brecha aunque en algunos sectores presenta gradaciones a milonita. Está formada por pequeños clastos de granito que miden entre 0.5 y 5 milímetros de diámetro, cementados

por un material de naturaleza silíceo y color rojo intenso o castaño rojizo. Esta coloración se atribuye en parte a tinción con óxido férrico, una fuente posible para este material ferruginoso podría ser la destrucción de las biotitas del granito, junto con hierro proveniente del propio fluido cementante. El grado de redondez alcanzado por los clastos en esta brecha es muy alto y es probable que esto responda a la participación de una componente hidráulica durante el proceso de brechación, capaz de generar mecanismos de atricción entre clastos y así aumentar el redondeamiento de los mismos (Jébrak, 1997). (Figura 5.3).



Figura 5.3. Muestra de mano correspondiente a la denominada "Brecha I". Se observan clastos redondeados de feldespato y cuarzo provenientes del granito en un cemento silíceo de color rojo intenso.

En cuanto al cemento puede decirse que si bien contiene algunos fragmentos de la roca de caja observables a escala microscópica, está principalmente constituido por diferentes variedades de sílice.

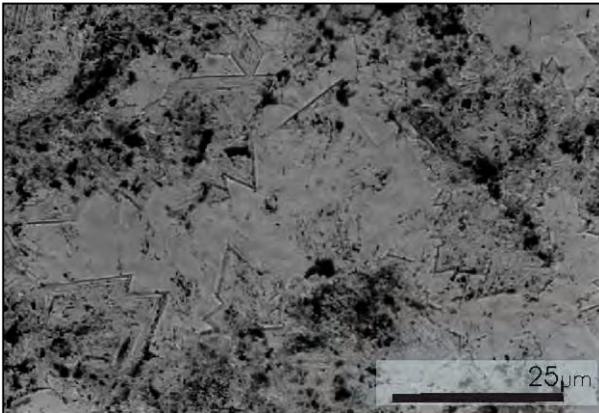


Figura 5.4. Fotografía donde se observa el cemento de la "Brecha I" con abundantes cristales de adularia de morfología rómica. N//.

Microscópicamente, en el cemento de esta litología se observan diferentes tipos de texturas de sílice características de depósitos hidrotermales, junto con el desarrollo de cristales rómicos de adularia. Estos cristales muestran una marcada zonación (Figura 5.4). Una de las variedades de sílice más frecuente es la textura de recristalización denominada "en mosaico" (Figura 5.5). También son abundantes las texturas de calcedonia llameante junto con texturas de crecimiento primario de cuarzo con forma de prisma y bipirámide (Figuras 5.6 y 5.7) (Dong *et al.*, 1995; Echavarría, 1997).

Este proceso genera más de un tipo de brecha, es decir se producen varios subtipos de "pseudo pórfiros" en los que varía no solo la proporción de clastos, sino también en algunos casos se producen refracturaciones de la misma brecha originando subtipos. Dado que

todas ellas reúnen características similares y responden a un mismo proceso de deformación, aquí se mencionan como parte de un mismo episodio.

En este punto cabe remitirse a las estructuras filonianas o venas con signos de cataclasis que fueron descritas en el capítulo 4 y que se encuentran ampliamente distribuidas en el granito Ambargasta. Estas venas representarían estadios previos al desarrollo de esta primer brecha (brecha I) como pequeñas expresiones de un mismo proceso que por su orientación con respecto a los esfuerzos principales, no alcanzan a desarrollar la importancia que tienen en las vetas mineralizadas.

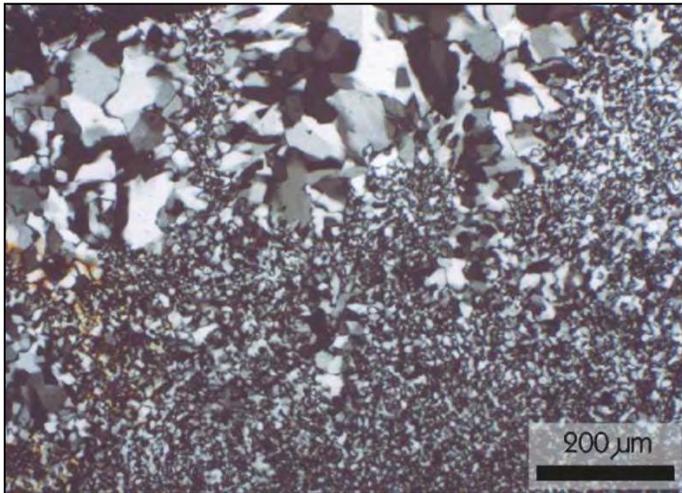


Figura 5.5. Textura de recristalización: en mosaico. Cristales de cuarzo de forma anhedral. NX.



Figuras 5.6. Diferentes texturas de sílice en cemento de brecha. Calcedonia con textura llameante desarrollada sobre una delgada capa de ópalo con crecimiento botroidal. NX.



Figuras 5.7. Cristal de cuarzo zonado (textura de crecimiento primario), rodeado por textura llameante de calcedonia. NX.

SEGUNDO EVENTO

El segundo evento ocurrido en la zona también es un proceso que genera deformación mecánica de la roca de caja. En este caso se produce otro tipo de brecha de falla en el que varía la naturaleza del cemento, el cual está compuesto por mineralización de manganeso y ópalo. Los clastos de esta brecha están formados principalmente por granito, que en algunos casos presenta signos de cataclasis y del denominado “pseudo pórfiro” o brecha I. Los clastos en esta brecha (brecha II) pueden llegar a tener hasta un metro de diámetro y en general son angulosos (Figura 5.8). Los cuerpos constituidos por estas brechas son tabulares de paredes bien definidas, con potencias muy variables entre algunas decenas de centímetros hasta más de un metro; verticalmente presentan gran continuidad.

Algunas de las especies de minerales de manganeso identificadas en este pulso son criptomelano – hollandita y romanechita posiblemente como reemplazo pseudomórfico de manganita. Junto con la mineralización de manganeso se encuentra una primer generación de cristales de baritina (Figura 5.9).

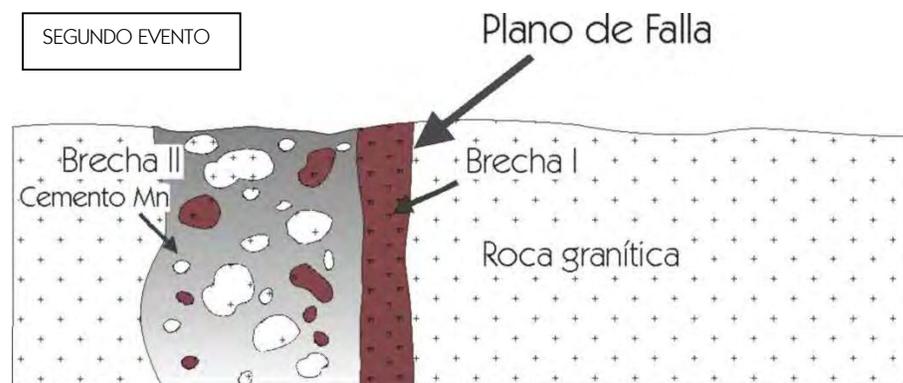




Figura 5.8. Fotografía tomada en un frente destapado por las labores de explotación en la veta “La Clemira” donde se observa la denominada Brecha II, constituida por clastos de diverso tamaño de granito y de Brecha I, en un cemento de óxidos de manganeso e importantes cantidades de ópalo de color rosado y blanco acompañados por cantidades accesorias de baritina, observables a escala microscópica.

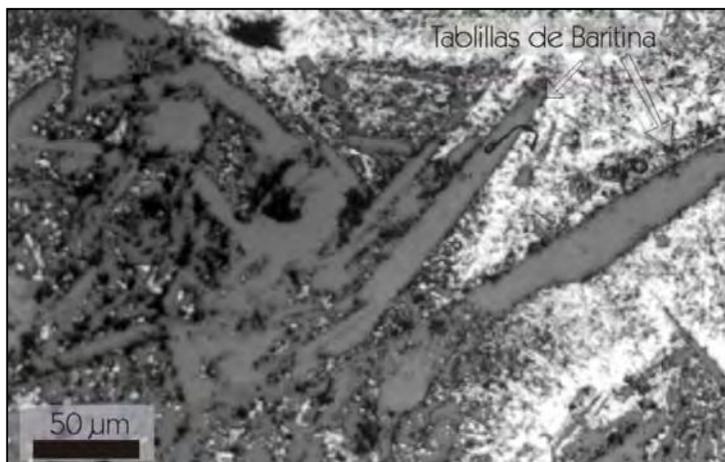


Figura 5.9. Fotografía tomada al microscopio calcográfico que muestra tablillas de Baritina en paragénesis con óxidos de Mn. N//.

TERCER EVENTO

A continuación la zona sufrió un proceso de reactivación de la estructura y formación de otro tipo de brecha que además de tener clastos de granito de pequeño tamaño, desde unos 10 cm de diámetro hasta microscópicos, también incluye clastos de minerales de manganeso con tamaños del orden del centímetro hasta microscópicos. El cemento lo forman minerales de manganeso altamente silicificados (Figuras 5.10 y 5.23).

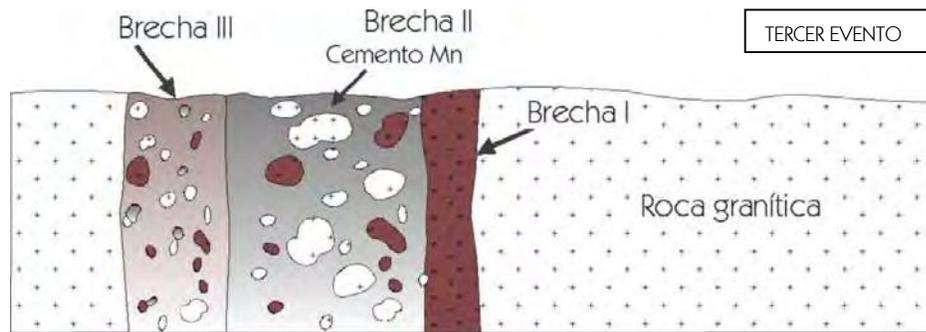


Figura 5.10. Fotografía tomada en el interior de la veta "La Clemira" donde se observan las brechas I y III, junto con un pequeño filón de óxidos de Mn puros.

CUARTO EVENTO

Como cuarto proceso en la descripción de la posible evolución del sistema, se ubica la generación de los filones de manganeso puros. La potencia de estos filones es variable, pero en promedio alcanzan entre 20 y 30 centímetros (Figura 5.11). Si bien representan el evento que genera la mayor cantidad de minerales de manganeso, su presencia en la extensión total de las vetas es discontinua. Desde el punto de vista económico representa el evento más importante ya que genera el mineral de mejor “calidad” dada su mayor pureza, sin participación de clastos de roca de caja.

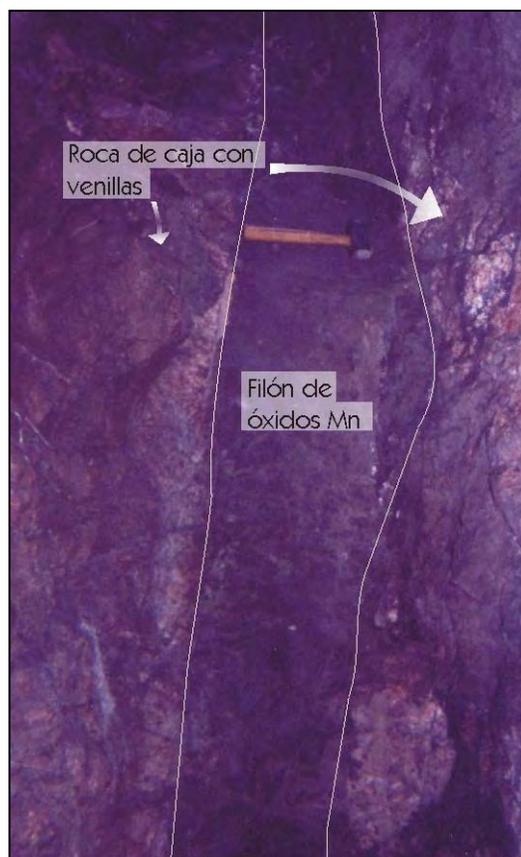
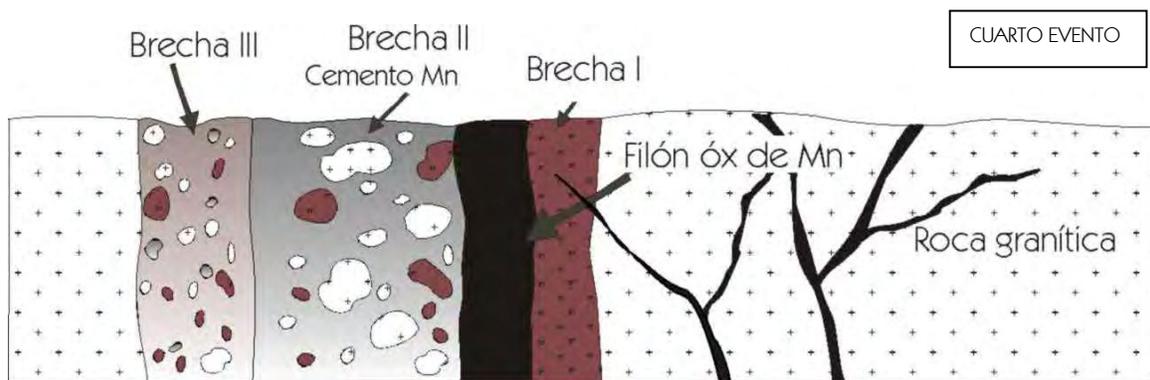


Figura 5.11. Vista en el interior de un rajo de explotación donde se observa la disposición del filón mineralizado, sin participación de diferentes brechas.

Esta falta de continuidad de los filones de manganeso generados en este evento, está directamente relacionada con el tipo de esfuerzo, es decir distensivo o compresivo, lo cual depende de la geometría de la estructura y su posición con respecto al campo de esfuerzos. Esto se debe a que las pequeñas desviaciones en el rumbo de la estructura principal, dan como resultado que en determinados sectores la estructura sufra extensión y creación de espacio abierto suficiente para albergar a los filones; mientras que en otros sectores sufra compresión sin posibilidades de generar espacios para alojar a la mineralización (Figura 5.12).

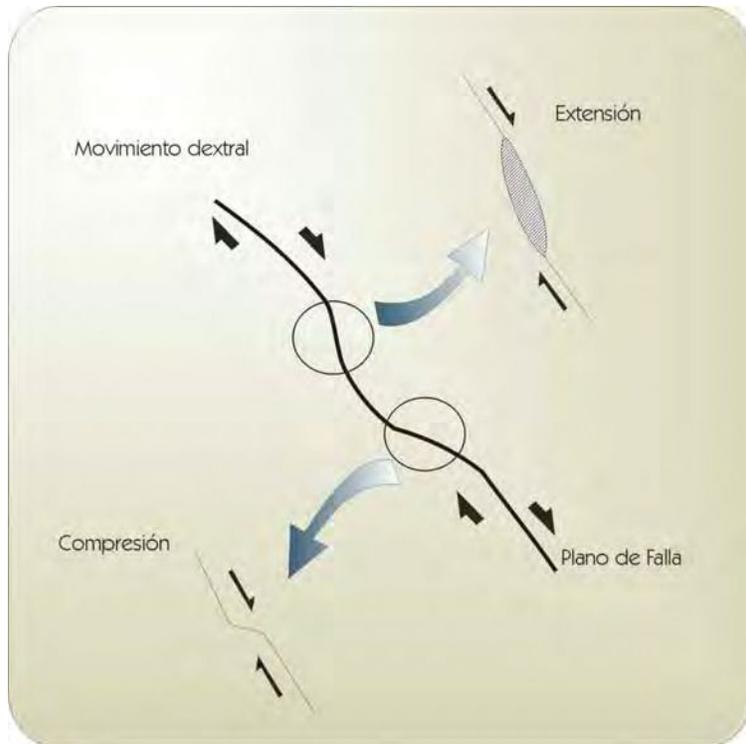
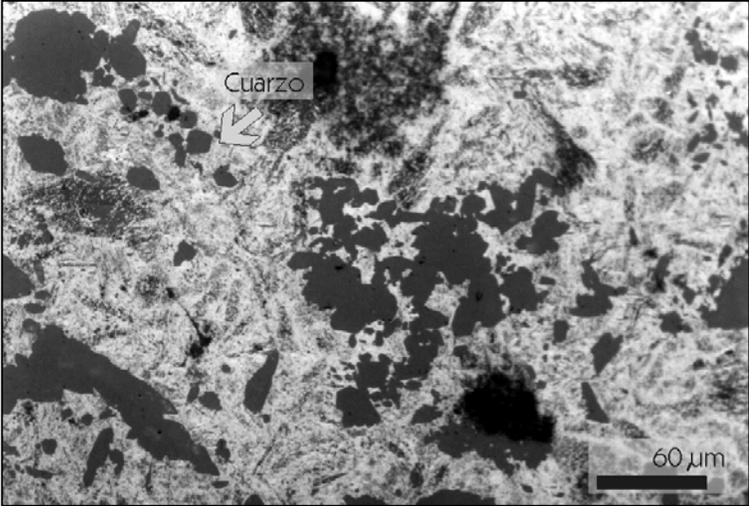


Figura 5. 12. Diagrama esquemático que muestra cómo dentro de un mismo campo de esfuerzos transcurrente dextral puede existir extensión o compresión dependiendo de la geometría de la falla.

En cuanto a la composición mineralógica estos filones de mena suelen tener intercrecido cuarzo en forma de cristales idiomorfos de sección hexagonal (Figura 5.13) y cristales de adularia de morfología rómbica (Figura 5.14), aunque en cantidades reducidas.

Figura 5.13. Fotografía al microscopio calcográfico de óxidos de manganeso fibrosos tipo romanechita, intercrecido con cristales de cuarzo. N//.



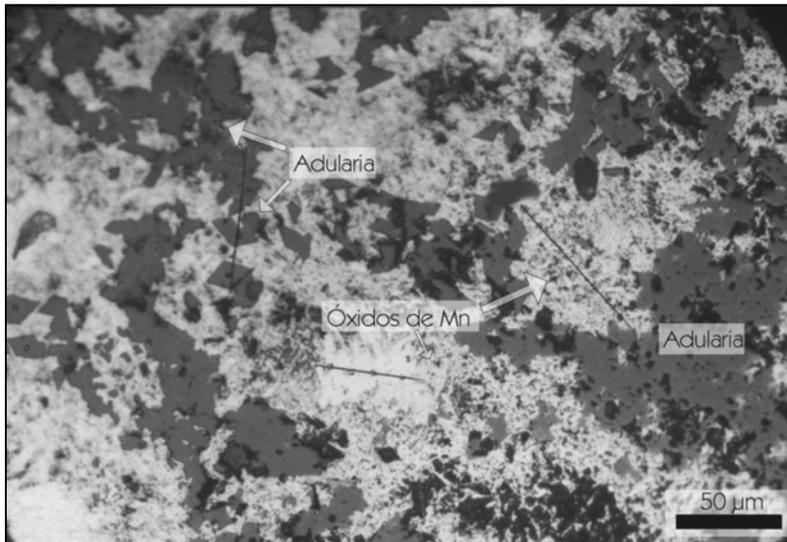


Figura 5.14. Fotografía de óxidos de manganeso con hábito fibroso y masivo tipo romanechita, intercrecido con cristales de adularia. N//.

La composición de los cristales de adularia responde a feldespato potásico $Or_{0.9}$, la cual fue determinada mediante análisis realizados por microsonda electrónica con un equipo CAMECA SX-50 perteneciente a los laboratorios de la Universidad Federal de Rio Grande do Sul (Porto Alegre, Brasil). (Tabla 5.1). Además del desarrollo de los filones con mineralización de óxidos de manganeso durante este evento o a continuación del mismo, se desarrollaron numerosas venillas anastomosadas en forma de “stockwork” también de óxidos de manganeso que invaden la roca de caja y pueden extenderse hasta unos 12 metros desde la pared de la veta (Figura 5.15).



Figura 5.15. Fotografía que muestra mineralización de óxidos de manganeso en forma de venillas anastomosadas tipo stockwork, ubicadas a unos 4 metros de la estructura mineralizada principal, en la mina “La Clemira”.

Tabla 5.1. Análisis de cristales de adularia correspondiente al cuarto evento, realizados por microsonda electrónica (óxidos en % en peso).

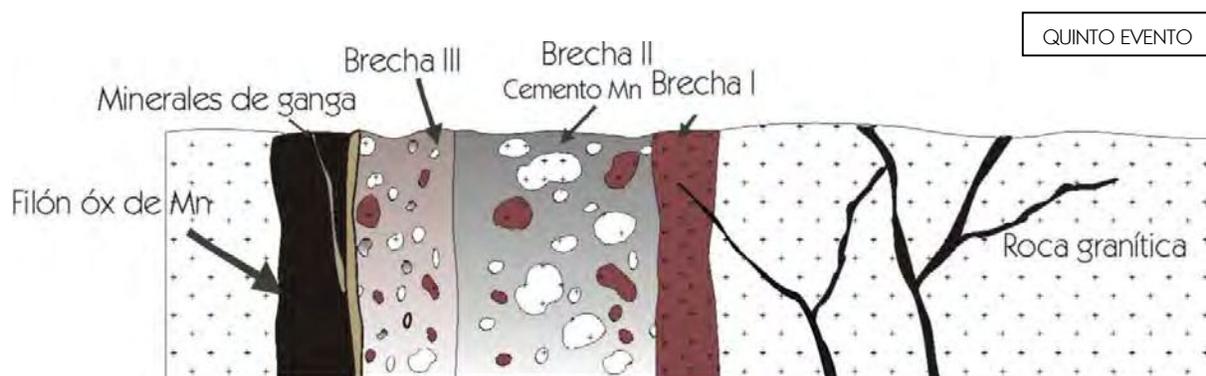
	L62	L63	L64	L65	L66
SiO ₂	65.307	65.841	68.273	65.476	65.422
TiO ₂	nd	nd	nd	nd	nd
Al ₂ O ₃	18.662	18.853	19.548	18.694	18.864
FeO	0.035	0.016	0.008	0.109	0.004
MnO	0	0	0	0	0
CaO	0.015	0.044	0.001	0	0
Na ₂ O	0.501	1.163	0.14	0.819	0.439
K ₂ O	16.028	15.127	14.817	15.595	16.102
BaO	0	0.175	0.175	0	0.285
Cl	nd	nd	nd	nd	nd
total	100.548	101.219	102.962	100.693	101.116
Número de cationes por unidad de fórmula sobre la base de 8 átomos de oxígeno					
	L62	L63	L64	L65	L66
Si	2.99	2.99	3.02	2.99	2.99
Al	1	1.01	1.01	1	1.01
Ti	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0	0	0	0	0
suma Z	3.99	4	4.03	3.99	4
Mn	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0
Na	0.04	0.1	0.01	0.07	0.04
K	0.94	0.87	0.84	0.91	0.94
suma X	0.98	0.97	0.85	0.98	0.98
total	4.97	4.97	4.88	4.97	4.98
An	0.08	0.22	0.01	0	0
Ab	4.53	10.44	1.42	7.39	3.98
Or	95.39	89.34	98.57	92.61	96.02

QUINTO EVENTO

Continuando con la secuencia evolutiva de la estructura se produce otro evento de deformación. Si bien en la zona de estudio la magnitud de este quinto evento no es importante, merece ser incluida en esta descripción ya que sí tiene gran representatividad en los sectores ubicados al sur de la zona de estudio. Este último evento se produce por una relajación del campo de esfuerzos con la consecuente apertura de espacios abiertos y formación de cavidades como resultado del colapso de la estructura (Leal y Ramos, 2002) que se rellenaron con minerales de ganga tales como baritina, fluorita y calcita aunque estas dos últimas, se encuentran en escasa proporción en la zona de estudio. También es común una variedad translúcida de ópalo la cual se presenta tapizando pequeñas cavidades e incluso precipita con posterioridad a la baritina y en algunos casos calcita, recubriendo cristales de ambos minerales.

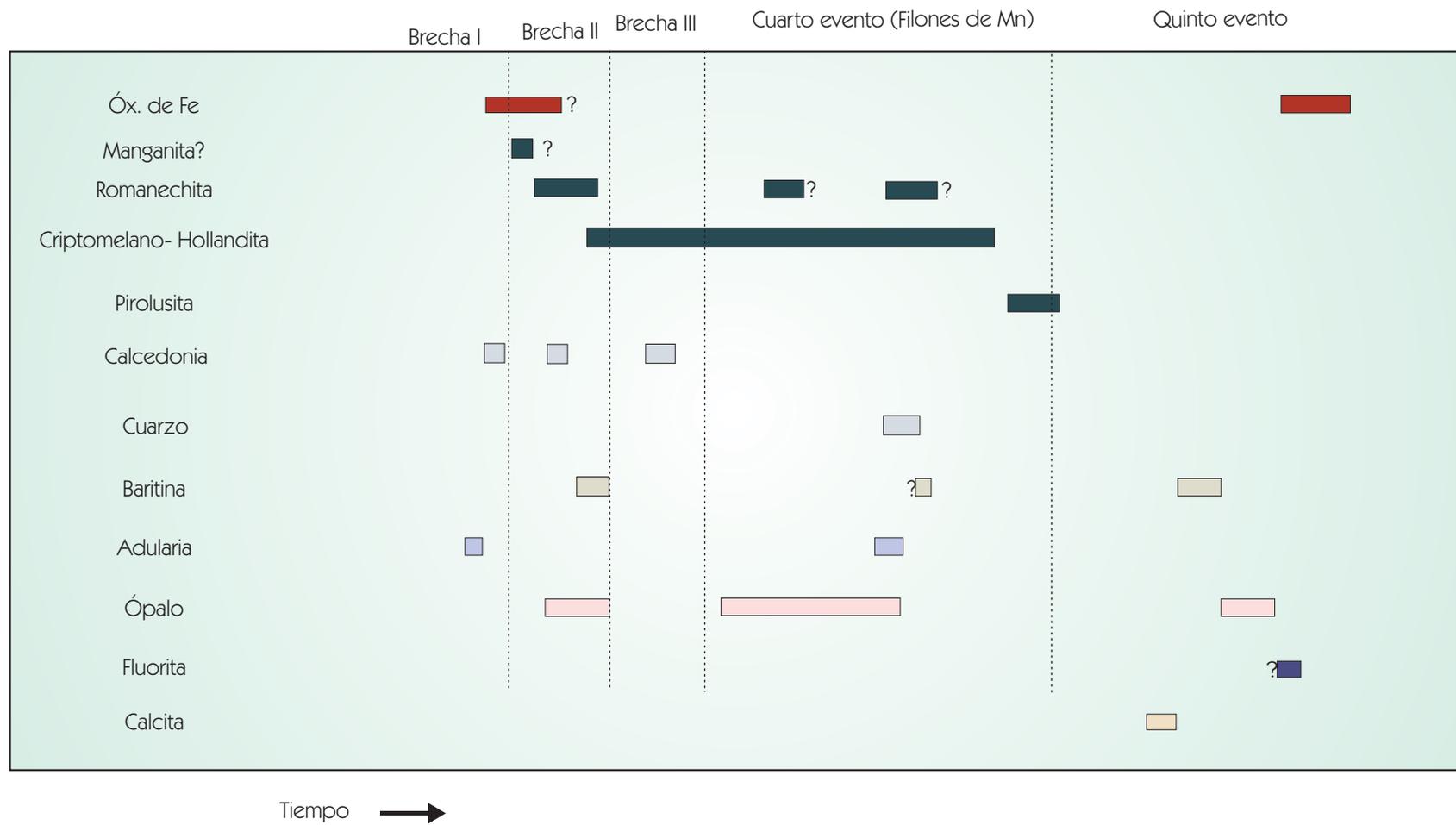
Este evento caracterizado por el cese de los esfuerzos y consecuente colapso de la estructura se pone de manifiesto en forma mucho más notoria en aquellas estructuras con orientación meridional que resultan predominantes al sur de la zona de estudio, más precisamente al sur de los 29° 40' de latitud sur. Estos espacios fueron rellenados con importantes cantidades de calcita, constituyendo verdaderos filones de carbonato de calcio puro.

Por lo antes mencionado resulta evidente que este último evento de evolución del sistema se caracteriza por una variación en las condiciones químicas del fluido, dando lugar a la precipitación de las mayores proporciones de minerales de ganga exclusivamente sin participación de óxidos de manganeso. La presencia de algunos minerales de manganeso puede deberse a removilizaciones debido a la alta solubilidad del elemento. También existe deposición de óxidos de hierro probablemente originados por el mismo tipo de proceso.



En la **figura 5.16** se presenta un cuadro paragenético de las diferentes especies minerales halladas y su vinculación con cada uno de los eventos de deformación descritos en este capítulo.

Figura 5.16: Cuadro paragenético donde se observa el orden de precipitación mineral y su relación con los sucesivos eventos de deformación.



5.2 MINERALOGÍA de los ÓXIDOS de MANGANESO

5.2.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES

Los óxidos de manganeso constituyen un grupo de minerales cuyas características resultan poco conocidas debido a las dificultades que presentan para su estudio. Además, los diferentes cationes presentes en su composición química, pueden cambiar o intercambiar posiciones catiónicas dentro de la estructura cristalina. Esto provoca deformaciones en la red que conducen a superposición de propiedades fisicoquímicas entre las diferentes especies de un mismo grupo, dificultando aún más su determinación.

Sobre la base de la determinación de sus propiedades físicas, los óxidos de manganeso se pueden dividir en dos grandes grupos. Por un lado aquellos minerales con dureza cercana o mayor a cinco, que se presentan en agregados botroidales de color negro se denominan genéricamente “psilomelanos”, término que carece actualmente de significado mineralógico. Este comprende los minerales: *criptomelano*, *hollandita*, *coronadita*, *todorokita*, *romanechita* entre otros. Por otro lado se encuentra el grupo conocido como “wad” y en el que se incluyen todos los agregados de aspecto terroso, baja dureza y coloración levemente castaña que generalmente responden a la composición mineral de la *pirolusita* y *ramsdellita*.

Dentro de las técnicas de estudio más usuales o accesibles, la observación al microscopio presenta elementos de diagnóstico limitados, ya que sus propiedades ópticas generalmente se superponen entre especies diferentes. En muchos casos, el tamaño de los agregados es demasiado pequeño como para realizar determinaciones microscópicas precisas. Esto hace que sea necesaria la utilización de difracción de rayos X para ayudar a definir más concretamente la mineralogía de este grupo, aunque esta técnica también presenta desventajas que serán detalladas más adelante (5.2.2). Actualmente el análisis por microsonda electrónica permite determinar con mayor precisión la composición química de los óxidos de manganeso. En este estudio también se abordó el análisis de espectrometría infrarroja que reveló algunos datos de interés.

Por otra parte, estos minerales poseen la propiedad de alojar proporciones minoritarias de elementos químicos ya sea ocupando posiciones definidas o no en la red cristalina. La explicación de esta tendencia se halla en el *punto isoeléctrico* de la mayoría de los óxidos de manganeso que ocurre a un pH cercano a 2. En los diferentes ambientes de depositación, los valores de pH generalmente mayores originan fuertes cargas superficiales negativas, lo cual se traduce en un incremento de la *capacidad de adsorción catiónica* de elementos como Na, K, Ba, Pb, Cu, Fe, Co, Ni, Ca, Ag, W, V, P y As (Nicholson, 1992 a). Esta propiedad constituye una herramienta de análisis metalogenético, ya que la presencia de determinadas especies catiónicas es indicadora del ambiente de depositación de los óxidos de manganeso (Nicholson, 1992 a; Crerar *et al.*, 1980).

Desde el punto de vista químico el manganeso puede presentarse en diferentes estados de oxidación (4+, 3+, 2+). Al precipitar bajo la forma de óxidos, puede hacerlo como tetravalente, bivalente o una mezcla de ambos lo cual está directamente relacionado con el ambiente de formación.

En este estudio se han encontrado composiciones minerales correspondientes a los denominados óxidos superiores, es decir aquellos con manganeso tetravalente en forma predominante. Este hecho puede tomarse como una manifestación de un ambiente netamente oxidante y estrechamente vinculado a las partes más superficiales o someras del sistema hidrotermal.

5.2.2 DETERMINACIONES MINERALÓGICAS

Los minerales de manganeso que se presentan en este estudio provienen de muestras obtenidas de las diferentes vetas que integran los Grupos Mineros El Remanso y Ambargasta. El muestreo fue realizado teniendo en cuenta las tres dimensiones de las vetas, con el objeto de determinar la existencia de posibles zonaciones. La distribución del muestreo en el caso de la mina “La Clemira” puede observarse en la **Figura 5.18**. Esta mina representa la estructura principal sobre la que se apoyan la mayoría de las interpretaciones de este estudio. El resto de las estructuras mineralizadas del área sirven como elemento comparativo, pues sus dimensiones reducidas ofrecen menores posibilidades de observación.

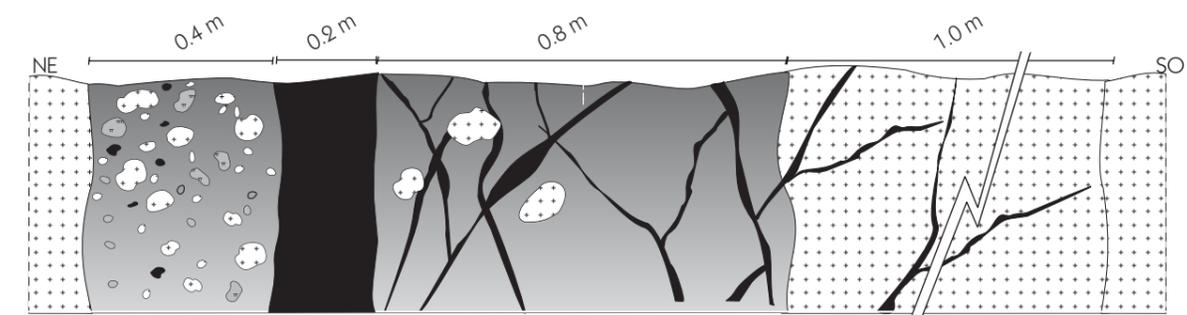
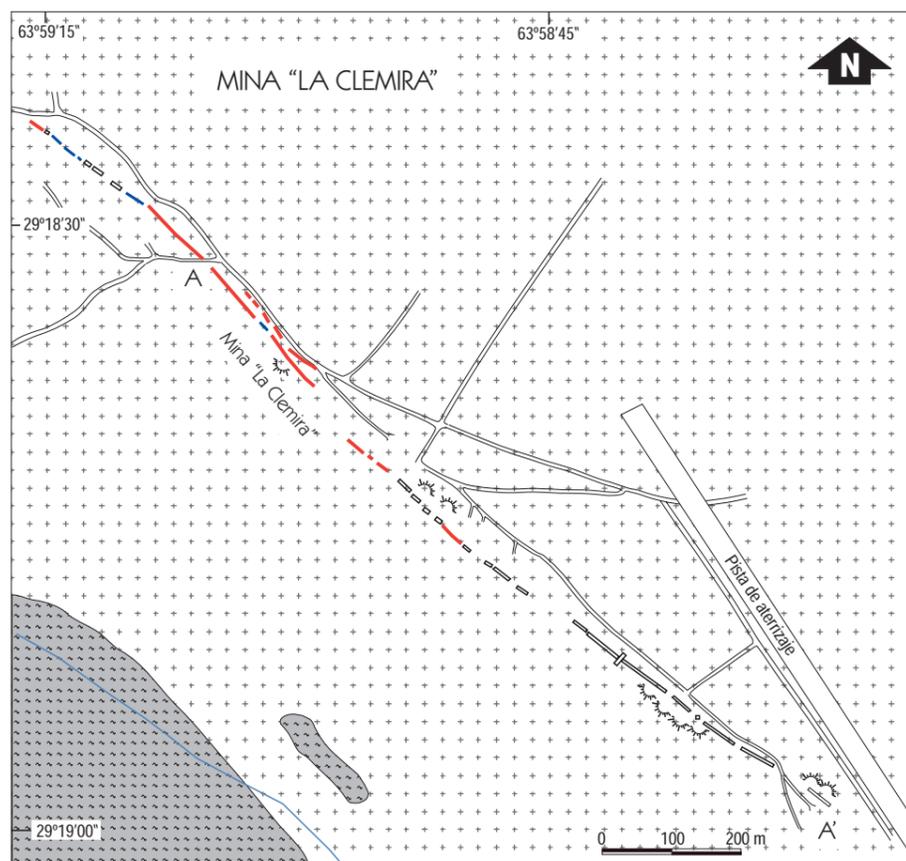
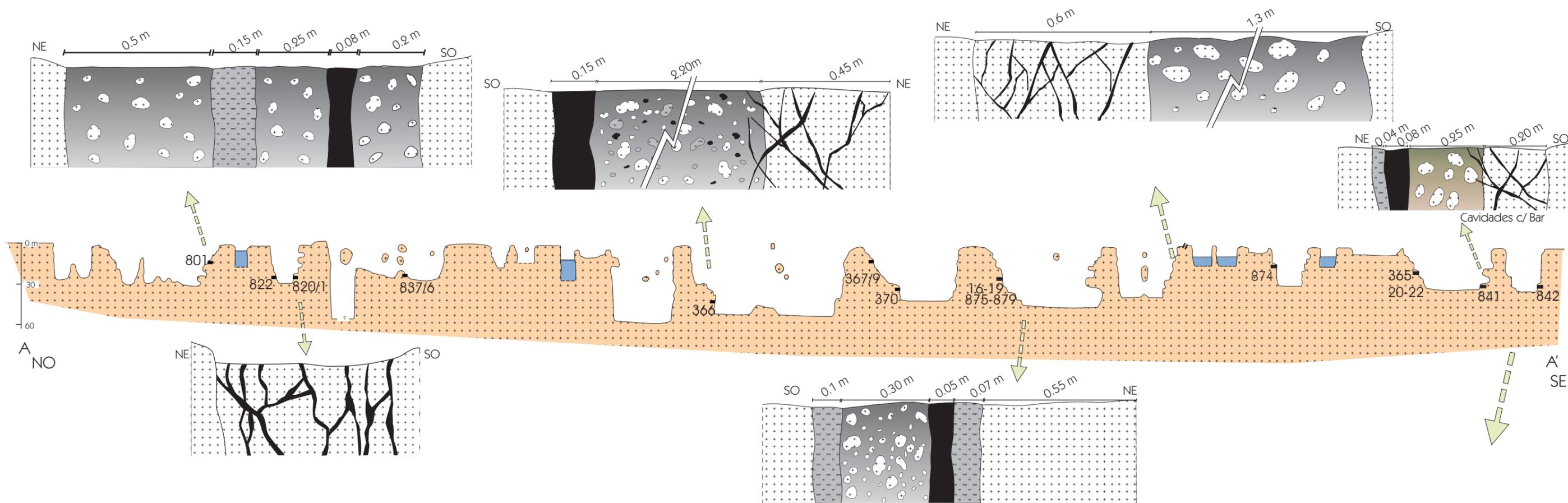
La mineralización se presenta en cuatro formas diferentes, cada una de las cuales fue muestreada y analizada. Por un lado se halla en forma de filones de mineral de manganeso puro, cuyos espesores son muy variables entre 10 a 50 cm, físicamente este mineral es de color negro, de baja dureza y aspecto terroso. Otra forma es a modo de cemento de los diferentes tipos de brechas, ya sea incluyendo clastos de la roca de caja, de brechas previamente formadas o de mena preexistente. Estos minerales de manganeso en forma de clastos son los que constituyen el tercer tipo en que puede presentarse la mena. Por último se encuentran las vetillas tipo “stockwork” diseminadas en la roca de caja **Figura 5.17**.



Figura 5.17. Perfil esquemático de una veta donde se observan las diferentes tipologías en que puede presentarse la mineralización de manganeso.

Gran parte de los óxidos de manganeso hallados en este estudio se encuentran dentro del grupo denominado “psilomelanos”. Como ha sido mencionado anteriormente, la determinación precisa de este grupo mineralógico resulta una tarea por demás

Figura 5.18. CORTE LONGITUDINAL y PERFILES TRANSVERSALES MINA "LA CLEMIRA"



REFERENCIAS			
	Mineralización de Mn en filones, venillas y clastos		Caminos
	Mineralización de Mn como cemento de brechas		Agua
	Roca de caja granítica		Escombrera
	Brecha		Muestra N°
	Hornfels La Clemira		Labor
	Falla mineralizada / observada		

complicada. No obstante ello, aquí se presentan los resultados e interpretaciones realizadas del conjunto de determinaciones efectuadas.

Las técnicas que han sido empleadas en este estudio consisten en la utilización de microscopio calcográfico, difracción de rayos X, análisis químico de elementos, análisis por microsonda electrónica y por espectroscopía infrarroja.



Figura 5.19. Fotografía donde se observa el estado actual de uno de los rajes pertenecientes a la veta La Clemira, en el puente dejado por la explotación minera se puede observar la disposición de la veta de manganeso hacia el centro de la estructura.

i) ESTUDIOS CALCOGRÁFICOS

El estudio de los minerales de manganeso por medios ópticos permitió observar relaciones texturales que resultan interesantes a la hora de realizar especulaciones referidas a las secuencias de precipitación.

Criptomelano, presenta color blanco con pleocroísmo marcado de blanco a gris claro. Se expone generalmente en granos muy pequeños o en agregados coliformes en forma de bandas fibroso radiales. Con este hábito se presenta comúnmente rodeando clastos de roca de caja en las brechas, en por lo menos dos pulsos de precipitación. Otra morfología muy común que presenta el criptomelano es en forma de fibras muy delgadas o forma acicular que se entrecruzan y suelen estar precipitadas junto con sílice amorfa; en algunos casos estos cristales se disponen en agregados radiales a partir de un centro. Aunque no son tan comunes se han observado también cristales con formas romboidales, que presentan superficies con muy buena calidad de pulido y suelen estar asociados con cuarzo u ópalo. (Figura 5.20).

Hollandita: es una de las fases minerales mayoritarias, y se la encuentra principalmente en las venillas tipo stockwork. Se caracterizan por presentar color gris claro, pleocroísmo leve y fuerte anisotropía entre gris azulado y castaño. Las formas elongadas tienen extinción recta. El hábito más común que presenta es en forma de tablillas delgadas que se entrecruzan formando texturas tipo *decusadas*. Cuando forma parte del cemento en brechas, lo hace rodeando las capas de criptomelano a modo de anillos concéntricos. (Figura 5.21).

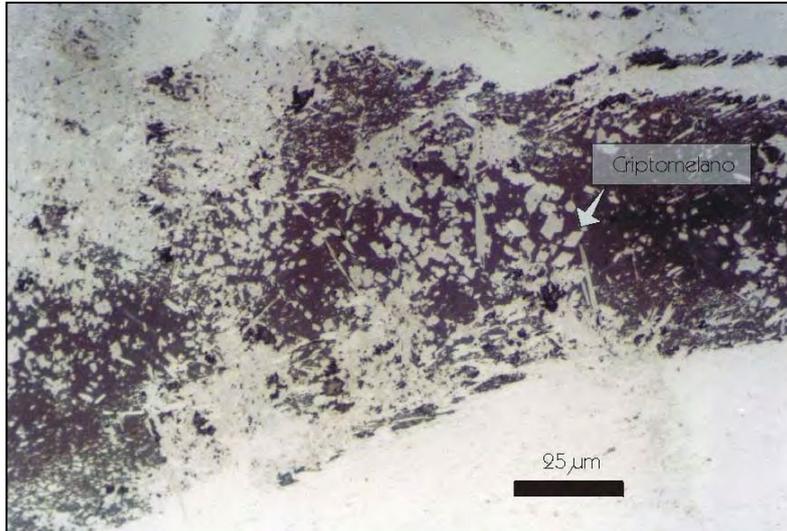
Tanto el *criptomelano* como la *hollandita* se presentan generalmente con hábito coliforme a radial, muchas veces mostrando un crecimiento en capas rítmicas, que sugiere un origen a partir de geles.

Romanechita (antiguamente denominado *Psilomelano*) es un mineral difícil de distinguir basándose en sus propiedades ópticas. Se caracteriza por su color gris claro, reflectividad media y pleocroísmo marcado, siempre en los tonos de grises. Tiene hábito fibroso a masivo. A veces se presenta como reemplazo pseudomórfico de manganita? (Figura 5.22 y 5.23).

Pirolusita: su presencia no es muy habitual y generalmente se manifiesta como relleno de cavidades o en vetillas. Se reconoce por su color amarillento y pleocroísmo marcado. La anisotropía se mantiene dentro de los tonos de grises. Es uno de los óxidos de manganeso con mayor poder reflector. Los cristales son de hábito fibroso y generalmente crecen desde los bordes hacia el centro en forma perpendicular a la longitud de la veta. (Figuras 5.24 a y b).

FOTOGRAFÍAS de los ÓXIDOS de MANGANESO al MICROSCOPIO

Figura 5.20. Cristales de criptomelano con diferente hábito cristalino, en la parte central de la fotografía se observan cristales con formas rómbicas y fibrosos, crecidos en una vetilla de sílice. En la parte superior e inferior de la fotografía se observa una textura masiva (N //). Este mineral presenta una reflectividad media, color blanco con pleocroísmo entre gris claro a blanco. En el ángulo superior izquierdo de la fotografía se pueden observar ambas tonalidades.



de sílice. En la parte superior e inferior de la fotografía se observa una textura masiva (N //). Este mineral presenta una reflectividad media, color blanco con pleocroísmo entre gris claro a blanco. En el ángulo superior izquierdo de la fotografía se pueden observar ambas tonalidades.

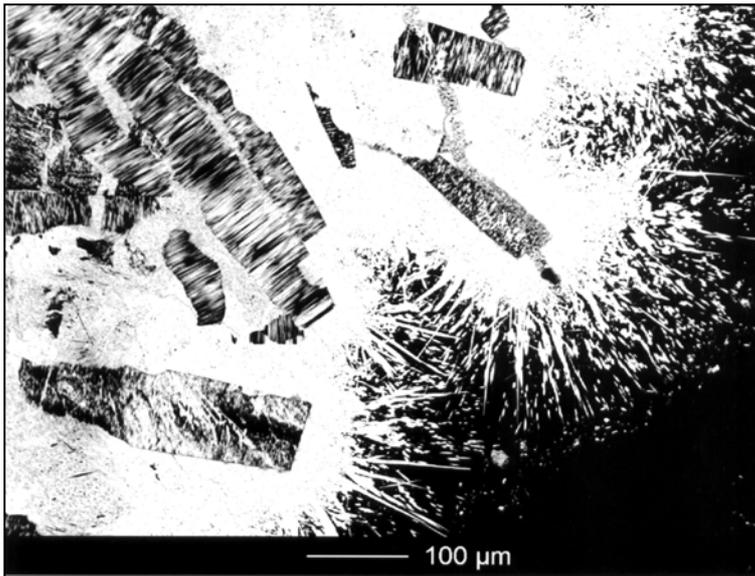
Procedencia mina "La Clemira".

Figura 5.21. Cristales de hollandita con hábito tabular fino, desarrollados en dos orientaciones principales de crecimiento y perpendiculares entre sí. Se pueden observar las direcciones de máxima iluminación y extinción. En sentido norte sur cruzan finas vetillas con relleno de óxidos criptocristalinos. (NX).



Procedencia mina "La Clemira".

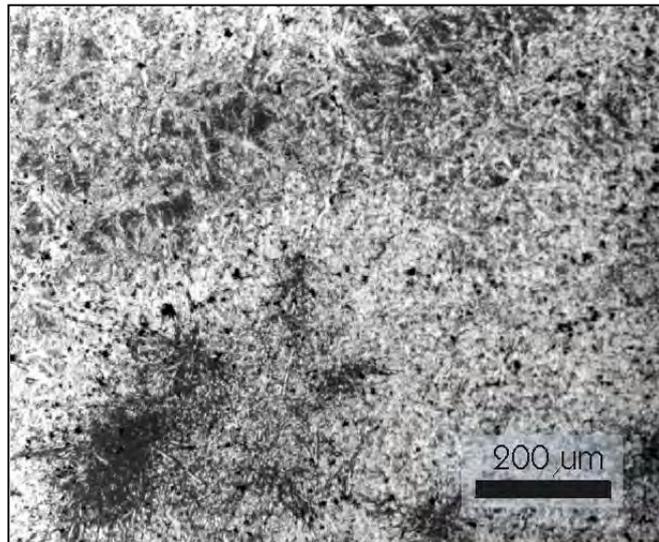
Figura 5.22. Fotografía de electrones retrodispersados (backscattered) tomada con equipo de microsonda electrónica, donde se observa romanechita de hábito fibroso, en posible reemplazo pseudomórfico de manganita.



Procedencia Mina "La Clemira".

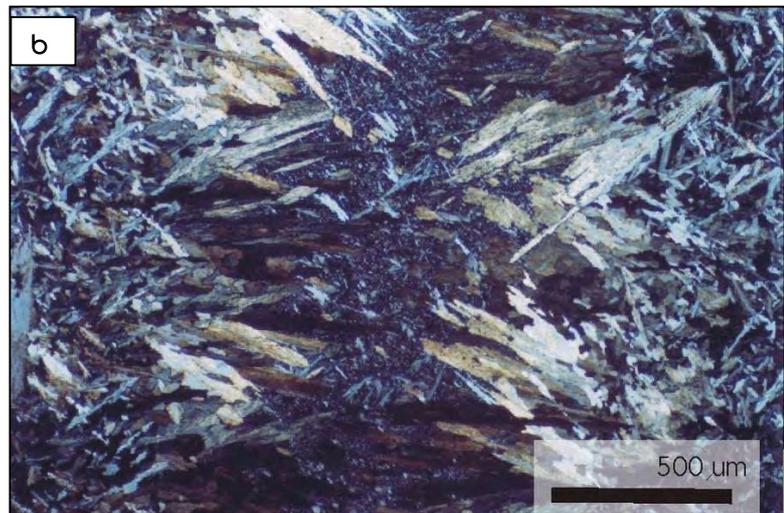
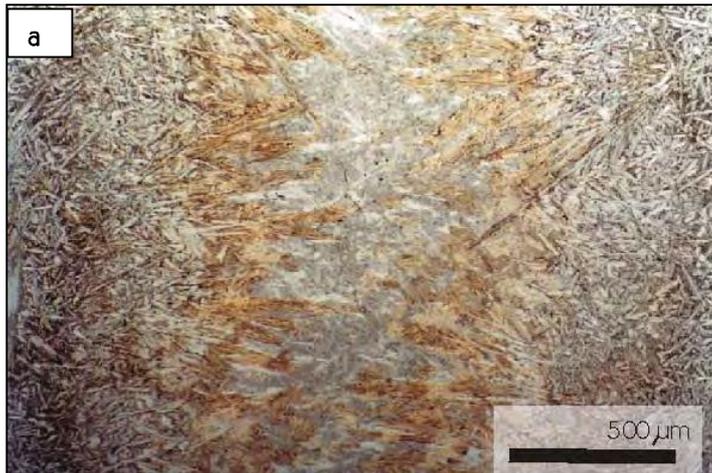
Figura 5.23. Romanechita de hábito fibroso, con un fuerte grado de silicificación. Este tipo de material es el que comúnmente forma el cemento en las brechas asociadas al tercer evento de deformación, véase capítulo 5.1.2. (N //).

Procedencia mina "La Clemira".



Figuras 5.24 a y b. Importante crecimiento de cristales de pirolusita con hábito fibroso, desarrollados en forma perpendicular al borde de la veta que rellenan. Los colores de pleocroísmo varían de blanco a amarillo, la anisotropía también es muy marcada de gris a castaño amarillento. (**a** N// y **b** NX).

Procedencia: Ambargasta.



ii) ESTUDIOS CON RAYOS X

Los análisis por difracción de rayos X fueron realizados en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas, UNLP. Para ello se utilizó un difractómetro Phillips, PW 1410, con radiación de Cu-K α entre 5 y 60° a 1°2 θ min⁻¹. Cabe mencionar que la radiación de Cu utilizada provocó un “ruido” en el fondo de los difractogramas, provocado por la estimulación de emisión de rayos X secundarios por parte del manganeso. No obstante ello, las difracciones pudieron ser correctamente medidas.

Las muestras sobre las que se trabajó fueron seleccionadas y concentradas bajo lupa, separando las diferentes texturas observadas. Aún así, los difractogramas obtenidos demostraron una importante mezcla de especies minerales. Prácticamente no se han obtenido difractogramas que correspondan a una única especie mineral.

En muchos casos los agregados de óxidos de manganeso presentan tamaños muy pequeños, hasta submicroscópicos, que dificultan la determinación mediante rayos X ya que las reflexiones resultan muy débiles. Con estos análisis también se puso de manifiesto la existencia de mezclas de óxidos que originan superposición de reflexiones. A esto se suma la presencia de líneas inesperadas probablemente producidas por deformaciones de la red cristalina que son muy comunes en estos óxidos, o bien pueden hallar su origen en impurezas presentes en el mineral.

Por lo expuesto anteriormente, del total de análisis realizados resultan pocas las determinaciones precisas que pudieron obtenerse. En aquellos difractogramas considerados más representativos se halló predominantemente *hollandita*, en algunos casos mezclada con cuarzo y posible *romanechita*. La segunda fase mineral importante en cuanto a abundancia, corresponde al *criptomelano*. También se encontraron reflexiones pertenecientes a *coronadita*, *manganita*? y *pirolusita*? (Figura 5.25 a, b, c y d).

Difractogramas de rayos X.

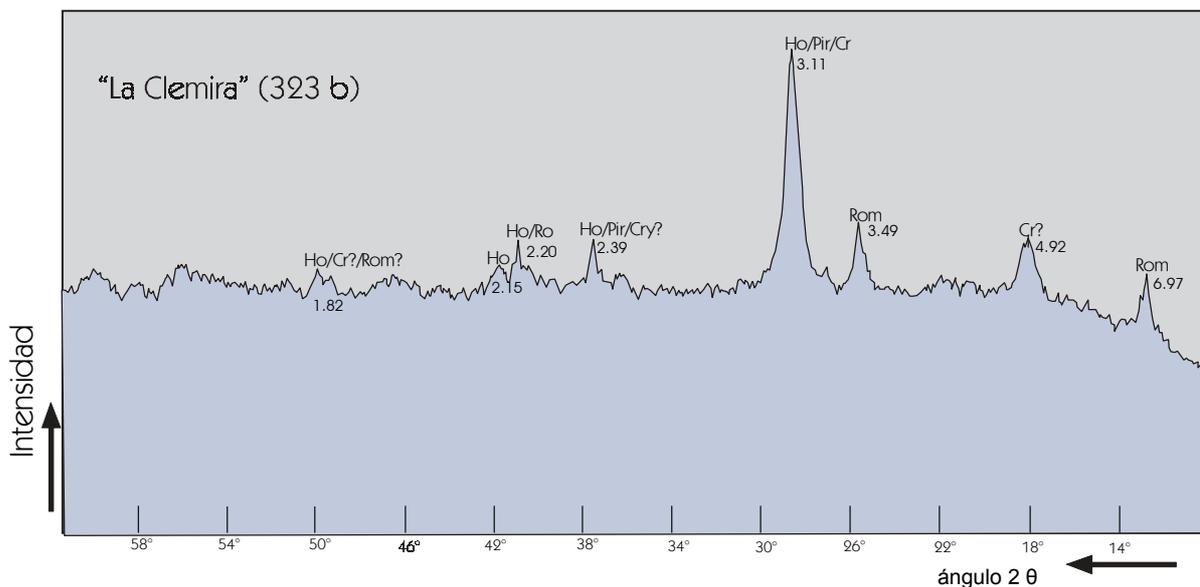


Figura 5.25 a. Principales picos de difracción correspondientes a Hollandita (Ho), Romanechita (Rom) y Criptomelano (Cr) y con dudas Pirolusita (Pir).

Hollandita Cu K	$BaMn_8O_{16}$	d	3.1	3.14	3.172	2.412	3.069
		Int	100	88	40	37	32

(JCPDS 38 – 0476)

Criptomelano FeK	$K(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$	d	2.4	3.11	1.65	1.61	4.84	1.82
		Int	100	80	80	70	50	50

(JPDD 14 – 627)

Criptomelano FeK	$K(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$	d	2.4	3.11	1.65	1.61	4.84	1.82
		Int	100	80	80	70	50	50

(JPDD 20 – 908)

Pirolusita CuK	$Mn^{4+}O_2$	d	3.11	2.407	1.62	1.3
		Int	100	55	55	20

(JCPDS 24 - 0735)

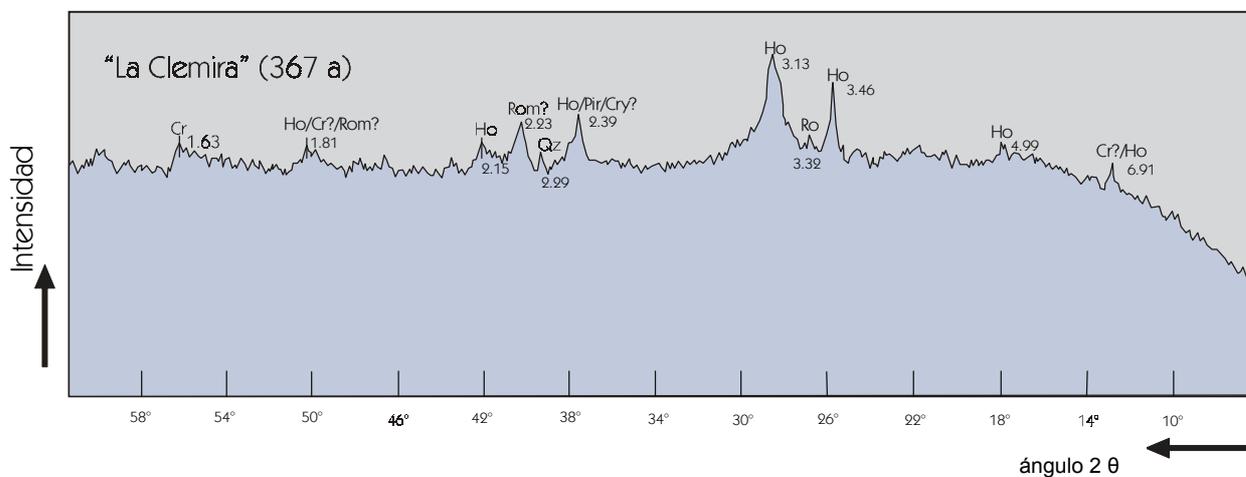


Figura 5.25 b. Principales picos de difracción correspondientes a Hollandita (Ho), también se observan algunas reflexiones correspondientes a Criptomelano (Cr) y Pirolusita (Pir) con dudas; como ganga se encuentra cuarzo.

Hollandita Cu K	BaMn ₈ O ₁₆	d	3.1	3.14	3.172	2.412	3.069
		Int	100	88	40	37	32

(JCPDS 38 – 0476)

Criptomelano FeK	K(Mn ⁴⁺ ,Mn ²⁺) ₈ O ₁₆	d	2.4	3.11	1.65	1.61	4.84	1.82
		Int	100	80	80	70	50	50

(JPDD 20 – 908)

Pirolusita CuK	Mn ⁴⁺ O ₂	d	3.11	2.407	1.62	1.3
		Int	100	55	55	20

(JCPDS 24 - 0735)

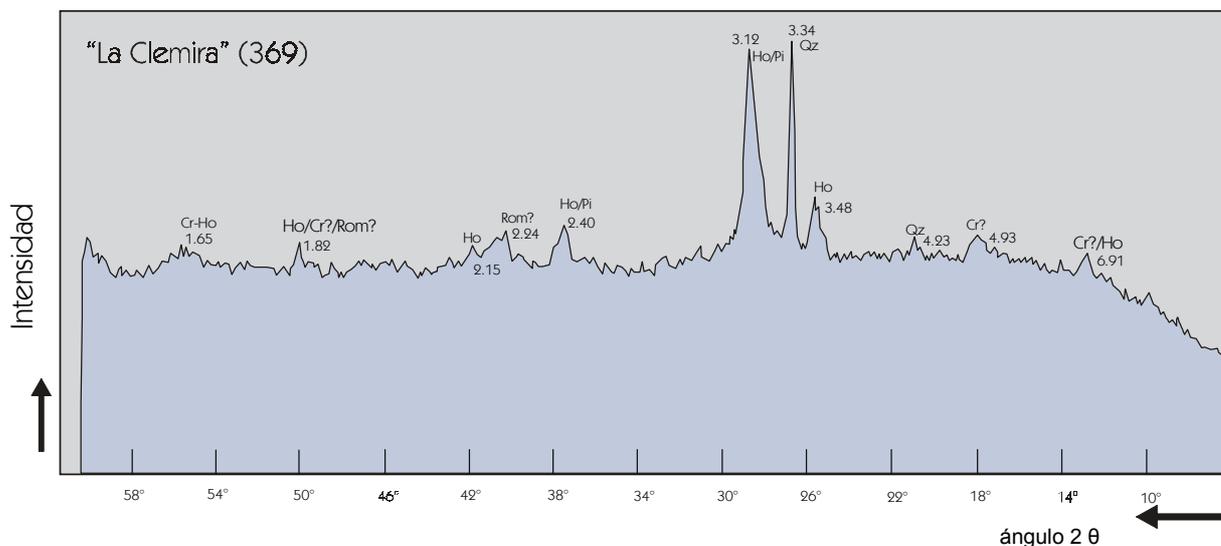


Figura 5.25 c. Principales picos de difracción correspondientes a Hollandita (Ho), y Pirolusita (Pir) también se observan algunas reflexiones correspondientes a Criptomelano (Cr) y Romanechita con dudas; Como ganga se encuentra cuarzo.

Hollandita Cu K $BaMn_8O_{16}$	d	3.1	3.14	3.172	2.412	3.069
	Int	100	88	40	37	32

(JCPDS 38 – 0476)

Pirolusita CuK $Mn^{4+}O_2$	d	3.11	2.407	1.62	1.3
	Int	100	55	55	20

(JCPDS 24 - 0735)

Criptomelano FeK $K(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$	d	2.4	3.11	1.65	1.61	4.84	1.82
	Int	100	80	80	70	50	50

(JPDD 20 – 908)

Romanechita FeK $(Ba, H_2O)(Mn^{4+}, Mn^{3+})_5O_{10}$	d	2.41	2.19	3.48	6.96	2.36
	Int	100	85	60	55	50

(JPDD 14 – 627)

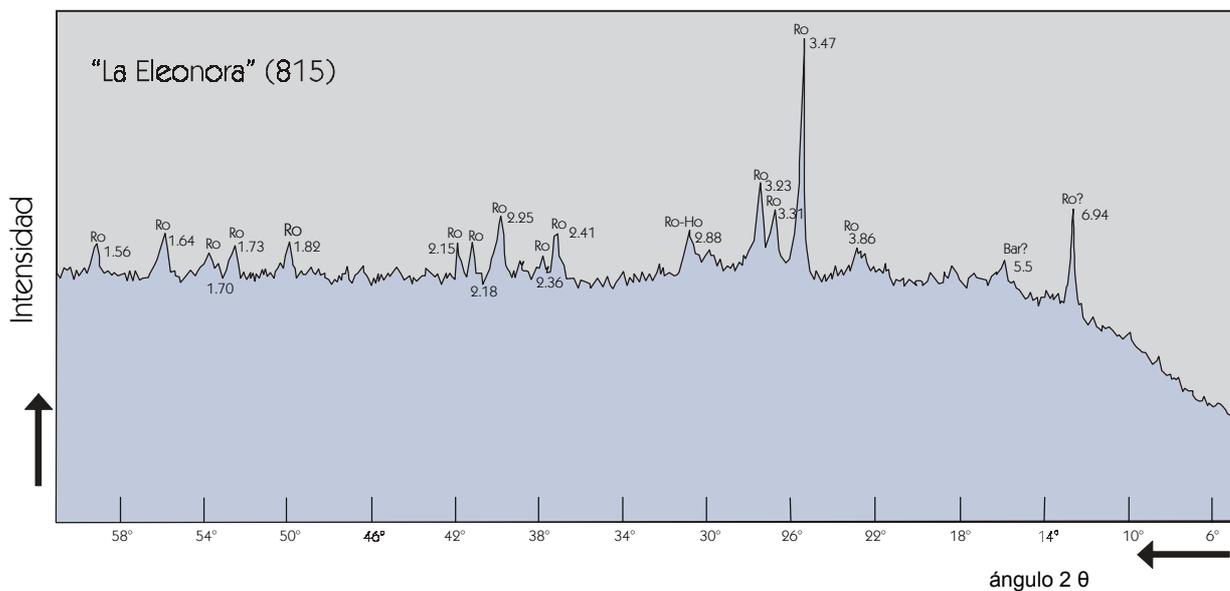


Figura 5.25 d. Principales picos de difracción correspondientes a Romanechita, también se observan algunas reflexiones correspondientes a Hollandita (Ho); con dudas una reflexión correspondiente a baritina (Bar).

Romanechita FeK $(\text{Ba},\text{H}_2\text{O})(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{3+})_5\text{O}_{10}$	d	2.41	2.19	3.48	6.96	2.36
	Int	100	85	60	55	50

(JPDD 14 – 627)

iii) ESTUDIOS CON MICROSONDA ELECTRÓNICA

Unas seis muestras consideradas representativas de las variedades mineralógicas presentes en el sistema, fueron seleccionadas para la realización de estudios mediante microsonda electrónica. El instrumental utilizado fue una microsonda JEOL JXA 8900 RL, perteneciente a la Universidad de Aquisgran (Alemania). Los valores fueron corregidos con el programa ZAF. Los patrones utilizados fueron: Jadeita: **Na** 10,54; Al 11,74; Ca 1,54; Fe 1,01; Si 27,63; O₂ 46,49 % en peso; Baritina: **BaO** 65,7; SO₃ 34,3 % en peso; Molibdeno: **Mo** 100 % en peso; **Mn₃O₄**: 100 % en peso; NiAs: **Ni** 43,94; As 56,06 % en peso; Celestina: **Sr** 47,52; O 34,81; S 17,38; Ca 0,3 % en peso; Vanadio: **V** 100 % en peso; Galena: **Pb** 86,6; S 13,4 % en peso; Fayalita: SiO₂ 29,22; **Fe₂O₃** 1,32; **FeO** 66,36; TiO₂ 0,04; MnO 2,14 % en peso; esfalerita: **Zn** 67,07; Fe 0,01; Sn 0,01; S 32,91 % en peso; Ortoclasa: Al₂O₃ 17,04; FeO 1,87; BaO 0,05; SiO₂ 64,65; **K₂O** 15,4; Na₂O 0,94; Rb₂O₃ 0,04 % en peso; Cobalto: **Co** 100 % en peso; Calcopirita: **Cu** 35,0; Fe 30,0; S 35,0 % en peso.

Los resultados de los análisis microquímicos arrojaron valores semejantes en casi todas las fases minerales estudiadas. Entre los cationes con contenidos elevados, sin tener en cuenta al Mn, se destaca la presencia de Ba, K, Sr, Pb, algo de Na y Fe (3+), este último formaría parte de la estructura de los óxidos reemplazando parcialmente al manganeso. Dado que el manganeso se presenta predominantemente en estado de oxidación 4+, el hierro presente se asume como férrico, de modo tal que resulte consistente con la hipótesis de un ambiente de formación altamente oxidante.

A partir de los resultados obtenidos, se han encontrado composiciones mineralógicas compatibles con la fórmula generalizada:



En esta fórmula "A" representa fundamentalmente a los cationes Ba, K, Na y Pb, el Mn se encuentra tanto como 2+ o 4+ (pero en mayor medida como 4+) y el agua no es un componente esencial (Roy, 1987).

Dentro de esta composición se ubican los minerales del denominado grupo del "psilomelano", al cual pertenece la serie isomorfa *criptomelano* $K_{1-2}Mn_8O_{16} \cdot xH_2O$ - *hollandita* $Ba_{1-2}Mn_8O_{16} \cdot xH_2O$. Las composiciones químicas reveladas por los microanálisis, permiten reconstruir fórmulas minerales compatibles con ambos términos de dicha serie isomorfa y sus composiciones intermedias.

En el caso del *criptomelano* la composición química tipo, tomada del prospecto Sugar-stick, Arkansas, es la siguiente:

MnO ₂ % p	MnO % p	CuO% p	CoO % p	NiO % p	MgO % p	CaO % p	Na ₂ O % p	K ₂ O % p	Al ₂ O ₃ % p	Fe ₂ O ₃ % p	H ₂ O ⁺ % p	H ₂ O ⁻ % p	SiO ₂ % p
81,75	3,5	0,06	0,21	0,02	0,02	0,28	0,56	3,84	1,37	4,0	3,45	0,38	0,35

En este caso el Mn puede ser sustituido por Cu, Zn, Co, Ni ó Fe entre otros. El K puede ser reemplazado parcialmente por Ba y en algunos casos por Na (Varentsov y Grassely, 1980).

La *hollandita*, de la localidad tipo Kajlidongri, distrito Jhabua (India) responde a la siguiente composición química:

MnO ₂ % p	MnO % p	CuO % p	ZnO % p	CoO % p	NiO % p	MgO % p	CaO % p	Na ₂ O % p	K ₂ O % p	BaO % p	PbO % p	Al ₂ O ₃ % p	Fe ₂ O ₃ % p
66,69	1,52	0,04	0,36	0,03	0,01	0,27	0,19	0,15	0,36	17,25	0,04	0,54	11,55
SiO ₂ % p	TiO ₂ % p	P ₂ O ₅ % p	WO ₃ % p	H ₂ O ⁺ % p	H ₂ O ⁻ % p								
0,47	0,05	0,02	0,007	0,20	0								

En este caso el Ba puede ser sustituido por K, Pb o Na (Varentsov y Grassely, 1980). Además la estructura cristalina del mineral en forma de túneles, otorga una mayor capacidad para intercambiar cationes y para absorber o liberar agua.

De acuerdo con estos valores y posibles sustituciones, para los elementos analizados en este estudio, se han encontrado contenidos que se mantienen dentro de los valores considerados tipo.

Una primera característica que surge de la simple observación de los resultados analíticos obtenidos, es la relación inversamente proporcional que existe entre los elementos bario y potasio. Esta situación se observa claramente en las matrices de correlación que marcan una correlación negativa entre ambos elementos. Si bien en la mayoría de las muestras analizadas existe un alto contenido en BaO, siempre por encima de un 13 % en peso, cuando este valor disminuye se produce un aumento en el contenido de potasio. Para valores de BaO inferiores a 13 % en peso, el contenido en K₂O se incrementa gradualmente desde 1 % en peso, hasta un máximo de 7 % en peso que coincide con los tenores mínimos de BaO encontrados, que varían entre 1,5 y 2 % en peso. También se observan datos analíticos con iguales proporciones catiónicas entre Ba y K (Tabla 5.2 análisis n° 25). Esto conduce a la idea que los minerales presentes representarían los extremos, o bien composiciones intermedias, de la serie isomorfa *criptomelano* - *hollandita*. En el caso de los análisis correspondientes a la muestra **323 a**, (Tabla 5.4) graficados en los diagramas ternarios de Cabella *et al.* (1995) donde cada uno de los extremos composicionales está representado por Ba²⁺ (Hollandita), K⁺ (Criptomelano), Na⁺ (Manjiroíta), se observa claramente la presencia de los dos extremos *hollandita* - *criptomelano* sin contenidos intermedios (Figura 5.26 a), mientras que en la muestra **man 4/6** (Tabla 5.2) las composiciones resultan ser transicionales entre el extremo rico en bario hasta el rico en potasio pasando por composiciones intermedias (Figura 5.26 b).

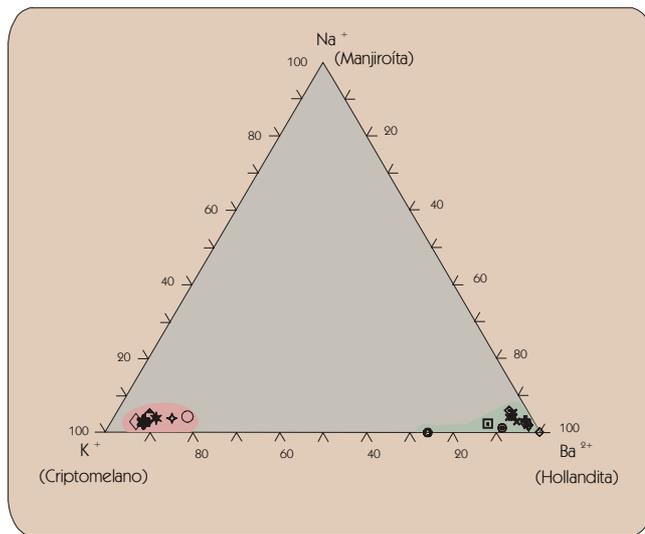


Figura 5.26 a. Diagrama ternario de clasificación tomado de Cabella *et al*, (1995). Datos en proporción catiónica.

- 323-2 □ 323-3 × 323-4 ◆ 323-5 ✱ 323-6 ○ 323-7 ✦ 323-8
- 323-10 ◇ 323-11 ◆ 323-12 ◇ 323-13 ✱ 323-18 ◇ 323-19 ✦ 323-21 ◆ 323-23

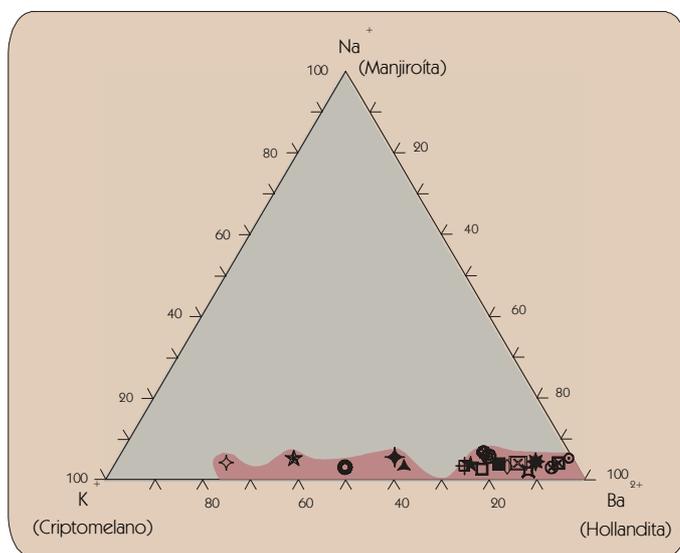


Figura 5.26 b. Diagrama ternario de clasificación tomado de Cabella *et al*, (1995). Datos en proporción catiónica.

- Man 4/6 -1 ✱ Man 4/6 -2 ⊙ Man 4/6 -3 ⊠ Man 4/6 -4 ✦ Man 4/6 -11 ◆ Man 4/6 -12
- ✱ Man 4/6 -13 ★ Man 4/6 -14 ☆ Man 4/6 -15 ⊞ Man 4/6 -16 ▲ Man 4/6 -17 ✧ Man 4/6 -19
- ⊕ Man 4/6 -20 ⊗ Man 4/6 -21 ⊗ Man 4/6 -22 ⊙ Man 4/6 -25 ■ Man 4/6 -24

En cuanto a los tenores de Na_2O , los contenidos más elevados se ubican dentro del orden de 0,2% en peso (Tabla 5.4 análisis n° 6,7,23 y 24; Tabla 5.2 análisis n° 15 y 21; Tabla 5.5 análisis n° 3, 17, 11). El sodio casi siempre presenta correlación positiva con el estroncio; mientras que con el Ba es en general fuertemente negativa (matrices de

correlación: **Tabla 5.8 c, d y f**) lo cual está de acuerdo con la competencia que existe entre ambos elementos por la misma posición en la red cristalina. También se han observado en algunos casos resultados ricos en CuO que varían entre 0,06 y 0,1% peso (**Tabla 5.4** análisis n° 7, 6, 23; **Tabla 5.5** análisis n° 2,3,4,10,13,14,15,17,8,18,11; **Tabla 5.7** análisis n° 1, 3, 9,11,12, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 21; **Tabla 5.6** análisis n° 4 y 12). En el caso del CoO los valores hallados son siempre muy bajos sin llegar a superar el 0,06 % peso o bien son nulos. En contraposición, los óxidos provenientes de fondos oceánicos son los más ricos en cobalto, del orden de 0,35 % Co en promedio. (Roy, 1981; Hewett *et al.*, 1963).

Otros metales como el Zn y el Ni no fueron detectados en la mayoría de los casos o bien se presentan en cantidades muy bajas, inferiores al 0,06% en peso como en el caso del ZnO y por debajo del 0,03% en peso de óxido de níquel. Esto podría relacionarse con que el zinc es más frecuente en aquellos óxidos de manganeso generados durante el ciclo exógeno, mientras que el níquel al igual que el cobalto, se encuentra en mayor concentración en los óxidos de fondos oceánicos (Hewett *et al.*, 1963).

El hierro se presenta principalmente en porcentajes que varían entre 0,1 y 0,16 % peso, existen algunas excepciones con contenidos mayores que rondan el 0,6 % en peso. Tal es el caso de los análisis 20 y 21 (**Tabla 5.7**, y análisis n° 18 y 20 de **Tabla 5.5**). Cabe mencionar que si bien en casi todos los casos la correlación entre el Fe y Mn es negativa, si bien ésta no es significativamente alta, podría considerarse como respuesta a un reemplazo de hierro por manganeso (**Tabla 5.8 a, b, d y e**).

También es importante destacar que, aunque en escasas oportunidades, el Pb se detectó con tenores bastante altos variables entre 7 y 1 % en peso. Generalmente, los mayores contenidos de este elemento corresponden a muestras provenientes del grupo minero *Ambargasta* o *Sunchales*. El plomo es característico del óxido de manganeso *coronadita*, aunque en los porcentajes en que aquí se presenta no es suficiente para reconstruir su fórmula mineral que consiste en $Pb (Mn^{4+}, Mn^{2+})_8 O_{16}$ (Fleischer y Mandarino, 1995). (**Tabla 5.3** análisis n° 9 y 14; **Tabla 5.6** análisis n° 6, 14, 15, 20 y 21; **Tabla 5.7** análisis n° 1, 6, 9, 12, 20 y 21). En este caso se supone que podría encontrarse reemplazando al Ba en la *hollandita* (Varentsov y Grasselly, 1980) lo cual se condice con las fuertes correlaciones negativas encontradas entre Ba y Pb (**Tabla 5.8 a, c y d**).

Los tenores encontrados en SrO son, en la mayoría de los casos, superiores a 0,5 % en peso. Este elemento junto con el Ba y el W, entre otros, es uno de los indicadores del origen endógeno de los óxidos de manganeso. De acuerdo con la bibliografía existente el estroncio reemplaza parcialmente al Ba y al K sin producir modificaciones de importancia en la red cristalina (Cabella *et al.*, 1995).

Con los resultados obtenidos se realizaron cálculos para obtener las correspondientes fórmulas minerales. Los mismos fueron computados sobre la base de 16 átomos de oxígeno. Las fórmulas que resultaron mejor definidas corresponden al *criptomelano* y a la *hollandita*. Otras pueden considerarse como composiciones intermedias de dicha serie isomorfa, lo cual corrobora las correlaciones negativas encontradas entre Ba y potasio.

Algunos ejemplos más representativos de las fórmulas encontradas son:

Ricos en Potasio:

- $Mn_{7.16}O_{16} (K_{0.90} Ba_{0.09}).xH_2O$ (análisis N° 6, muestra 323 a).
 $Mn_{7.65}O_{16} (K_{0.93} Ba_{0.07}).xH_2O$ (análisis N° 18, muestra 323 a).
 $Mn_{7.64}O_{16} (K_{0.95} Ba_{0.05}).xH_2O$ (análisis N° 19, muestra 323 a).
 $Mn_{7.65}O_{16} (K_{0.92} Ba_{0.08}).xH_2O$ (análisis N° 23, muestra 323 a).
 $Mn_{7.65}O_{16} (K_{0.92} Ba_{0.08}).xH_2O$ (análisis N° 24, muestra 323 a).

Ricos en Bario:

- $Mn_{7.52}O_{16} (K_{0.2} Ba_{0.73}).xH_2O$ (análisis N° 1, muestra man 4-6)
 $Mn_{7.45}O_{16} (K_{0.02} Ba_{0.98}).xH_2O$ (análisis N° 6, muestra sun 2).
 $Mn_{7.47}O_{16} (K_{0.03} Ba_{0.97}).xH_2O$ (análisis N° 8, muestra sun 2).
 $Mn_{7.46}O_{16} (K_{0.02} Ba_{0.98}).xH_2O$ (análisis N° 19, muestra sun 2).
 $Mn_{7.44}O_{16} (K_{0.01} Ba_{0.99}).xH_2O$ (análisis N° 20, muestra sun 2).
 $Mn_{7.45}O_{16} (K_{0.01} Ba_{0.99}).xH_2O$ (análisis N° 26, muestra sun 2).
 $Mn_{7.49}O_{16} (K_{0.02} Ba_{0.98}).xH_2O$ (análisis N° 5, muestra sun 5).
 $Mn_{7.44}O_{16} (K_{0.04} Ba_{0.95}).xH_2O$ (análisis N° 8, muestra sun 5).
 $Mn_{7.47}O_{16} (K_{0.05} Ba_{0.95}).xH_2O$ (análisis N° 14, muestra sun 5).
 $Mn_{7.45}O_{16} (K_{0.02} Ba_{0.98}).xH_2O$ (análisis N° 16, muestra sun 5).

Tabla 5.2. Tabla con los resultados realizados por microsonda electrónica en la muestra man 4/6.

Código de Muestra	Man 4-6									
Análisis N°	1	2	5	6	7	8	9	10	13	14
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.091	0.064	0.11	0.098	0.139	0.062	0.072	0.092	0.116	0.126
BaO	14.057	14.368	14.63	14.587	13.156	12.546	13.356	13.267	15.007	13.961
MoO ₃	0	0	0.101	0.048	0	0.036	0.018	0.166	0	0
MnO ₂	81.818	79.919	80.892	80.094	82.676	82.778	81.753	81.957	81.835	82.812
NiO	0	0	0	0	0.002	0	0.031	0	0.025	0
SrO	0.181	0.539	0.421	0.218	0.302	0.268	0.221	0.519	0.521	0.253
V ₂ O ₃	0.334	0.338	0.32	0.297	0.274	0.338	0.286	0.331	0.281	0.312
PbO	0.006	0	0	0	0.051	0	0.006	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0.265	0.132	0.079	0.211	0.098	0.222	0.211	0.074	0.076	0.309
ZnO	0.075	0.042	0	0.067	0.048	0.018	0.011	0.016	0.047	0.056
K ₂ O	1.135	0.536	0.705	0.779	1.406	1.771	1.445	1.256	0.479	1.274
CoO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CuO	0.012	0	0.012	0.025	0.018	0.009	0.035	0.003	0.005	0.011
Total	97.974	95.938	97.27	96.424	98.17	98.048	97.445	97.681	98.392	99.114
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.5216	7.5275	7.5196	7.5141	7.5465	7.5398	7.5321	7.5286	7.5286	7.5188
Fe ³⁺	0.0265	0.0135	0.0080	0.0216	0.0097	0.0220	0.0212	0.0074	0.0076	0.0305
Cu	0.0012	0.0000	0.0012	0.0026	0.0018	0.0009	0.0035	0.0003	0.0005	0.0011
Zn	0.0074	0.0042	0.0000	0.0067	0.0047	0.0018	0.0011	0.0016	0.0046	0.0054
Co	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ni	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0033	0.0000	0.0027	0.0000
Mo	0.0000	0.0000	0.0057	0.0027	0.0000	0.0020	0.0010	0.0092	0.0000	0.0000
V	0.0356	0.0369	0.0345	0.0323	0.0290	0.0357	0.0306	0.0353	0.0300	0.0329
Suma	7.592	7.582	7.569	7.580	7.592	7.602	7.593	7.582	7.574	7.589
K	0.1926	0.0932	0.1210	0.1349	0.2369	0.2978	0.2457	0.2130	0.0813	0.2135
Ba	0.7327	0.7673	0.7711	0.7760	0.6809	0.6480	0.6977	0.6910	0.7828	0.7187
Sr	0.0140	0.0426	0.0328	0.0172	0.0231	0.0205	0.0171	0.0400	0.0402	0.0193
Na	0.0235	0.0169	0.0287	0.0258	0.0356	0.0158	0.0186	0.0237	0.0299	0.0321
Pb	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000
Suma	0.963	0.920	0.954	0.954	0.978	0.982	0.979	0.968	0.934	0.984

Tabla 5.2. Continuación.

Código de Muestra	Man 4-6									
Análisis N°	16	19	20	24	25	26	11	15	3	4
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.131	0.119	0.168	0.094	0.118	0.113	0.193	0.221	0.16	0.107
BaO	13.56	14.179	4.845	16.106	9.69	14.623	11.089	7.493	15.91	15.132
MoO ₃	0	0	0	0.101	0.041	0	0.142	0.041	0.03	0.114
MnO ₂	82.527	82.521	86.709	82.145	83.746	81.631	82.504	85.763	79.558	79.624
NiO	0.012	0.017	0.034	0	0.013	0.005	0	0.016	0.008	0
SrO	0.266	0.25	0.64	0.237	0.431	0.248	0.413	0.47	0.525	0.556
V ₂ O ₃	0.293	0.309	0.147	0.363	0.205	0.298	0.239	0.126	0.344	0.31
PbO	0.083	0	0	0	0.196	0	0.077	0.038	0	0
Fe ₂ O ₃	0.186	0.1	0.123	0.15	0.092	0.089	0.112	0.108	0.104	0.03
ZnO	0.009	0	0	0	0.002	0.016	0.016	0	0.006	0.039
K ₂ O	1.315	1.072	4.639	0.31	3.028	0.914	2.18	3.786	0.078	0.225
CoO	0.01	0	0.021	0.042	0	0	0.037	0.011	0.007	0.008
CuO	0.012	0.021	0.024	0	0.002	0.005	0	0.027	0.051	0.003
Total	98.404	98.588	97.35	99.548	97.564	97.942	97.002	98.1	96.781	96.148
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.5342	7.5365	7.6326	7.0351	7.5709	7.5298	7.5488	7.6015	7.4977	7.5161
Fe ³⁺	0.0185	0.0099	0.0118	0.0140	0.0091	0.0089	0.0112	0.0104	0.0107	0.0031
Cu	0.0012	0.0021	0.0023	0.0000	0.0002	0.0005	0.0000	0.0026	0.0053	0.0003
Zn	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0016	0.0016	0.0000	0.0006	0.0039
Co	0.0011	0.0000	0.0021	0.0042	0.0000	0.0000	0.0039	0.0011	0.0008	0.0009
Ni	0.0013	0.0018	0.0035	0.0000	0.0014	0.0005	0.0000	0.0017	0.0009	0.0000
Mo	0.0000	0.0000	0.0000	0.0052	0.0022	0.0000	0.0078	0.0022	0.0017	0.0065
V	0.0310	0.0327	0.0150	0.0361	0.0215	0.0319	0.0254	0.0130	0.0376	0.0339
Suma	7.588	7.583	7.667	7.095	7.605	7.573	7.599	7.632	7.555	7.565
K	0.2216	0.1807	0.7538	0.0490	0.5053	0.1556	0.3682	0.6194	0.0136	0.0392
Ba	0.7019	0.7343	0.2418	0.7821	0.4967	0.7648	0.5753	0.3766	0.8502	0.8099
Sr	0.0204	0.0192	0.0473	0.0170	0.0327	0.0192	0.0317	0.0350	0.0415	0.0440
Na	0.0336	0.0305	0.0415	0.0226	0.0299	0.0292	0.0495	0.0550	0.0423	0.0283
Pb	0.0030	0.0000	0.0000	0.0000	0.0069	0.0000	0.0027	0.0013	0.0000	0.0000
Suma	0.980	0.965	1.084	0.871	1.072	0.969	1.028	1.087	0.948	0.922

Tabla 5.2. Continuación.

Código de Muestra	Man 4-6	Man 4-6	Man 4-6	Man 4-6
Análisis N°	12	17	21	22
Composición en óxidos (% en peso)				
Na ₂ O	0.096	0.122	0.256	0.174
BaO	13.653	10.05	13.136	13.136
MoO ₃	0	0.1	0.006	0.089
MnO ₂	80.61	76.293	82.159	82.447
NiO	0.007	0.008	0	0
SrO	0.763	0.768	0.895	0.933
V ₂ O ₃	0.297	0.24	0.281	0.29
PbO	0	0.076	0	0
Fe ₂ O ₃	0.083	0.05	0.123	0.172
ZnO	0	0	0	0.003
K ₂ O	0.774	1.864	0.947	0.948
CoO	0.051	0	0	0.011
CuO	0.004	0.021	0	0.032
Total	96.338	89.592	97.803	98.235
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O				
Mn	7.5348	7.5555	7.5353	7.5276
Fe ³⁺	0.0084	0.0054	0.0123	0.0171
Cu	0.0004	0.0023	0.0000	0.0032
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003
Co	0.0055	0.0000	0.0000	0.0012
Ni	0.0008	0.0009	0.0000	0.0000
Mo	0.0000	0.0060	0.0003	0.0049
V	0.0322	0.0276	0.0299	0.0307
Suma	7.582	7.598	7.578	7.585
K	0.1335	0.3407	0.1603	0.1598
Ba	0.7236	0.5643	0.6831	0.6800
Sr	0.0598	0.0638	0.0689	0.0715
Na	0.0252	0.0339	0.0659	0.0446
Pb	0.0000	0.0029	0.0000	0.0000
Suma	0.942	1.006	0.978	0.956

Tabla 5.3. Tabla con los resultados realizados por microsonda electrónica en la muestra CL 97/2.

Código de Muestra	CL 97/2									
Análisis N°	1	3	4	5	7	8	10	15	16	17
<i>Composición en óxidos (% en peso)</i>										
Na ₂ O	0.103	0.1	0.076	0.13	0.13	0.065	0.091	0.043	0.078	0.13
BaO	15.895	15.141	15.725	15.409	15.452	15.955	15.831	16.189	16.345	15.059
MoO ₃	0	0	0.06	0	0	0	0	0.066	0	0
MnO ₂	79.38	81.226	79.322	79.426	80.614	79.657	78.51	79.653	79.432	80.087
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0.013	0	0.007
SrO	0.825	0.965	0.882	0.828	0.936	0.638	0.835	0.934	0.693	0.869
V ₂ O ₃	0.355	0.322	0.347	0.327	0.335	0.35	0.347	0.327	0.345	0.339
PbO	0	0	0	0	0	0	0.162	0	0	0.006
Fe ₂ O ₃	0.074	0.019	0.078	0.007	0.067	0.094	0.101	0.071	0.097	0.131
ZnO	0.009	0.023	0.067	0	0.05	0.014	0.074	0.057	0.037	0.007
K ₂ O	0.05	0.06	0.043	0.045	0.085	0.057	0.056	0.041	0.05	0.085
CoO	0	0.003	0	0.052	0.01	0.048	0	0.045	0.052	0.021
CuO	0.017	0.025	0.041	0	0	0	0.021	0.026	0.027	0
Total	96.708	97.884	96.641	96.224	97.679	96.878	96.028	97.465	97.156	96.741
<i>Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O</i>										
Mn	7.4899	7.5241	7.4851	7.5125	7.5022	7.4944	7.4766	7.4761	7.4782	7.5018
Fe ³⁺	0.0170	0.0042	0.0177	0.0015	0.0150	0.0215	0.0233	0.0161	0.0220	0.0297
Cu	0.0018	0.0025	0.0042	0.0000	0.0000	0.0000	0.0022	0.0027	0.0028	0.0000
Zn	0.0009	0.0023	0.0068	0.0000	0.0050	0.0014	0.0075	0.0057	0.0037	0.0007
Co	0.0000	0.0003	0.0000	0.0057	0.0011	0.0052	0.0000	0.0049	0.0057	0.0023
Ni	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0000	0.0008
Mo	0.0000	0.0000	0.0034	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0037	0.0000	0.0000
V	0.0389	0.0346	0.0380	0.0359	0.0362	0.0382	0.0383	0.0356	0.0377	0.0368
Suma	7.548	7.568	7.555	7.556	7.559	7.560	7.547	7.546	7.549	7.571
K	0.0087	0.0103	0.0075	0.0079	0.0146	0.0099	0.0098	0.0071	0.0087	0.0147
Ba	0.8504	0.7953	0.8414	0.8264	0.8154	0.8511	0.8548	0.8616	0.8725	0.7998
Sr	0.0653	0.0750	0.0698	0.0657	0.0731	0.0504	0.0667	0.0736	0.0547	0.0683
Na	0.0273	0.0260	0.0201	0.0345	0.0339	0.0172	0.0243	0.0113	0.0206	0.0342
Pb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0060	0.0000	0.0000	0.0002
Suma	0.952	0.907	0.939	0.935	0.937	0.929	0.962	0.954	0.957	0.918

Tabla 5.3. Continuación.

Código de Muestra	CL 97/2									
Análisis N°	18	20	21	22	2	6	9	14	11	12
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.135	0.109	0.1	0.082	0.09	0.066	0.128	0.07	0.081	0.048
BaO	15.253	15.675	16.34	16.127	16.179	16.031	12.088	12.369	16.733	16.14
MoO ₃	0.054	0	0	0	0	0.066	0	0	0	0
MnO ₂	80.88	79.47	79.826	79.369	80.808	78.346	79.315	78.632	79.187	79.095
NiO	0.011	0.016	0.039	0	0.024	0	0	0.006	0.015	0
SrO	1.005	0.978	0.838	0.843	0.203	0.21	0.33	0.396	0.553	0.546
V ₂ O ₃	0.341	0.325	0.337	0.336	0.36	0.374	0.252	0.234	0.38	0.35
PbO	0	0	0	0	0.052	0.168	6.992	6.051	0	0
Fe ₂ O ₃	0.069	0.104	0.091	0.090	0.053	0.079	0.089	0.081	0.057	0.085
ZnO	0.036	0.038	0.01	0.015	0	0	0.067	0	0.012	0
K ₂ O	0.064	0.029	0.059	0.06	0.24	0.158	0.079	0.084	0.046	0.029
CoO	0	0	0	0	0	0.004	0.014	0	0	0.021
CuO	0.04	0	0.043	0	0.039	0.003	0.003	0	0.021	0.018
Total	97.888	96.744	97.683	96.922	98.048	95.505	99.357	97.923	97.085	96.332
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.5003	7.4869	7.4763	7.4838	7.5075	7.4916	7.4830	7.4954	7.4792	7.4946
Fe ³⁺	0.0154	0.0238	0.0206	0.0205	0.0120	0.0182	0.0203	0.0187	0.0129	0.0196
Cu	0.0041	0.0000	0.0044	0.0000	0.0040	0.0003	0.0003	0.0000	0.0022	0.0019
Zn	0.0036	0.0038	0.0010	0.0015	0.0000	0.0000	0.0068	0.0000	0.0012	0.0000
Co	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0015	0.0000	0.0000	0.0023
Ni	0.0012	0.0018	0.0043	0.0000	0.0026	0.0000	0.0000	0.0007	0.0016	0.0000
Mo	0.0030	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0038	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
V	0.0367	0.0355	0.0366	0.0368	0.0388	0.0415	0.0276	0.0259	0.0416	0.0385
Suma	7.564	7.551	7.543	7.542	7.565	7.555	7.539	7.540	7.538	7.556
K	0.0110	0.0050	0.0102	0.0104	0.0412	0.0279	0.0138	0.0148	0.0080	0.0051
Ba	0.8020	0.8373	0.8677	0.8622	0.8523	0.8692	0.6467	0.6685	0.8961	0.8672
Sr	0.0782	0.0773	0.0659	0.0667	0.0158	0.0168	0.0261	0.0317	0.0438	0.0434
Na	0.0351	0.0288	0.0263	0.0217	0.0235	0.0177	0.0339	0.0187	0.0215	0.0128
Pb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0019	0.0063	0.2570	0.2247	0.0000	0.0000
Suma	0.926	0.949	0.970	0.961	0.935	0.938	0.978	0.959	0.970	0.929

Tabla 5.4. Tabla con los resultados realizados por microsonda electrónica en la muestra 323 a.

Código de Muestra	323 a									
Análisis N°	1	4	9	10	11	12	13	14	20	21
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.116	0.116	0.102	0.099	0.05	0.068	0.091	0.085	0.112	0.06
BaO	14.396	13.927	15.11	14.592	15.473	15.113	15.837	15.235	14.881	15.624
MoO ₃	0	0	0.012	0	0	0	0	0	0	0
MnO ₂	80.948	80.114	80.45	79.847	78.067	78.461	79.331	79.073	80.062	79.627
NiO	0.005	0	0	0	0	0	0	0	0	0.008
SrO	1.479	1.659	1.01	1.136	0.908	0.91	0.87	1.015	1.175	0.957
V ₂ O ₃	0.303	0.312	0.33	0.327	0.37	0.33	0.341	0.349	0.363	0.354
PbO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0.083	0.089	0.064	0.122	0.106	0.067	0.078	0.147	0.091	0.106
ZnO	0.007	0	0	0	0.018	0.025	0.001	0	0	0
K ₂ O	0.158	0.224	0.25	0.186	0.161	0.11	0.109	0.199	0.232	0.073
CoO	0	0	0.01	0.026	0.052	0.008	0	0.003	0.003	0
CuO	0.023	0	0.013	0	0.034	0.042	0.038	0.014	0.013	0.01
Total	97.518	96.441	97.351	96.335	95.239	95.134	96.696	96.12	96.932	96.819
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.3403	7.5147	7.5093	7.5137	7.9066	7.5075	7.4945	7.4948	7.5036	7.4997
Fe ³⁺	0.0084	0.0091	0.0065	0.0125	0.0117	0.0070	0.0080	0.0152	0.0093	0.0109
Cu	0.0023	0.0000	0.0013	0.0000	0.0038	0.0044	0.0039	0.0015	0.0013	0.0010
Zn	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0019	0.0026	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000
Co	0.0000	0.0000	0.0011	0.0028	0.0061	0.0009	0.0000	0.0003	0.0003	0.0000
Ni	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009
Mo	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
V	0.0327	0.0340	0.0357	0.0357	0.0435	0.0366	0.0374	0.0384	0.0395	0.0387
Suma	7.385	7.558	7.555	7.564	7.974	7.559	7.544	7.550	7.554	7.551
K	0.0271	0.0388	0.0431	0.0323	0.0301	0.0194	0.0190	0.0348	0.0401	0.0127
Ba	0.7402	0.7407	0.7997	0.7786	0.8886	0.8199	0.8483	0.8188	0.7908	0.8344
Sr	0.1125	0.1306	0.0791	0.0897	0.0772	0.0731	0.0690	0.0807	0.0924	0.0756
Na	0.0303	0.0305	0.0267	0.0261	0.0142	0.0183	0.0241	0.0226	0.0294	0.0159
Pb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Suma	0.910	0.941	0.949	0.927	1.010	0.931	0.960	0.957	0.953	0.939

Tabla 5.4. Continuación.

Código de Muestra	323 a	323 a	323 a	323 a	323 a	323 a	323 a	323 a	323 a	323 a
Análisis N°	22	2	3	6	7	8	18	19	23	24
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.196	0.038	0.085	0.201	0.206	0.184	0.154	0.162	0.227	0.209
BaO	14.199	14.224	14.907	2.187	3.808	3.037	1.721	1.358	1.872	1.869
MoO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0.023	0.006	0.034
MnO ₂	81.234	79.89	80.025	86.835	87.219	88.46	90.991	89.694	89.813	90.213
NiO	0	0.006	0.02	0	0	0.012	0	0.016	0	0.016
SrO	1.265	1.3	0.809	0.71	0.636	0.674	0.568	0.511	0.609	0.733
V ₂ O ₃	0.309	0.318	0.304	0.037	0.059	0.07	0.034	0.047	0.029	0.039
PbO	0	0	0	0	0	0	0.012	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0.053	0.116	0.066	0.112	0.114	0.086	0.081	0.104	0.084	0.129
ZnO	0.034	0.014	0	0	0	0	0	0	0	0.007
K ₂ O	0.197	0.381	0.57	6.283	5.571	5.96	6.831	7.182	6.588	6.433
CoO	0.067	0	0.052	0	0	0	0.011	0.032	0	0.004
CuO	0.019	0	0	0.05	0.073	0.033	0.062	0.053	0.06	0.041
Total	97.573	96.332	96.838	96.415	97.686	98.516	100.465	99.182	99.288	99.727
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.52183	7.5144	7.5076	7.1611	7.6286	7.6391	7.6531	7.6396	7.6493	7.6473
Fe ³⁺	0.00534	0.0119	0.0067	0.0101	0.0109	0.0081	0.0074	0.0096	0.0078	0.0119
Cu	0.00192	0.0000	0.0000	0.0045	0.0070	0.0031	0.0057	0.0049	0.0056	0.0038
Zn	0.00336	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006
Co	0.00720	0.0000	0.0057	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011	0.0032	0.0000	0.0004
Ni	0.00000	0.0007	0.0022	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000	0.0016	0.0000	0.0016
Mo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
V	0.03319	0.0347	0.0331	0.0035	0.0060	0.0070	0.0033	0.0046	0.0029	0.0038
Suma	7.573	7.563	7.555	7.179	7.652	7.659	7.671	7.665	7.666	7.671
K	0.03367	0.0661	0.0987	0.9564	0.8994	0.9500	1.0605	1.1292	1.0357	1.0066
Ba	0.74548	0.7586	0.7930	0.1023	0.1889	0.1487	0.0821	0.0656	0.0904	0.0898
Sr	0.09828	0.1026	0.0637	0.0491	0.0467	0.0488	0.0401	0.0365	0.0435	0.0521
Na	0.05091	0.0100	0.0224	0.0465	0.0505	0.0446	0.0363	0.0387	0.0542	0.0497
Pb	0.00000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000
Suma	0.928	0.937	0.978	1.154	1.186	1.192	1.219	1.270	1.224	1.198

Tabla 5.5. Tabla con los resultados realizados por microsonda electrónica en la muestra sun 4.

Código de Muestra	Sun 4									
Análisis N°	1	5	6	7	16	19	2	3	4	10
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.07	0.119	0.095	0.103	0.156	0.118	0.161	0.227	0.133	0.087
BaO	15.322	14.946	14.617	14.856	14.717	15.648	13.998	13.796	14.582	14.828
MoO ₃	0	0	0.012	0	0	0	0	0	0	0
MnO ₂	80.254	79.7	79.914	80.287	80.556	80.364	80.468	82.27	79.995	79.868
NiO	0.006	0.015	0.023	0	0.013	0	0.034	0.009	0	0
SrO	0.858	0.77	1.037	1.086	0.883	0.681	1.209	1.274	1.053	0.825
V ₂ O ₃	0.382	0.38	0.342	0.34	0.339	0.316	0.354	0.308	0.329	0.377
PbO	0.045	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0.192	0.113	0.132	0.104	0.080	0.139	0.112	0.151	0.113	0.148
ZnO	0	0.016	0.052	0.004	0	0	0	0.002	0.018	0
K ₂ O	0.125	0.099	0.112	0.102	0.096	0.07	0.519	0.584	0.405	0.44
CoO	0	0	0.006	0.013	0.023	0.011	0.017	0	0	0
CuO	0.013	0.006	0.034	0.017	0.026	0.049	0.104	0.1	0.072	0.112
Total	97.267	96.164	96.376	96.912	96.889	97.396	96.976	98.721	96.700	96.685
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.4860	7.5059	7.5017	7.5054	7.5174	7.4966	7.4946	7.5006	7.4944	7.4871
Fe ³⁺	0.0433	0.0258	0.0300	0.0236	0.0180	0.0313	0.0253	0.0333	0.0257	0.0335
Cu	0.0013	0.0006	0.0035	0.0017	0.0027	0.0050	0.0106	0.0100	0.0074	0.0115
Zn	0.0000	0.0016	0.0052	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0018	0.0000
Co	0.0000	0.0000	0.0007	0.0014	0.0025	0.0012	0.0018	0.0000	0.0000	0.0000
Ni	0.0007	0.0016	0.0025	0.0000	0.0014	0.0000	0.0037	0.0010	0.0000	0.0000
Mo	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
V	0.0413	0.0415	0.0372	0.0369	0.0367	0.0342	0.0383	0.0326	0.0358	0.0410
Suma	7.573	7.577	7.582	7.569	7.579	7.568	7.574	7.578	7.565	7.573
K	0.0215	0.0172	0.0194	0.0176	0.0165	0.0121	0.0892	0.0983	0.0700	0.0761
Ba	0.8104	0.7981	0.7780	0.7875	0.7787	0.8277	0.7392	0.7132	0.7746	0.7882
Sr	0.0671	0.0608	0.0817	0.0852	0.0691	0.0533	0.0945	0.0975	0.0828	0.0649
Na	0.0183	0.0314	0.0250	0.0270	0.0408	0.0309	0.0421	0.0581	0.0350	0.0229
Pb	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Suma	0.919	0.908	0.904	0.917	0.905	0.924	0.965	0.967	0.962	0.952

Tabla 5.5. Continuación.

Código de Muestra	Sun 4									
Análisis N°	13	14	15	17	8	9	18	20	22	11
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.151	0.172	0.15	0.208	0.098	0.113	0.106	0.103	0.103	0.208
BaO	13.584	14.039	15.168	15.034	15.728	15.316	11.461	15.255	15.191	15.341
MoO ₃	0	0	0	0	0	0.006	0	0	0.018	0
MnO ₂	79.179	80.355	80.445	80.097	79.976	79.614	81.193	77.544	78.224	80.584
NiO	0	0	0.006	0	0.005	0.022	0.013	0	0.031	0
SrO	0.794	1.203	0.82	0.677	0.631	0.657	0.553	0.493	0.622	0.738
V ₂ O ₃	0.265	0.3	0.32	0.372	0.339	0.348	0.283	0.357	0.347	0.344
PbO	0	0	0	0	0	0	0	0.013	0	0
Fe ₂ O ₃	0.117	0.105	0.113	0.142	0.134	0.215	0.384	0.624	0.236	0.094
ZnO	0.018	0.019	0.025	0.033	0	0	0.006	0	0	0.012
K ₂ O	0.853	0.449	0.308	0.315	0.075	0.099	1.981	0.167	0.123	0.26
CoO	0.001	0.042	0.021	0.014	0.028	0.042	0	0.02	0.003	0.045
CuO	0.102	0.104	0.144	0.083	0.068	0.04	0.078	0.037	0.019	0.1
Total	95.064	96.788	97.520	96.975	97.082	96.472	96.058	94.613	94.917	97.726
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.5077	7.5001	7.4895	7.4868	7.4921	7.4830	7.4954	7.4114	7.4768	7.4904
Fe ³⁺	0.0267	0.0238	0.0255	0.0321	0.0304	0.0490	0.0858	0.1443	0.0547	0.0212
Cu	0.0106	0.0106	0.0147	0.0085	0.0070	0.0041	0.0079	0.0039	0.0020	0.0102
Zn	0.0018	0.0019	0.0025	0.0033	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0012
Co	0.0001	0.0045	0.0023	0.0015	0.0030	0.0046	0.0000	0.0022	0.0003	0.0049
Ni	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0005	0.0024	0.0014	0.0000	0.0034	0.0000
Mo	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000
V	0.0292	0.0325	0.0346	0.0403	0.0368	0.0379	0.0303	0.0396	0.0385	0.0371
Suma	7.576	7.573	7.570	7.573	7.570	7.581	7.621	7.601	7.577	7.565
K	0.1493	0.0774	0.0529	0.0543	0.0130	0.0172	0.3376	0.0295	0.0217	0.0446
Ba	0.7303	0.7430	0.8007	0.7968	0.8354	0.8162	0.5999	0.8267	0.8233	0.8085
Sr	0.0632	0.0942	0.0641	0.0531	0.0496	0.0518	0.0428	0.0395	0.0499	0.0576
Na	0.0402	0.0450	0.0392	0.0545	0.0258	0.0298	0.0275	0.0276	0.0276	0.0542
Pb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000
Suma	0.983	0.960	0.957	0.959	0.924	0.915	1.008	0.924	0.923	0.965

Tabla 5.6. Tabla con los resultados realizados por microsonda electrónica en la muestra sun 2.

Código de Muestra	Sun 2									
Análisis N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.098	0.076	0.116	0.081	0.072	0.059	0.07	0.068	0.048	0.061
BaO	16.696	16.734	16.371	16.54	16.852	17.014	16.641	16.864	16.387	16.932
MoO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO ₂	77.457	78.837	78.441	78.42	77.961	77.558	77.828	78.96	78.151	79.22
NiO	0.018	0.011	0	0.019	0.016	0	0	0.026	0.017	0
SrO	0.344	0.266	0.307	0.42	0.43	0.207	0.401	0.312	0.554	0.652
V ₂ O ₃	0.411	0.383	0.415	0.408	0.398	0.434	0.384	0.405	0.386	0.385
PbO	0.748	0.622	0.485	0.156	0.05	1.059	0.069	0.218	0	0
Fe ₂ O ₃	0.087	0.116	0.101	0.097	0.091	0.092	0.127	0.114	0.091	0.082
ZnO	0.029	0	0.053	0	0.038	0.04	0	0	0	0.011
K ₂ O	0.068	0.121	0.115	0.058	0.061	0.092	0.088	0.138	0.043	0.034
CoO	0.001	0	0.009	0	0.024	0	0	0	0.053	0.005
CuO	0.022	0.018	0.028	0.06	0.032	0.04	0.027	0.047	0.028	0
WO ₃	0.179	0.17	0.058	0.105	0.244	0.075	0.364	0.128	0.34	0.267
Total	96.158	97.354	96.499	96.364	96.269	96.67	95.999	97.28	96.098	97.649
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.4584	7.4728	7.4756	7.4777	7.4662	7.4514	7.4711	7.4723	7.4774	7.4724
Fe ³⁺	0.0091	0.0120	0.0105	0.0101	0.0095	0.0096	0.0133	0.0117	0.0095	0.0084
Cu	0.0023	0.0019	0.0029	0.0063	0.0033	0.0042	0.0028	0.0049	0.0029	0.0000
Zn	0.0030	0.0000	0.0054	0.0000	0.0039	0.0041	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011
Co	0.0001	0.0000	0.0010	0.0000	0.0027	0.0000	0.0000	0.0000	0.0059	0.0005
Ni	0.0020	0.0012	0.0000	0.0021	0.0018	0.0000	0.0000	0.0029	0.0019	0.0000
Mo	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
V	0.0459	0.0421	0.0459	0.0451	0.0442	0.0484	0.0428	0.0445	0.0428	0.0421
W	0.0065	0.0060	0.0021	0.0038	0.0088	0.0027	0.0131	0.0045	0.0122	0.0094
Suma	7.527	7.536	7.543	7.545	7.540	7.520	7.543	7.541	7.553	7.534
K	0.0121	0.0212	0.0202	0.0102	0.0108	0.0163	0.0156	0.0241	0.0076	0.0059
Ba	0.9116	0.8994	0.8847	0.8943	0.9151	0.9268	0.9058	0.9049	0.8890	0.9056
Sr	0.0278	0.0212	0.0245	0.0336	0.0346	0.0167	0.0323	0.0248	0.0445	0.0516
Na	0.0265	0.0202	0.0310	0.0217	0.0193	0.0159	0.0189	0.0181	0.0129	0.0161
Pb	0.0561	0.0459	0.0360	0.0116	0.0037	0.0793	0.0052	0.0161	0.0000	0.0000
Suma	1.034	1.008	0.997	0.971	0.984	1.055	0.978	0.988	0.954	0.979

Tabla 5.6. Continuación.

Código de Muestra	Sun 2									
Análisis N°	11	12	13	14	15	16	17	19	20	21
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.177	0.044	0.053	0.161	0.134	0.09	0.073	0.075	0.066	0.139
BaO	16.907	16.738	16.856	14.527	16.09	16.761	16.694	16.495	16.661	16.487
MoO ₃	0	0	0	0	0.016	0	0	0.022	0	0
MnO ₂	78.244	77.991	78.923	76.508	77.546	77.619	77.222	77.268	77.116	78.038
NiO	0	0.005	0.005	0.003	0	0.003	0.018	0.002	0.024	0.015
SrO	0.553	0.239	0.31	1.025	0.572	0.317	0.469	0.239	0.412	0.325
V ₂ O ₃	0.409	0.398	0.433	0.381	0.415	0.418	0.43	0.43	0.44	0.436
PbO	0.405	0.694	0.64	3.009	1.001	0.881	0.677	0.712	1.116	1.009
Fe ₂ O ₃	0.101	0.125	0.085	0.132	0.091	0.095	0.106	0.102	0.124	0.093
ZnO	0.003	0	0	0.029	0	0.009	0	0.038	0.058	0.015
K ₂ O	0.046	0.096	0.086	0.34	0.079	0.055	0.056	0.093	0.055	0.086
CoO	0	0.025	0.006	0	0.031	0	0.036	0	0.021	0
CuO	0	0.061	0.032	0.047	0.028	0.045	0.043	0.054	0.049	0.023
WO ₃	0.21	0.222	0.213	0.149	0.213	0.315	0.291	0.243	0.117	0.136
Total	97.055	96.638	97.642	96.311	96.216	96.608	96.115	95.773	96.259	96.802
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.4542	7.4644	7.4682	7.4259	7.4576	7.4548	7.4493	7.4619	7.4426	7.4595
Fe ³⁺	0.0105	0.0130	0.0088	0.0140	0.0095	0.0099	0.0111	0.0107	0.0130	0.0097
Cu	0.0000	0.0064	0.0033	0.0050	0.0029	0.0047	0.0045	0.0057	0.0052	0.0024
Zn	0.0003	0.0000	0.0000	0.0030	0.0000	0.0009	0.0000	0.0039	0.0060	0.0015
Co	0.0000	0.0028	0.0007	0.0000	0.0035	0.0000	0.0040	0.0000	0.0024	0.0000
Ni	0.0000	0.0006	0.0006	0.0003	0.0000	0.0003	0.0020	0.0002	0.0027	0.0017
Mo	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0013	0.0000	0.0000
V	0.0452	0.0442	0.0475	0.0429	0.0463	0.0466	0.0481	0.0482	0.0493	0.0484
W	0.0075	0.0080	0.0076	0.0054	0.0077	0.0113	0.0105	0.0088	0.0042	0.0049
Suma	7.518	7.539	7.537	7.497	7.528	7.529	7.530	7.541	7.525	7.528
K	0.0081	0.0170	0.0150	0.0609	0.0140	0.0098	0.0100	0.0166	0.0098	0.0152
Ba	0.9133	0.9083	0.9044	0.7995	0.8774	0.9128	0.9131	0.9032	0.9117	0.8936
Sr	0.0442	0.0192	0.0246	0.0835	0.0462	0.0255	0.0380	0.0194	0.0334	0.0261
Na	0.0473	0.0118	0.0141	0.0438	0.0362	0.0242	0.0198	0.0203	0.0179	0.0373
Pb	0.0301	0.0517	0.0472	0.2275	0.0750	0.0659	0.0509	0.0536	0.0839	0.0751
Suma	1.043	1.008	1.005	1.215	1.049	1.038	1.032	1.013	1.057	1.047

Tabla 5.7. Tabla con los resultados realizados por microsonda electrónica en la muestra sun 5.

Código de Muestra	Sun 5									
Análisis N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.103	0.112	0.071	0.096	0.042	0.103	0.094	0.118	0.088	0.094
BaO	14.758	15.756	15.291	15.128	16.553	14.814	14.924	15.838	14.487	15.2
MoO ₃	0	0.022	0	0	0	0	0	0	0.054	0
MnO ₂	78.364	79.413	80.639	78.789	79.727	77.765	78.898	78.359	79.222	79.7
NiO	0	0	0	0.013	0	0	0	0	0.007	0
SrO	0.59	0.677	0.447	0.898	0.274	0.925	0.955	0.212	0.666	1.182
V ₂ O ₃	0.364	0.364	0.381	0.391	0.418	0.388	0.414	0.38	0.368	0.35
PbO	1.312	0.05	0.451	0.729	0.068	1.181	0.422	0.966	1.181	0.868
Fe ₂ O ₃	0.167	0.161	0.106	0.169	0.125	0.187	0.212	0.596	0.149	0.16
ZnO	0	0.004	0	0	0.007	0	0	0	0	0
K ₂ O	0.32	0.156	0.561	0.082	0.123	0.12	0.079	0.227	0.57	0.19
CoO	0	0.032	0	0.043	0.004	0	0.005	0.019	0	0
CuO	0.068	0.141	0.14	0.013	0.029	0.035	0.027	0.054	0.072	0.172
WO ₃	0.264	0.176	0.444	0.32	0.088	0.449	0.423	0.263	0.258	0.258
Total	96.31	97.064	98.531	96.671	97.458	95.967	96.453	97.032	97.122	98.174
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.4801	7.4821	7.4895	7.4788	7.4915	7.4681	7.4834	7.4432	7.4814	7.4656
Fe ³⁺	0.0174	0.0165	0.0107	0.0175	0.0128	0.0196	0.0219	0.0616	0.0153	0.0163
Cu	0.0071	0.0145	0.0142	0.0013	0.0030	0.0037	0.0028	0.0056	0.0074	0.0176
Zn	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Co	0.0000	0.0035	0.0000	0.0047	0.0004	0.0000	0.0006	0.0021	0.0000	0.0000
Ni	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000
Mo	0.0000	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0031	0.0000
V	0.0403	0.0398	0.0411	0.0431	0.0456	0.0432	0.0456	0.0419	0.0403	0.0380
W	0.0094	0.0062	0.0155	0.0114	0.0031	0.0162	0.0150	0.0094	0.0091	0.0091
Suma	7.554	7.564	7.571	7.558	7.557	7.551	7.569	7.564	7.558	7.547
K	0.0564	0.0271	0.0962	0.0144	0.0213	0.0213	0.0138	0.0398	0.0994	0.0329
Ba	0.7987	0.8417	0.8053	0.8142	0.8819	0.8067	0.8026	0.8530	0.7757	0.8073
Sr	0.0473	0.0535	0.0348	0.0715	0.0216	0.0745	0.0760	0.0169	0.0528	0.0929
Na	0.0276	0.0296	0.0185	0.0256	0.0111	0.0277	0.0250	0.0314	0.0233	0.0247
Pb	0.0976	0.0037	0.0326	0.0539	0.0050	0.0884	0.0312	0.0715	0.0869	0.0633
Suma	1.028	0.956	0.987	0.980	0.941	1.019	0.949	1.013	1.038	1.021

Tabla 5.7. Continuación.

Código de Muestra	Sun 5									
Análisis N°	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Composición en óxidos (% en peso)										
Na ₂ O	0.184	0.116	0.117	0.129	0.101	0.142	0.107	0.082	0.155	0.065
BaO	14.995	15.351	15.843	15.946	16.68	15.283	14.491	14.747	15.703	15.381
MoO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0.005	0	0
MnO ₂	77.754	79.81	79.16	78.626	77.872	78.803	79.664	79.16	79.142	79.447
NiO	0	0	0.015	0	0.019	0	0	0	0	0
SrO	1.234	1.466	0.368	0.329	0.174	0.939	0.945	0.9	0.239	0.29
V ₂ O ₃	0.386	0.388	0.357	0.398	0.374	0.388	0.376	0.369	0.37	0.337
PbO	1.234	0.442	0.907	0.864	0.907	0.508	0.569	0.458	1.021	1.033
Fe ₂ O ₃	0.047	0.08	0.192	0.165	0.183	0.094	0.167	0.125	0.455	0.508
ZnO	0	0	0	0	0	0	0.022	0	0.014	0
K ₂ O	0.17	0.088	0.231	0.223	0.121	0.231	0.408	0.304	0.3	0.483
CoO	0.033	0	0.022	0.005	0	0	0.011	0.006	0.025	0.004
CuO	0.123	0.021	0.063	0.048	0.101	0.137	0.102	0.111	0.101	0.097
WO ₃	0.136	0.313	0.299	0.26	0.309	0.175	0.407	0.144	0.063	0.166
Total	96.296	98.075	97.574	96.993	96.841	96.7	97.269	96.411	97.588	97.811
Cationes por unidad de fórmula, calculados sobre la base de 16 át. de O										
Mn	7.4533	7.4713	7.4723	7.4699	7.4540	7.4733	7.4840	7.4926	7.4554	7.4604
Fe ³⁺	0.0049	0.0082	0.0197	0.0171	0.0191	0.0097	0.0171	0.0129	0.0467	0.0519
Cu	0.0129	0.0021	0.0065	0.0050	0.0106	0.0142	0.0105	0.0115	0.0104	0.0100
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0022	0.0000	0.0014	0.0000
Co	0.0037	0.0000	0.0024	0.0006	0.0000	0.0000	0.0012	0.0007	0.0027	0.0004
Ni	0.0000	0.0000	0.0016	0.0000	0.0021	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mo	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000
V	0.0429	0.0421	0.0391	0.0439	0.0415	0.0427	0.0410	0.0405	0.0404	0.0367
W	0.0049	0.0110	0.0106	0.0093	0.0111	0.0062	0.0143	0.0051	0.0022	0.0058
Suma	7.523	7.535	7.552	7.546	7.538	7.546	7.570	7.564	7.559	7.565
K	0.0301	0.0152	0.0402	0.0391	0.0214	0.0404	0.0708	0.0531	0.0522	0.0837
Ba	0.8150	0.8148	0.8480	0.8590	0.9053	0.8218	0.7719	0.7914	0.8388	0.8190
Sr	0.0992	0.1151	0.0291	0.0262	0.0140	0.0747	0.0745	0.0715	0.0189	0.0228
Na	0.0495	0.0305	0.0310	0.0344	0.0271	0.0378	0.0282	0.0218	0.0410	0.0171
Pb	0.0922	0.0322	0.0667	0.0639	0.0676	0.0375	0.0416	0.0338	0.0749	0.0756
Suma	1.086	1.008	1.015	1.023	1.035	1.012	0.987	0.972	1.026	1.018

Tabla 5.8. Matrices de correlación. Análisis por microsonda electrónica.

a)

Cl 97/2	Na ₂ O	BaO	MoO ₃	MnO ₂	NiO	SrO	V ₂ O ₃	PbO	Fe ₂ O ₃	ZnO	K ₂ O	CoO	CuO
Na ₂ O	1	-0.236	-0.328	0.362	0.019	0.2455	-0.199	0.048	0.033	0.212	0.061	-0.133	-0.141
BaO		1	0.128	0.087	0.222	0.262	0.885	-0.931	-0.022	-0.138	-0.038	0.112	0.35
MoO ₃			1	-0.052	-0.036	0.051	0.220	-0.146	-0.051	0.215	0.077	0.000	0.298
MnO ₂				1	0.1953	0.314	0.149	-0.276	-0.169	-0.045	0.269	0.019	0.235
NiO					1	0.018	0.055	-0.115	-0.036	-0.175	0.154	-0.292	0.518
SrO						1	0.085	-0.465	-0.085	0.354	-0.664	0.032	0.168
V ₂ O ₃							1	-0.853	0.050	-0.216	0.167	0.046	0.240
PbO								1	0.06	0.123	0.0641	-0.116	-0.282
Fe ₂ O ₃									1	0.159	0.074	0.025	-0.279
ZnO										1	-0.305	-0.034	0.198
K ₂ O											1	-0.167	-0.014
CoO												1	-0.259
CuO													1

b)

Sun 4	Na ₂ O	BaO	MoO ₃	MnO ₂	NiO	SrO	V ₂ O ₃	PbO	Fe ₂ O ₃	ZnO	K ₂ O	CoO	CuO
Na ₂ O	1	-0.195	-0.056	0.4805	-0.071	0.411	-0.354	-0.332	-0.303	0.1691	0.1386	0.175	0.5012
BaO		1	0.216	-0.44	-0.17	-0.27	0.6361	0.1674	-0.182	-0.098	-0.934	0.2964	-0.173
MoO ₃			1	-0.399	0.14	-0.271	0.2086	-0.092	-0.098	-0.085	-0.199	-0.236	0.382
MnO ₂				1	-0.001	0.5932	-0.369	-0.08	-0.42	0.068	0.3757	-0.006	0.1761
NiO					1	0.1564	0.0723	-0.094	0.0121	-0.034	0.0243	-0.09	-0.225
SrO						1	-0.264	-0.046	-0.465	0.2013	0.0137	-0.071	0.1034
V ₂ O ₃							1	0.3029	-0.004	-0.105	-0.605	0.0318	-0.282
PbO								1	0.2776	-0.203	-0.134	-0.182	-0.308
Fe ₂ O ₃									1	-0.235	0.2731	-0.045	-0.242
ZnO										1	0.016	-0.011	0.0525
K ₂ O											1	-0.267	0.2891
CoO												1	-0.004
CuO													1

c)

Man 4/6	Na ₂ O	BaO	MoO ₃	MnO ₂	NiO	SrO	V ₂ O ₃	PbO	Fe ₂ O ₃	ZnO	K ₂ O	CoO	CuO
Na ₂ O	1	-0.421	0.012	0.365	0.063	0.483	-0.561	0.138	-0.178	-0.345	0.362	0.126	0.168
BaO		1	0.008	-0.552	-0.481	-0.269	0.906	-0.41	0.112	0.345	-0.972	-0.101	-0.124
MoO ₃			1	-0.247	-0.39	0.188	0.0741	0.095	-0.344	-0.22	-0.063	0.199	-0.15
MnO ₂				1	0.396	-0.157	-0.534	0.109	0.229	-0.159	0.678	0.136	-0.015
NiO					1	-0.012	-0.551	0.099	-0.108	-0.283	0.506	-0.013	0.371
SrO						1	-0.26	-0.035	-0.46	-0.423	0.063	0.191	0.020
V ₂ O ₃							1	-0.46	0.236	0.301	-0.884	-0.092	-0.161
PbO								1	-0.179	-0.201	0.4384	-0.019	-0.152
Fe ₂ O ₃									1	0.452	0.002	-0.137	0.160
ZnO										1	-0.292	-0.348	-0.125
K ₂ O											1	0.072	0.114
CoO												1	-0.194
CuO													1

d)

Sun 2	Na ₂ O	BaO	MoO ₃	MnO ₂	NiO	SrO	V ₂ O ₃	PbO	Fe ₂ O ₃	ZnO	K ₂ O	CoO	CuO	WO ₃
Na ₂ O	1	-0.525	0.087	-0.213	-0.295	0.454	-0.014	0.462	0.021	0.098	0.366	-0.318	-0.304	-0.233
BaO		1	-0.15	0.474	0.140	-0.714	0.285	-0.769	-0.251	-0.154	-0.823	0.010	-0.223	0.088
MoO ₃			1	-0.271	-0.234	-0.062	0.226	0.083	-0.091	0.098	-0.005	0.056	0.168	0.135
MnO ₂				1	-0.01	-0.294	-0.304	-0.635	-0.118	-0.342	-0.336	-0.236	-0.328	-0.078
NiO					1	-0.098	0.142	-0.147	0.002	0.005	-0.097	0.244	0.263	-0.025
SrO						1	-0.445	0.475	0.163	-0.084	0.481	0.174	-0.207	0.111
V ₂ O ₃							1	0.078	-0.411	0.322	-0.266	0.021	0.188	-0.168
PbO								1	0.333	0.284	0.778	-0.17	0.278	-0.308
Fe ₂ O ₃									1	-0.029	0.318	-0.089	0.343	-0.332
ZnO										1	0.159	-0.16	0.151	-0.371
K ₂ O											1	-0.276	0.254	-0.217
CoO												1	0.038	0.315
CuO													1	-0.179
WO ₃														1

e)

Sun 5	Na ₂ O	BaO	MoO ₃	MnO ₂	NiO	SrO	V ₂ O ₃	PbO	Fe ₂ O ₃	ZnO	K ₂ O	CoO	CuO	WO ₃
Na ₂ O	1	-0.161	-0.147	-0.312	-0.077	0.264	-0.066	0.311	-0.061	0.034	-0.083	0.316	0.272	-0.222
BaO		1	-0.222	-0.154	0.269	-0.585	0.148	-0.222	0.247	-0.03	-0.445	0.047	-0.139	-0.267
MoO ₃			1	0.039	0.090	-0.001	-0.169	0.061	-0.096	-0.059	0.291	-0.048	0.045	-0.077
MnO ₂				1	-0.03	0.076	-0.173	-0.577	-0.159	0.226	0.544	-0.181	0.228	-0.022
NiO					1	-0.181	-0.189	0.012	-0.108	-0.118	-0.069	0.056	-0.16	0.152
SrO						1	-0.018	-0.173	-0.551	-0.061	-0.246	-0.119	0.078	0.200
V ₂ O ₃							1	-0.187	-0.269	-0.005	-0.334	0.218	-0.485	0.154
PbO								1	0.297	-0.225	0.172	0.137	-0.032	0.044
Fe ₂ O ₃									1	0.133	0.074	0.133	-0.127	-0.16
ZnO										1	0.105	0.100	0.073	-0.073
K ₂ O											1	-0.131	0.385	-0.042
CoO												1	-0.046	-0.232
CuO													1	-0.27
WO ₃														1

f)

323 a	Na ₂ O	BaO	MoO ₃	MnO ₂	NiO	SrO	V ₂ O ₃	PbO	Fe ₂ O ₃	ZnO	K ₂ O	CoO	CuO
Na ₂ O	1	-0.748	0.334	0.771	0.030	-0.364	-0.769	0.087	-0.077	0.035	0.716	-0.106	0.538
BaO		1	-0.468	-0.981	-0.27	0.716	0.994	-0.335	-0.21	0.331	-0.997	0.194	-0.768
MoO ₃			1	0.509	0.527	-0.352	-0.446	-0.092	0.233	-0.128	0.475	0.009	0.255
MnO ₂				1	0.301	-0.686	-0.978	0.405	0.132	-0.318	0.978	-0.181	0.729
NiO					1	-0.314	-0.272	-0.139	0.077	-0.216	0.293	0.207	-0.068
SrO						1	0.711	-0.288	-0.137	0.351	-0.764	-0.037	-0.758
V ₂ O ₃							1	-0.331	-0.169	0.319	-0.99	0.199	-0.771
PbO								1	-0.123	-0.133	0.347	-0.02	0.341
Fe ₂ O ₃									1	-0.368	0.211	-0.291	0.061
ZnO										1	-0.362	0.351	-0.18
K ₂ O											1	-0.177	0.783
CoO												1	-0.137
CuO													1

iv) ANÁLISIS QUÍMICOS de CONCENTRADOS

Los análisis químicos fueron realizados sobre concentrados de mineral de manganeso, los cuales se obtuvieron mediante separación de minerales de mena bajo lupa binocular. Las muestras fueron enviadas para su análisis químico a los laboratorios de *Intertek Testing Services* - Bondar Clegg (Vancouver, Canadá), en ellas se realizó una rutina que comprende el análisis de 36 elementos. Las metodologías empleadas para las determinaciones difieren según el elemento; en el caso del Au, As, Sb, Ba y W se utilizó la activación neutrónica (INAA), los metales base y azufre fueron analizados por espectrometría de emisión por plasma en (ICP) y finalmente el Hg se analizó por el método de vapor frío (FIMS).

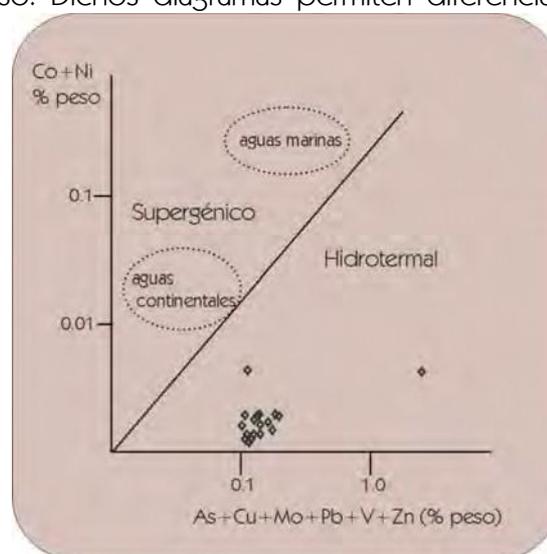
Uno de los objetivos que fundamenta la aplicación de este tipo de análisis fue determinar con esta metodología, si la composición química de los óxidos de manganeso era compatible con señales geoquímicas de ambientes hidrotermales. Además, se buscó verificar si existía enriquecimiento en metales preciosos (Au y Ag) con tenores significativos desde el punto de vista económico.

En yacimientos de manganeso asociados a vetas hipogénicas, existe un mayor contenido en cationes como W, As, Sb; algunos elementos alcalinos y alcalino térreos si bien se presentan tanto en menas de manganeso de origen supergénico como en las de origen hidrotermal, se encuentran contenidos más altos en estos últimos, tal es el caso del bario y el estroncio.

La propiedad que tienen los óxidos de manganeso de adsorber cationes en su superficie, permitió a algunos autores como Crerar *et al.* (1980), Bonatti *et al.* (1972), Nicholson, (1992 a), desarrollar diagramas geoquímicos discriminadores. Éstos se fundamentan en que a valores de pH superiores a 2, la capacidad de adsorción catiónica de los óxidos se incrementa proporcionalmente con el aumento del pH y, dependiendo del ambiente en que se haya depositado el óxido, tendrá señales químicas representativas del fluido a partir del cual ha precipitado.

La presencia de estos cationes es de gran utilidad en la realización de diagramas de clasificación genética de óxidos de manganeso. Dichos diagramas permiten diferenciar básicamente entre aquellos óxidos asociados a procesos hidrotermales, de los originados en ambiente supergénico. Dependiendo de qué catión o cationes se encuentren enriquecidos en el mineral es posible diferenciar su origen ya que esta característica será diferente para óxidos precipitados de aguas continentales, agua de mar o fluidos hidrotermales y por lo tanto proveen una herramienta de diagnóstico para el estudio metalogenético.

Figura 5.27. Datos Geoquímicos de muestras de mena plotados en el gráfico discriminador de Nicholson (1992 a).



Con respecto al contenido en metales económicamente rentables no se han encontrado valores interesantes desde el punto de vista minero, pero sí se determinaron en 19 muestras de un total de 24 analizadas, altos contenidos en Ag (entre 15 y 55,5 ppm, con un valor promedio de 31,7 ppm) cuya presencia está íntimamente relacionada al manganeso (**Tabla 5.9**, muestra N° 832 y M 32).

Del total de muestras ensayadas se seleccionaron diez en las que el manganeso fue analizado con una rutina específica cuyo límite de detección es superior al convencional, de forma tal que su valor pudiera ser cuantificado con exactitud. Sobre este conjunto de diez muestras se realizó un tratamiento estadístico que si bien representa una población pequeña, permite obtener algunas conclusiones.

Para ello se eligió un procedimiento de estadística no paramétrica ya que la mayoría de los elementos analizados, de acuerdo con los tests de normalidad de Kolmogorov - Smirnov y Lilliefors, no presentan una distribución normal ni log normal. Esta característica también se apoya en que para ambientes naturales, se consideran distribuciones normales las poblaciones cuyo coeficiente de asimetría se encuentra entre 1 y -1 resultando en este caso que la mayoría de los elementos presenta valores de coeficiente de asimetría fuera de dicho rango.

De la realización de matrices de correlación surgen algunas asociaciones de elementos que resultan significativas (**Tabla 5.10**). Elementos metálicos tales como Cu, Pb, Zn, Mo, V, Nb y cobalto presentan fuertes correlaciones positivas entre sí y entre ellos con el calcio. La plata se encuentra fuertemente relacionada con Bi, Ta y Mn, esto permite inferir que la Ag está directamente asociada con los óxidos de manganeso y no como fase independiente. El oro se presenta en general en bajas proporciones, o bien por debajo del límite de detección (<5ppb), el valor más alto es un caso aislado y es de aproximadamente 400 ppb. Por esto las correlaciones que pudiera presentar este elemento no son tenidas en cuenta y su comportamiento geoquímico escapa los alcances de esta tesis.

Por su parte los elementos As, Sb (y Fe) están fuertemente relacionados entre sí, esta asociación se condice con fluidos de origen epitermal.

Tabla 5.9. Resultados de análisis químicos realizados en mena de manganeso

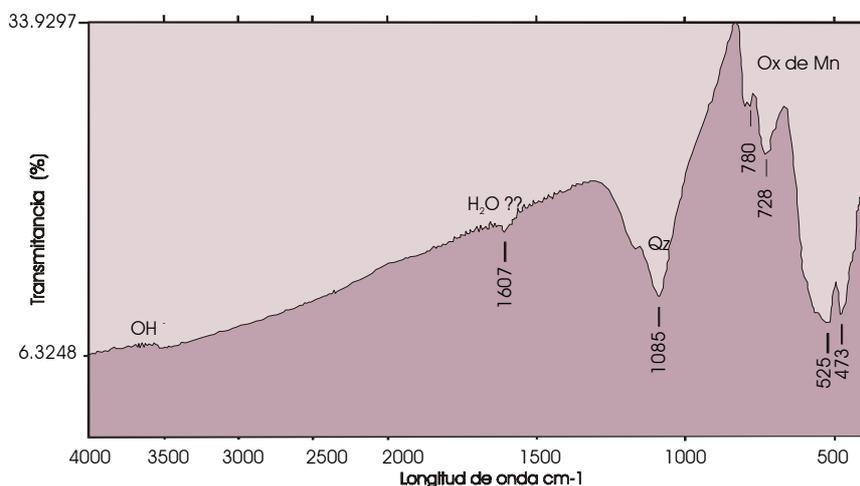
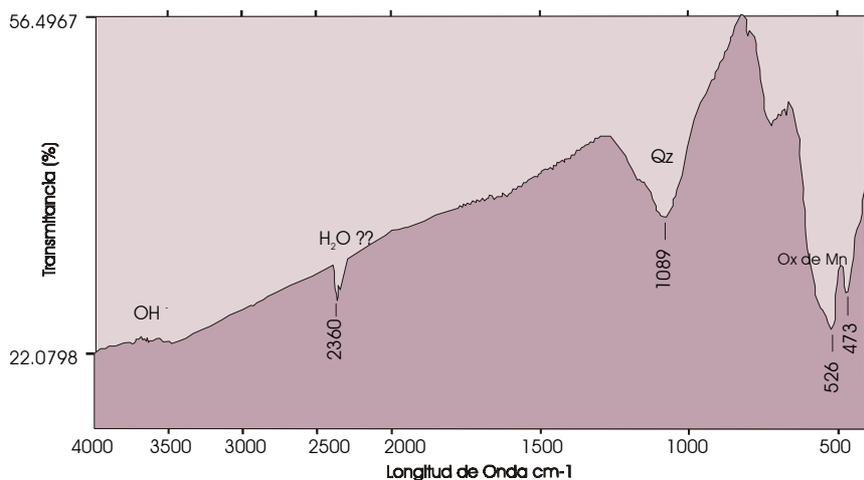
Muestra	367	368	815	819	820	828	830	831	832	835	837A	837B	841A	841B	842	851	874	876	877	343	CL3	M 19	M22	M32	
Au ppb	-5	25	24	-5	-5	411	19	12	6	10	6	-5	-5	6	12	18	43	6	36	-5	10	10	8	14	
Ag ppm	35.7	29.1	37.9	34.6	47.8	30.9	41.5	53	55.5	48.1	50.1	49.5	45	34.9	28.8	41.6	36.5	15.1	46.4	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	
Cu ppm	80	120	1508	110	101	123	73	279	226	123	99	99	67	123	69	86	160	32	136	31	108	45	72	28	
Pb ppm	918	448	10000	907	2177	620	338	866	746	1212	1305	546	1561	765	2461	457	2565	1149	2462	543	1118	1345	553	387	
Zn ppm	184	139	629	147	236	163	183	228	251	274	217	246	209	154	135	173	174	73	167	68	110	89	109	46	
Mo ppm	206	112	800	32	64	31	195	238	170	94	84	132	176	118	41	228	129	21	72	26	49	21	6	16	
Ni ppm	-1	2	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	6	11	7	7	5
Co ppm	57	19	120	21	47	28	41	29	28	45	53	58	41	21	59	125	55	19	35	9	15	3	5	12	
Cd ppm	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2
Bi ppm	19	21	28	28	38	-5	37	44	46	34	38	45	36	28	20	27	19	-5	39	-5	6	-5	-5	-5	
As ppm	283	71	88	61	90	104	76	128	134	101	105	72	87	191	327	216	231	49	95	42	85	71	84	44	
Sb ppm	316	75	6	35	75	45	26	54	138	162	145	42	98	708	112	82	201	17	131	8	235	6	8	7	
Fe Tot%	4.75	0.33	0.71	0.34	0.32	0.37	0.19	0.17	0.2	0.2	0.13	0.14	0.13	1.11	3.32	0.32	1.9	0.7	0.26	0.44	0.47	0.37	0.71	0.36	
Mn %	33.93	>2	33.96	31.43	41.1	27.87	>2	>2	>2	>2	43.52	>2	39.98	34.24	>2	38.28	>2	>2	41.13	>2	>2	>2	>2	>2	
Te ppm	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-25	-10	-10	-10	-10	-10
Ba ppm	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	> 2000	
Cr ppm	24	9	-2	-2	16	-2	57	-2	2	7	-2	-2	11	-2	94	6	53	174	-2	74	81	55	81	54	
V ppm	519	284	806	136	121	308	98	500	249	290	123	110	136	189	301	280	303	76	158	74	136	103	93	74	
Sn ppm	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	
W ppm	1185	808	945	542	949	2000	694	1170	962	1077	1048	776	1004	767	726	876	1121	648	577	75	59	184	194	259	
Li ppm	18	26	21	30	19	14	30	19	14	22	25	36	25	24	28	27	17	23	15	6	16	8	10	5	
Ga ppm	26	30	-10	21	22	15	-10	18	20	-10	18	-10	-10	25	35	-10	31	13	39	32	66	60	47	20	
La ppm	51	57	48	66	84	106	68	199	126	156	58	81	84	54	73	122	91	45	57	47	47	39	27	31	
Sc ppm	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	
Ta ppm	73	56	71	62	84	71	76	100	101	85	90	91	84	60	59	78	74	27	85	-10	-10	-10	-10	-10	
Ti ppm	-0.01	-0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	0.02	0.01	-0.01	0.01	0.05	0.02	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	
Al %	0.28	0.13	0.54	1.21	1.02	1.67	0.27	0.43	0.62	0.42	0.42	0.42	0.2	1.46	1.02	0.28	0.97	4.32	1.7	0.26	0.24	0.19	0.16	0.22	
Mg %	-0.01	-0.01	0.04	0.03	0.05	0.03	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	0.01	0.01	-0.01	0.03	0.03	-0.01	0.02	-0.01	-0.01	-0.01	0.02	
Ca %	0.15	0.07	3.75	0.11	0.24	0.24	0.13	0.29	0.92	0.2	0.21	0.18	0.16	0.15	0.27	0.14	0.32	0.11	0.16	0.07	0.11	0.14	0.11	0.08	
Na %	0.04	0.03	0.05	0.05	0.14	0.09	0.05	0.08	0.09	0.07	0.06	0.06	0.06	0.12	0.32	0.06	0.11	0.22	0.09	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	
K %	0.14	0.31	0.26	1.39	1.16	1.82	0.58	1.94	2.32	0.72	0.62	0.62	0.3	1.99	1.16	0.45	0.89	3.22	2.67	0.15	0.36	0.2	0.08	0.09	
Nb ppm	19	13	21	16	17	16	15	22	21	18	16	17	17	17	16	17	16	15	18	-1	-1	11	10	9	
Sr ppm	1616	1510	2548	5519	3656	1969	5729	3752	4596	4498	4612	6479	5585	2662	2330	3148	2268	798	7156	1567	2000	2000	2000	750	
Y ppm	61	8	116	34	14	24	15	29	20	11	9	24	12	109	203	23	58	25	12	12	20	15	17	8	
Zr ppm	-5	-5	7	13	8	15	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5	11	9	-5	7	27	8	4	2	2	-1	4	
S ppm	0.029	0.023	0.096	0.027	0.053	0.121	0.034	0.049	0.074	0.044	0.05	0.037	0.051	0.076	0.102	0.044	0.047	0.018	0.039	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	

v) ESPECTROSCOPIA INFRARROJA

Como técnica complementaria, se realizaron algunos análisis de espectroscopía infrarroja, sobre concentrados de mineral de manganeso. Los espectros FTIR fueron registrados en un espectrómetro Bruker IFS 66 v, con fuente de luz global cuya resolución es de 4 cm^{-1} , utilizando el método de pastillado en BrK , perteneciente a la Facultad de Ciencias Exactas, UNLP.

Los resultados obtenidos muestran picos ubicados entre los 450 y 550 cm^{-1} de longitud de onda correspondientes a la absorción de energía vibracional del enlace Mn-O .

Otro conjunto de picos se ubica a los 1600 y a los 2650 cm^{-1} de long de onda, debidos a la presencia de moléculas de agua. Aún así, las señales son débiles y no representan un alto contenido de agua, incluso esas bajas intensidades podrían responder a la humedad ambiente. En el rango de valores perteneciente al de los oxhidrilos, ubicado por encima de los 3500 cm^{-1} de longitud de onda, los espectros obtenidos no presentan picos que puedan asociarse a un contenido en este anión. **Figuras 5.28 a y b.**



Figuras 5.28 a y b. Espectros infrarrojos obtenidos de dos muestras provenientes de “La Clemira” (367 b y 369). En ellos se puede apreciar que en el rango correspondiente a los óxidos de manganeso, existe escaso contenido de agua y oxhidrilos. En la longitud de onda entre 1085 y 1089 cm^{-1} aparece un pico producido por la presencia de cuarzo mezclado con los óxidos.

5.2.3 DISCUSIÓN

Sobre la base de las determinaciones presentadas en este capítulo, tales como el modo de yacencia de los minerales de mena ya sea formando parte de brechas, filones o en venillas, su mineralogía y su composición química, es posible interpretar a este conjunto de vetas mineralizadas como de origen hidrotermal. Cabe mencionar también que los minerales de ganga que acompañan a la mineralización, los que serán analizados en detalle en el Capítulo 6, indican *a priori* características típicas de una asociación de ambiente hidrotermal.

Como se ha mencionado precedentemente existen evidencias de reactivación tectónica durante la formación de las vetas. Estos procesos se ponen de manifiesto por la presencia de brechas compuestas por fragmentos tanto de la roca de caja, como de mineralización preexistente, cementados a su vez por una generación posterior de óxidos de manganeso y minerales de ganga. Las diferencias encontradas en los rellenos de las estructuras han permitido establecer una sucesión de eventos o pulsos de mineralización. Durante las etapas iniciales de la evolución del sistema se registra una mayor participación de óxido férrico que disminuye a partir del tercer pulso de mineralización. Por su parte los óxidos de manganeso no presentan cambios mineralógicos importantes en las diferentes etapas. Sin embargo los constituyentes de la ganga sí manifiestan cambios fisicoquímicos del fluido, lo cual será retomado con mayor detalle en el Capítulo 7.

El tipo de brecha que caracteriza al primer evento de deformación presenta un cemento altamente silicificado y con abundantes cristales de adularia de morfología rómbica. La sílice que forma este cemento presenta diferentes tipos texturales relacionados con variaciones en las condiciones de precipitación. De acuerdo con Fournier (1985), algunas de las texturas de sílice encontradas se originan a partir de fluidos sobresaturados en sílice. Por otro lado, la presencia de adularia se asocia directamente con ambientes epitermales y es considerado uno de los indicadores mineralógicos de ebullición (Dong y Morrison, 1995).

Uno de los mecanismos que explican el comienzo de la ebullición, es una brusca caída de la presión interna de un sistema hidrotermal originada, por ejemplo, por fracturación (Ferguson *et al.*, 1997). En el caso de los depósitos de la sierra de Ambargasta, es probable que los fluidos hidrotermales mineralizantes hayan circulado a través de fracturas donde se encontraban a alta presión, hasta el momento en que se produce la primera deformación extensional de la roca de caja y esta cede ante el campo de esfuerzos. Como consecuencia de este proceso se produjo una liberación de la presión de confinamiento y consecuente ebullición del fluido. La ebullición conduce a una serie de cambios fisicoquímicos en el fluido que se traducen en descenso de la temperatura, pérdida de volátiles tales como CO₂ y H₂S, aumento del pH, incremento en la actividad del oxígeno y mayor salinidad del líquido residual.

En el área que comprende este estudio la presencia de adularia es muy común formando parte del cemento de las primeras brechas, como también en paragénesis con los óxidos

de manganeso de la última generación. La morfología rómbica de los cristales se asocia con condiciones de formación que cambiaron bruscamente y temperaturas relativamente bajas, inferiores a los 220° C (Dong y Morrison, 1995), lo cual se condice con los valores obtenidos en inclusiones fluidas de minerales de ganga (véase Capítulo 7).

El conjunto de vetas estudiado presenta características que pueden interpretarse como originadas a partir de soluciones que han sufrido un proceso de ebullición, generado en un nivel más profundo al que actualmente se encuentra expuesto. A partir de ese suceso se generarían las reacciones mencionadas anteriormente, las cuales favorecerían las condiciones de pH necesarias para alcanzar los campos de estabilidad de los minerales que se encuentran precipitados. Por su parte, las condiciones de Eh estarían dadas por el nivel de emplazamiento bastante superficial de las estructuras y la interacción de los fluidos hidrotermales con aguas superficiales.

Los depósitos estudiados presentan una asociación mineralógica típica de depósitos hidrotermales. Los óxidos de manganeso que precipitan a partir de soluciones hidrotermales corresponden a la etapa de menor temperatura, es decir epitermales. A su vez, para un esquema general de un sistema epitermal formado por soluciones ascendentes ricas en óxidos de hierro y manganeso, existen diferentes asociaciones minerales que caracterizan niveles de profundidad de acuerdo a las condiciones de temperatura y fugacidad de oxígeno dominantes. Así, en un nivel profundo, es posible hallar una zona rica en óxidos de hierro y minerales de manganeso en estado 2+ de oxidación representados por el sulfuro *alabandita*, el carbonato *rodocrosita* y el silicato *rodonita*. Por encima de éste, en un nivel intermedio, precipitan minerales de hierro y manganeso, este último tanto en estado bivalente como tetravalente, por ejemplo algunos óxidos como *hausmanita*, *braunita*, *bixbiita*. Finalmente, cerca de la superficie en condiciones claramente oxidantes precipita manganeso casi exclusivamente en estado tetravalente, dando lugar a la precipitación de óxidos e hidróxidos tales como *criptomelano*, *romanechita*, *hollandita*, *manganita* y *pirolusita* predominantemente (Roy, 1981).

En este caso la mayoría de los minerales encontrados forman parte del grupo de los denominados óxidos superiores (Roy, 1981) es decir todos aquellos que presentan manganeso predominante en estado tetravalente y por lo tanto pertenecientes a un nivel de emplazamiento superficial, en condiciones altamente oxidantes y temperaturas bajas.

Entre los antecedentes bibliográficos recopilados existen algunos trabajos de investigación referidos a la mineralogía de los óxidos del distrito El Remanso (Arcidiácono, 1973). En el mencionado trabajo se presentan varias especies minerales determinadas por sus propiedades ópticas o bien por análisis térmico diferencial. Estos minerales son: romanechita, pirolusita, hollandita, criptomelano y ramsdellita. Los estudios realizados por microsonda electrónica en este trabajo de Tesis indican que las especies minerales presentes son mayoritariamente criptomelano y hollandita y que en muchos casos las diferencias encontradas por vía óptica, son sólo diferentes formas de cristalización de una misma especie mineral. Es decir, en muchos casos se ha observado que diferencias

ópticas no siempre representan diferentes composiciones. Esta podría explicar por qué no se hallaron composiciones equivalentes a ramsdellita que fuera descripta para la misma zona por Arcidiácono (1973).

Otra característica importante que se desprende del análisis químico de los óxidos de manganeso es que este grupo de minerales puede ser portador de diferentes elementos ya sea adsorbidos o formando parte de su estructura cristalina. Estos enriquecimientos conducen a la formación de minerales específicos tales como *romanechita* (Ba), *hollandita* (Ba), *coronadita* (Pb) o *aurorita* (Ag), o simplemente se trata de óxidos de manganeso portadores de elementos trazas. La presencia de determinados elementos, cualquiera sea su posición en la estructura cristalina estará directamente relacionada con el fluido a partir del cual precipitaron los minerales. Esta propiedad es aprovechada para realizar gráficos de clasificación genética tales como Crear *et al* (1982); Nicholson (1992 a). En el caso de los óxidos de manganeso de origen hidrotermal los elementos característicos son: Ba, Sr, Ag, Pb, W, Zn, Tl y otros menos específicos como Be, As y Sb (Hewett y Fleischer, 1960; Hewett *et al*, 1963; Hewett, 1964; Roy, 1981).

En los grupos mineros El Remanso y Ambargasta los análisis químicos realizados en concentrados de minerales de mena indican altos contenidos en **Sr** (2000 a 7000 ppm), **As** (60 a 327 ppm), **Sb** (6 a 700 ppm), **Ag** (15 a 55 ppm), **Pb** (450 ppm a 1 %), **Zn** (150 a 600 ppm), **W** (550 a 2000 ppm) y en algunos casos **V** (120 a 800 ppm), además de los característicos Ba y potasio.

A microscopic image showing various gangue minerals. The background is a light, pinkish-tan color. Scattered throughout are numerous small, dark, irregularly shaped particles and clusters. Some of these particles appear to have distinct crystal faces or sharp edges, while others are more rounded or fibrous. The overall appearance is that of a complex mineral assemblage.

CAPÍTULO 6

LOS MINERALES DE GANGA

6. LOS MINERALES DE GANGA

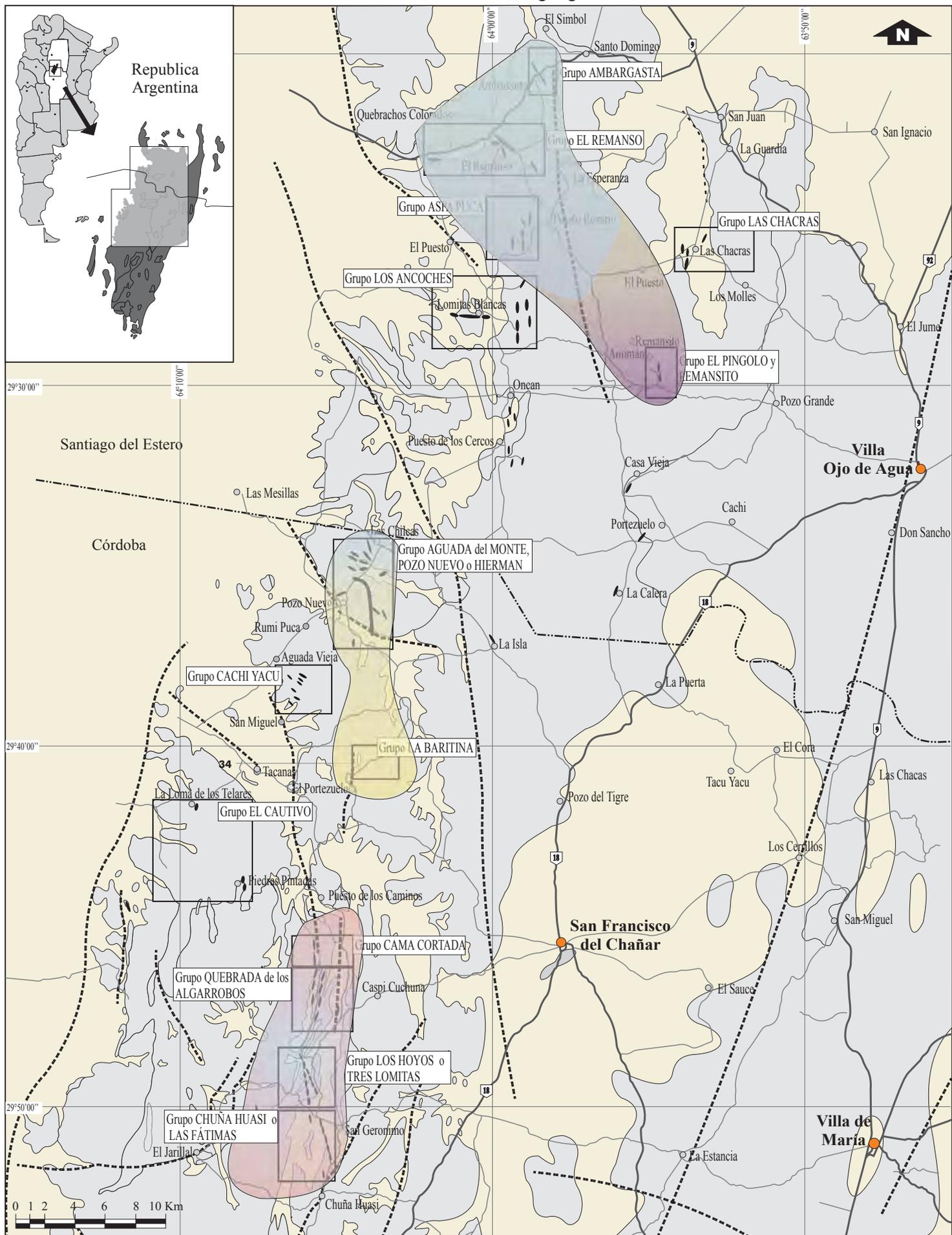
Los minerales de ganga que acompañan a las mineralizaciones de manganeso de la sierra de Ambargasta se presentan en variadas proporciones que, desde el punto de vista regional, permiten realizar una zonación latitudinal que ya fuera observada por Beder (1937). Este autor propone un límite ubicado aproximadamente a los 29° 40' de latitud hacia el sur de la cual se sitúan las vetas que poseen calcita como ganga principal y, hacia el norte de dicha latitud vetas con sílice como elemento principal de la ganga, mientras que en la región central se encuentran las manifestaciones más ricas en baritina. Sobre la base de los conocimientos actuales, es posible proponer estos límites con una orientación noroeste, dado que en las vetas del grupo minero El Pingolo, la calcita se presenta como el mineral de ganga más abundante (Leal *et al.*, 1999). En la **Figura 6.1** se observa un gráfico con la representación esquemática de esta zonación.

La zona de estudio pertenece al grupo de depósitos que poseen sílice como especie predominante, es así que los minerales que componen la ganga son, en orden de abundancia: ópalo, baritina, cuarzo, calcita y fluorita; de los cuales los dos últimos son componentes que sólo se encuentran en cantidades accesorias. Las especies seleccionadas para este estudio fueron cuarzo, baritina y calcita. Si bien se han hallado algunos cristales de fluorita en forma muy subordinada, el tamaño extremadamente pequeño de los mismos hizo imposible abordar un estudio de inclusiones fluidas para esta especie.

La presencia de los mencionados minerales de ganga resulta de gran importancia ya que estos minerales pueden ser estudiados mediante la aplicación de técnicas como *microtermometría* y análisis con *microsonda Raman* de inclusiones fluidas e *isótopos estables*. Los datos que se obtienen a partir del empleo de dichas metodologías permiten caracterizar determinados parámetros como temperatura, presión, salinidad, origen y composición de los fluidos mineralizantes, que resultan imposibles de obtener a partir del estudio de los óxidos de manganeso. Los parámetros así obtenidos pueden extenderse a la mena, ya que se han encontrado suficientes evidencias que manifiestan una fuerte relación espacial y temporal entre mena y ganga.

Como ha sido mencionado anteriormente, la mineralización que forma estos depósitos se caracteriza por una serie de pulsos alternados de precipitación y diastrofismo, que resultan en una serie de brechas con características petrográficas diferentes. Además, cada evento de precipitación manifiesta variaciones en el tipo de minerales de ganga que precipita, a diferencia de los óxidos de manganeso cuya composición permanece constante durante los diferentes estadios. Esto permite establecer que los minerales de

Figura 6.1. Mapa regional donde se esquematiza la distribución geográfica observada en los minerales de ganga.



Referencias:

Ópalo

Calcita

Baritina

Ópalo + Calcita

Baritina + Ópalo

ganga actúan como elementos discriminadores entre los diferentes pulsos de precipitación, más precisamente hacia los estadios finales de la evolución del sistema que es cuando predomina la precipitación de los minerales de ganga.

Cabe mencionar además que los minerales estudiados no son cogenéticos, y cada uno de ellos se ubica en el esquema temporal como se detalla a continuación. El **cuarzo** se presenta en escasa cantidad, a pesar de ser la sílice el componente principal de la ganga en este sector. Generalmente el tamaño de los agregados de cuarzo es bastante pequeño, rara vez superan el centímetro y resultó difícil obtener muestras *in situ* que reúnan las características apropiadas para el estudio termométrico. Este mineral se presenta como agregados de pequeños cristales hialinos o de tonalidades rojizas, producto de la tinción con óxidos de hierro y, al igual que el resto de los minerales, se halla siempre ocupando pequeñas cavidades dentro de la mena. Temporalmente se lo ubica hacia el final de la etapa que generó los filones de manganeso más importantes. Casi siempre los cristales de cuarzo están recubiertos por una delgada capa de ópalo transparente el cual se vincula a episodios de sobresaturación del fluido con respecto a la sílice.

La **baritina** fue estudiada a partir de muestras provenientes de las vetas San Jorge y La Clemira, siendo en la primera de ellas más abundante que en el resto de las vetas del grupo El Remanso. Este mineral se presenta por lo menos en dos etapas de la evolución del sistema. La primera aparición corresponde a cristales de baritina precipitados conjuntamente con óxidos de manganeso que actúan como cemento del segundo tipo de brechas que rellenan las estructuras (véase Capítulo 5). La otra generación de cristales de baritina se ubica temporalmente con posterioridad a la depositación de los filones de manganeso, y se presenta ya sea como vetas de varios centímetros de espesor con cristales de hábito tabular o como agregados de pequeñas dimensiones en forma de rosetas que rellenan venillas. Cabe destacar el hallazgo de cristales de baritina, parcial o totalmente reemplazados por ópalo translúcido, que testimonian la secuencia de precipitación de la ganga en el sistema.

La **calcita** que se encuentra en la zona de estudio es muy escasa y las muestras obtenidas resultan insuficientes para obtener un número significativo de mediciones termométricas. Aún así los datos obtenidos resultan coherentes con las mediciones obtenidas en las vetas más australes del sistema (Leal, 2002). Los cristales de calcita estudiados se presentan como fase póstuma de cristalización, como relleno de cavidades, y las muestras estudiadas fueron halladas en la veta "La Clemira".

6.1 INCLUSIONES FLUIDAS

6.1.1. GENERALIDADES

El estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas y su aplicación en el campo de los depósitos minerales ha adquirido gran importancia en las últimas décadas. El empleo de esta técnica permite obtener datos de temperatura, presión, densidad y salinidad de los fluidos hidrotermales que en conjunto pueden ser utilizados para comprender el origen de los fluidos involucrados en la mineralización, los mecanismos de transporte y los procesos de depositación mineral (Roedder y Bodnar, 2001).

La naturaleza de los fluidos involucrados en la precipitación de los depósitos de manganeso, es uno de los principales temas a desarrollar en este estudio. Así, el análisis de las inclusiones fluidas de las especies minerales que componen la ganga de los depósitos de manganeso, es una herramienta de gran utilidad para caracterizar algunas de las propiedades del fluido responsable de la mineralización.

6.1.2. METODOLOGÍA

El estudio microtermométrico fue realizado utilizando una platina de calentamiento-enfriamiento Chaixmeca perteneciente a la UNS (Bahía Blanca) y dos platinas Linkam TMSM 600 una de ellas perteneciente al Instituto de Recursos Minerales (UNLP) y la otra a la Universidad Autónoma de Barcelona, en todos los casos adosadas a microscopios de polarización Leitz. Dichas platinas poseen un sistema de circulación de nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento, que permiten trabajar con un rango que varía entre -180° y 600° C de temperatura.

La naturaleza del cuarzo y la baritina permitió trabajar con preparaciones bipulidas (Goldstein and Reynolds, 1994), mientras que en el caso de la calcita se trabajó con esquirlas, para reducir al mínimo la posibilidad de deteriorar las inclusiones durante la manipulación de las muestras. Finalmente, los valores de densidad y composición del fluido entrampado en las inclusiones fueron obtenidos utilizando el programa FlinCor, basado en las ecuaciones de Brown (1989).

Los análisis de espectrometría micro Raman, fueron obtenidos con un equipo JOBIN YVON SPEK T-64000, perteneciente a la Universidad de Barcelona, España.

6.1.3. PETROGRAFÍA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Cuarzo

Los tipos de inclusiones encontradas en este mineral corresponden a dos grupos, uno formado por inclusiones *monofásicas acuosas* coplanares y el otro formado por *inclusiones bifásicas* ricas en agua. Como se ha mencionado anteriormente las muestras de cuarzo sobre las cuales se trabajó presentaban tamaño pequeño lo cual dificultó su observación. En algunos casos su tamaño resultó un obstáculo para poder determinar si aquellas inclusiones *monofásicas* encontradas en forma alineada pertenecían a líneas de crecimiento del cristal o bien a pequeñas fracturas ocurridas con posterioridad a la formación del mismo. En promedio los tamaños determinados en estas inclusiones se ubican alrededor de los 3 μm , mientras que las formas varían de elongadas a subredondeadas (**Figura 6.2**), entre las que se distinguen esporádicos procesos de estrangulamiento.

También es común la presencia de inclusiones *monofásicas* y *bifásicas* ubicadas en un mismo plano y en estrecha relación espacial; este tipo de disposición es interpretado generalmente como producto de fenómenos de ruptura de inclusiones de gran tamaño que quedan reducidas a varias inclusiones de formas irregulares, con diferentes grados de llenado y muy cercanas unas de otras (**Figura 6.2**) o bien este fenómeno puede deberse a procesos de cristalización.

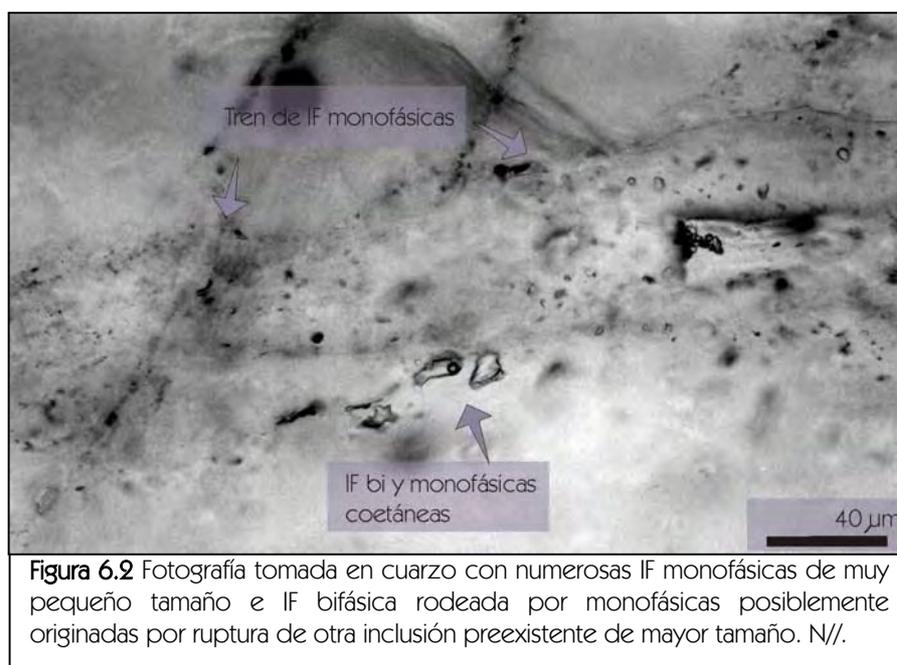


Figura 6.2 Fotografía tomada en cuarzo con numerosas IF monofásicas de muy pequeño tamaño e IF bifásica rodeada por monofásicas posiblemente originadas por ruptura de otra inclusión preexistente de mayor tamaño. N//.

El segundo grupo mencionado, constituido por inclusiones *bifásicas* a temperatura ambiente, se presenta con menor frecuencia que el grupo de inclusiones *monofásicas*. Estas inclusiones presentan un desarrollo de formas irregulares y disposición aleatoria sin un patrón definido que, siguiendo el criterio de Roedder (1984), son características que permiten clasificarlas como de origen primario. Estas inclusiones están formadas por una fase líquida acuosa y otra de vapor de agua, en términos generales los grados de llenado

promedian aproximadamente 0.8, pero cabe mencionar que se han encontrado variaciones en la proporción líquido–vapor relacionadas generalmente con fenómenos de estrangulamiento (necking down) (Figura 6.3) y ruptura de inclusiones (Touret, 1977). Los tamaños observados son mayores que en el caso de las inclusiones monofásicas, llegando a medir en algunos casos más de 40 μm de diámetro.

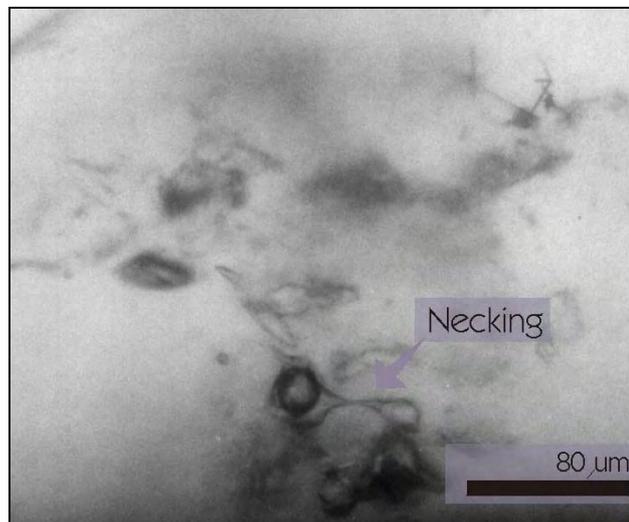


Figura 6.3. Fotografía que muestra un fenómeno de estrangulamiento (necking down) en cuarzo. Procedencia mina “La Clemira”.

Baritina

Las inclusiones fluidas en este mineral son abundantes, de las cuales cerca del 80% se encuentran orientadas paralelamente a los planos de clivaje. En promedio poseen tamaños de 10 μm , formas subredondeadas y en la mayoría de los casos son de tipo monofásicas, se presentan generalmente siguiendo planos de fracturas, motivo por el cual según el criterio de Roedder (1984), son consideradas de origen secundario (Figura 6.4).

El restante 20% corresponde a inclusiones bifásicas de posible origen primario que se distribuyen en forma errática, presentan formas irregulares y tamaños que varían entre 25 y 60 micrones. El grado de llenado de estas inclusiones se halla entre 0.5 y 0.9. Este tipo de inclusiones fue el elegido para realizar los ensayos termométricos.

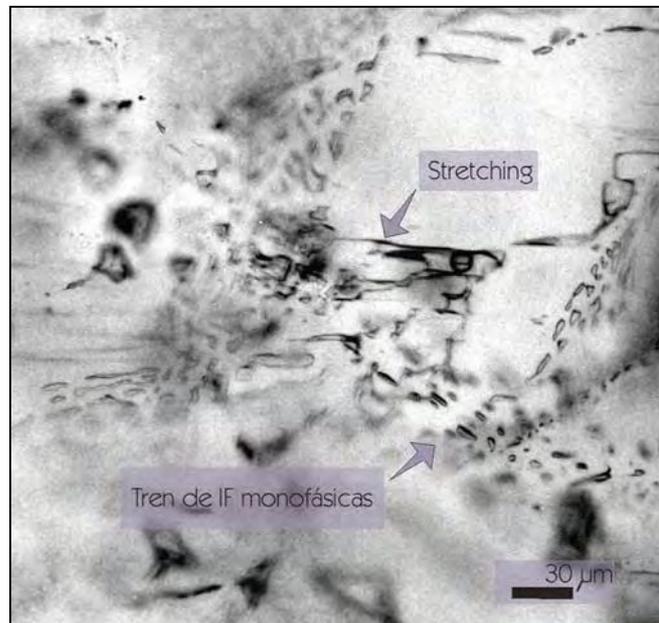
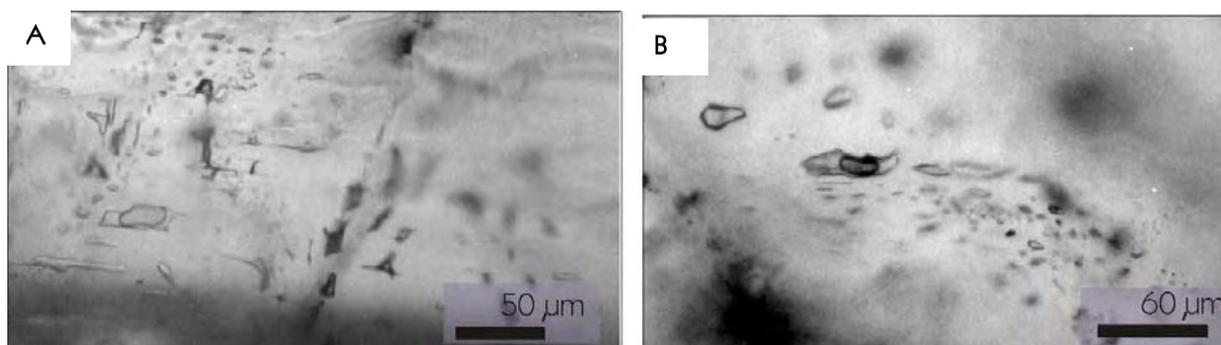


Figura 6.4. Fotografía donde se observan numerosas IF bifásicas secundarias y en la parte central una IF bifásica con importante fenómeno de ruptura. N//. Mineral baritina. Procedencia mina “San Jorge”.

Debe destacarse la abundancia de inclusiones con procesos de estrangulamiento (necking down) o rotura sobreimpuestos (stretching) (**Figura 6.4**), que son comunes en los minerales de baja dureza y buen clivaje. En algunos casos este tipo de procesos origina inclusiones monofásicas líquidas (Bodnar *et al.*, 1995) tal como se observó en algunas muestras en este estudio (**Figuras 6.5 a y b**).



Figuras 6.5 a y b: Fotografías de inclusiones fluidas bifásicas de formas irregulares y relaciones líquido vapor altas, rodeadas por otras monofásicas que podrían resultar de la ruptura de la inclusión mayor. Mineral, baritina. N//. Mina “La Clemira”.

Calcita

El análisis petrográfico de las inclusiones fluidas en calcita mostró un notable predominio

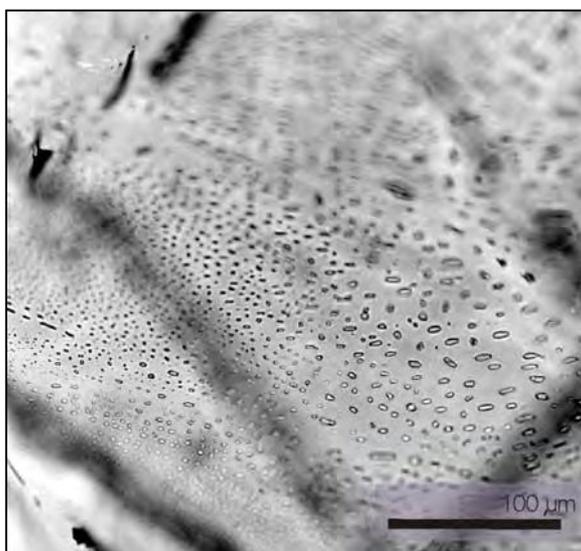


Figura 6.6: Fotografía de IF coplanares en calcita, con un predominio de inclusiones monofásicas y escasas bifásicas.

de inclusiones monofásicas, la mayoría de ellas concentradas según planos de clivaje cuyo origen es seguramente secundario. En menor medida se encuentran inclusiones que a temperatura ambiente presentan dos fases, una líquida y otra vapor, cuya distribución es heterogénea. En algunos casos este tipo de inclusiones presenta formas irregulares y grandes tamaños que pueden llegar a medir unos 150 μm ; estas formas irregulares generalmente están asociadas a fenómenos de estrangulamiento junto con pérdida de fluidos, semejantes a los observados en la baritina. Por su parte, el mayor número de mediciones se obtuvo a partir de inclusiones con formas redondeadas y tamaños pequeños,

variables entre 15 y 30 micrones. Este grupo de inclusiones presenta generalmente grados de llenado de 0.9 y como fase predominante la líquida (**Figura 6.6**).

6.1.4. TERMOMETRÍA

A partir de las mediciones realizadas se han obtenido, para cada fase mineral, temperaturas de homogeneización (T_h) que en todos los casos se produjo a fase líquida y temperaturas de fusión del hielo (T_f); los valores obtenidos se presentan en las **Tablas 6.1, 6.2 y 6.3**. Dadas las características de las inclusiones fluidas tales como pequeño tamaño y formas irregulares, sólo en contadas oportunidades fue posible observar las temperaturas de la primera fusión del hielo, es decir las correspondientes al punto eutéctico (T_e).

Dado que los minerales estudiados responden a diferentes eventos de precipitación, cada una de las especies minerales fue tratada en forma separada y para cada una de ellas se obtuvo un histograma de frecuencias de temperaturas de homogeneización y de salinidades, expresadas en % NaCl equivalente en peso. Estos valores fueron calculados a partir de las temperaturas de fusión del hielo con el programa FlinCor según las ecuaciones de Brown & Lamb (1989) y mediante las ecuaciones de Bodnar (1993) (**Figuras 6.7**).

Las temperaturas de homogeneización muestran distribuciones polimodales, principalmente en el cuarzo y la baritina, mientras que en la calcita el número de mediciones obtenidas no permite realizar observaciones confiables, aún así los resultados son consistentes con temperaturas bajas y presentan una moda que se ubica entre los 90 y 100° C de temperatura.

En el caso del cuarzo los valores obtenidos durante la etapa de calentamiento cubren un rango entre los 60° C y los 250° C de temperatura de homogeneización. La explicación de esta amplitud en el rango de datos podría encontrarse en la morfología de las inclusiones; ya que aquellas que arrojaron los mayores valores, superiores a 170° C en general presentan rasgos asimilables a “stretching” o ruptura. Es decir inclusiones que seguramente sufrieron pérdida de alguna de las fases fluidas, lo que provoca temperaturas de homogeneización mayores al valor real de entrapamiento (Touret, 1977). Soportan también esta idea las variaciones encontradas en los grados de llenado de inclusiones bifásicas coetáneas. Generalmente aquellas que poseen burbujas de mayor tamaño homogeneizaron a valores superiores a los 200° C de temperatura. Estas observaciones permiten tomar como valores más confiables a la población que se ubica por debajo de los 170° C de temperatura.

Por otra parte los valores de salinidad, presentan un histograma de frecuencia polimodal, con dos modas predominantes, una corresponde a las salinidades comprendidas entre 5 y 6 % NaCl eq. en peso y la otra a las salinidades incluidas en el rango de 3 y 4 % NaCl eq. en peso. Cabe mencionar también que existen esporádicos valores de salinidad superiores a 8 % NaCl eq. en peso, lo cual podría estar relacionado con la presencia de otro fluido en el sistema. Como se ha mencionado anteriormente las temperaturas correspondientes a la primera fusión resultaron de muy difícil observación dada la morfología y el tamaño de las inclusiones. En el caso del cuarzo fue posible obtener dos temperaturas del punto eutéctico, uno a los -38° C y otra en torno a los -30° C, estos valores pueden estar indicando la presencia de pequeñas proporciones de otros iones además del Na, como K y Ca que desplazan la ubicación del eutéctico hacia menores valores (Shepherd *et al.*, 1985).

En el caso de las temperaturas de homogeneización obtenidas en baritina se observan dos poblaciones, una cuyo rango de valores varía entre 130 y 310° C y la otra, con menor frecuencia de datos, ubicada entre 330 y 410° C de temperatura. Esta dispersión de los

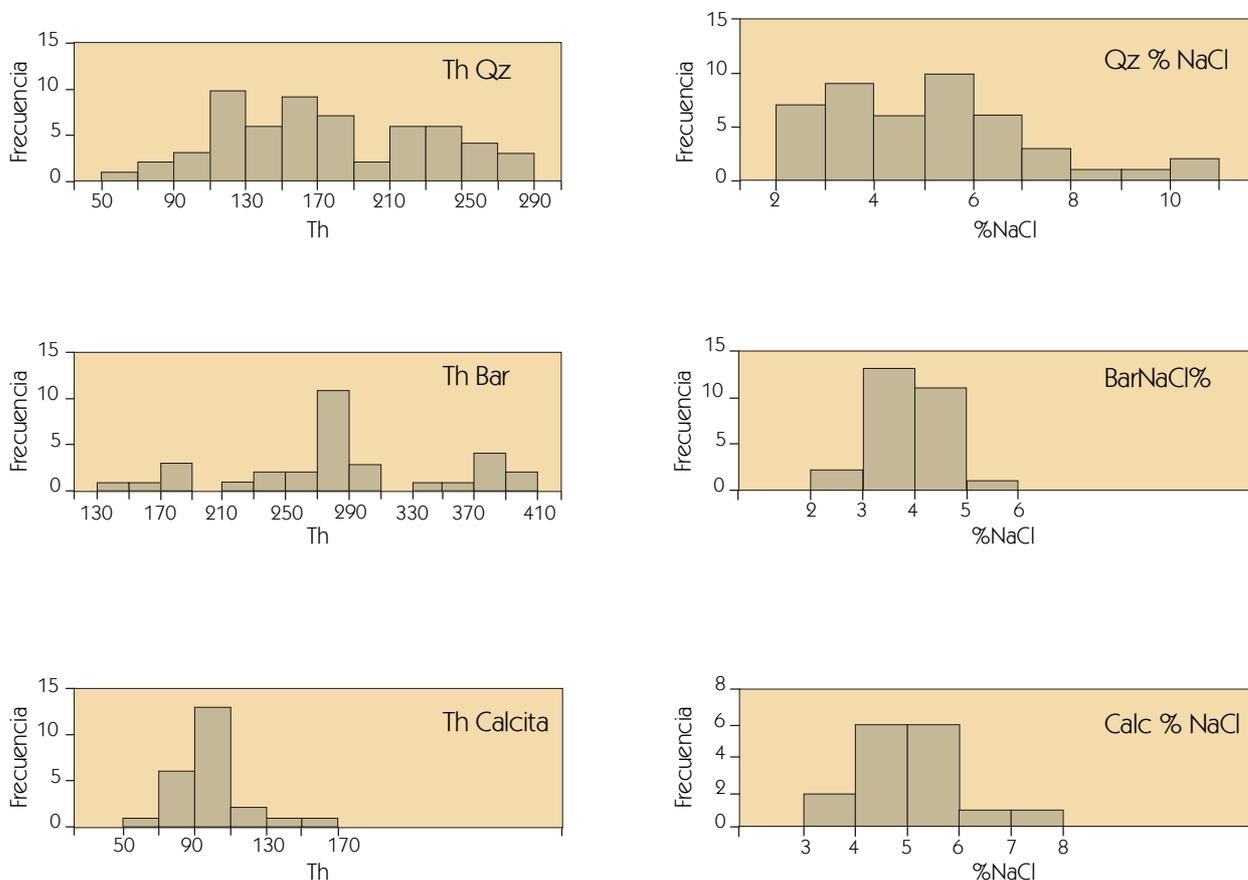


Figura 6.7. Histogramas de frecuencia con los valores de temperatura de homogeneización y salinidad obtenidos en los tres minerales estudiados.

datos, podría hallar explicación en el hecho que muchas inclusiones presentaban señales de pérdida de fluido como consecuencia de procesos de ruptura o estrangulamiento sufridos por deformación posterior a la precipitación del mineral. Durante la etapa de criometría se obtuvieron valores de fusión final del hielo entre $-0,6$ y $-2,9^{\circ}$ C de temperatura. Las salinidades calculadas a partir de los valores promedio de las temperaturas de fusión, corresponden a 2,3 % NaCl eq en peso. Con respecto a las temperaturas del punto eutéctico las mediciones obtenidas son muy escasas y las mismas se ubican entre los $-29,3$ y -30° C; según Davis *et al.* (1990) el sistema $H_2O - NaCl$ presenta un eutéctico metaestable a los -28° C, por lo cual las observaciones obtenidas en este estudio podrían estar representando composiciones del mencionado sistema.

Para la calcita se obtuvieron medidas de temperatura de homogeneización entre 50 y 160° C, las temperaturas de fusión final de hielo varían entre -2 y $-4,5^{\circ}$ C que resultan en valores de salinidad un poco mayores a los de la baritina, con una moda que se ubica entre 3,4 y 5,6 % NaCl eq. en peso. Cabe mencionar que en algunos casos se observaron

comportamientos metaestables durante la obtención de la temperatura de fusión (Tf), ya que luego de la fusión final del hielo se observó falta de nucleación de la fase vapor.

Tabla 6.1, Datos microtermométricos obtenidos en muestras de cuarzo. Temperatura de homogeneización (Th), Temperatura de fusión del hielo (Tf) y salinidad expresada en % en peso eqv. NaCl. Los valores de salinidad están calculados según las ecuaciones del programa FlinCor (Brown, 1989).

Cuarzo Th °C	
179.5	156
157.6	162.7
161.2	220
119.1	166.9
135	173
216	176
110.9	106
164.5	176
215	137.7
107.4	136.4
200	123
240	104
223	115
183.7	110
239	95
184	141
197	90
64	140
219	166
226	126
153	119.1
	175.9

Cuarzo			
%NaCl	Tmi (°C)	%NaCl	Tmi (°C)
3.4	-2	3.9	-2.3
4.2	-2.5	3.5	-2.1
5	-3	5.1	-3.1
8.1	-5.2	4	-2.4
7.7	-4.9	3.1	-1.8
6.4	-4	5.6	-3.4
5.4	-3.3	6.9	-4.3
7.2	-4.5	6.2	-3.8
11	-7	2.7	-1.6
6.9	-4.3	2.6	-1.5
9.2	-6	2.7	-1.6
4.8	-2.9	5.7	-3.5
5.4	-3.3	6.7	-4.2
10	-6.6	3.9	-2.3
2.6	-1.5	2.6	-1.5
3.4	-2	5.3	-3.2
2.2	-1.3	5.7	-3.5
3.5	-2.1	7.6	-4.8
3.9	-2.3	4.8	-2.9
3.9	-2.3	4.8	-2.9
5	-3	4.3	-2.6
2.6	-1.5	5.1	-3.1
		6.6	-4.1

Tabla 6.2, Datos microtermométricos Temperaturas de homogeneización (Th), de fusión de hielo (Tmi) y salinidad calculadas en muestras de baritina. Datos calculados según las ecuaciones del programa FlinCor (Brown, 1989).

Baritina Th °C	
109	123
183.9	285.2
187.5	286.1
216.1	291.1
237	296.3
249.7	297.1
253.2	330.3
255.6	355.5
271.9	374.1
278.3	376.6
278.3	381.2
279.7	382.8
283.1	393.9
283.4	396.9
284	>287
284.2	>317
>324.3	>373.4
150	145

Baritina			
%NaCl	Tf (°C)	%NaCl	Tf (°C)
4.3	-2.6	4.8	-2.9
3.7	-2.2	4.8	-2.9
4	-2.4	5	-3
2.1	-1.2	4.6	-2.8
3.9	-2.3	4.6	-2.8
4.8	-2.9	3.9	-2.3
4.8	-2.9	3.2	-1.9
3.1	-1.8	3.7	-2.2
3.2	-1.9	3.4	-2
3.2	-1.9	3.1	-1.8
3.4	-2	3.5	-2.1
4.5	-2.7	3.2	-1.9
4.2	-2.5	4.6	-2.8
		2.7	-1.6

Tabla 6.3, Temperaturas de Homogeneización (Th), fusión final de hielo (Tmi) y salinidades calculadas para muestras de calcita. Datos calculados según las ecuaciones del programa FlinCor (Brown, 1989).

Calcita Th (°C)	
98.2	100.7
88	50
87.6	70
104.9	106
87.6	85
84.8	99
96.5	101
96.5	132
105.3	98
90	120
100.7	109
123	158

Calcita	
%NaCl	Tf (°C)
6.2	-3.8
5.4	-3.3
5	-3
3.4	-2
4.3	-2.6
5.6	-3.4
4.8	-2.9
4	-2.4
4.5	-2.7
4.3	-2.6
4.3	-2.6
3.4	-2
5	-3
7.2	-4.5

6.1.5. MICROESPECTROMETRÍA RAMAN

La microespectrometría Raman realizada en inclusiones fluidas del cuarzo, determinó la presencia de H₂O (V) como único componente de la fase gaseosa. En los espectros obtenidos no se observaron picos en las longitudes de onda correspondientes al CO₂ (1388 cm⁻¹) corroborando de esta manera los resultados obtenidos en los ensayos criométricos; también se descartó la presencia de CH₄ (longitudes de onda cercanas a 2914 cm⁻¹) y tampoco se observaron picos en la zona del espectro cercana a 2331 cm⁻¹ que se identifica con el N₂.

Esto permite descartar la idea de inclusiones ricas en CO₂ en aquellos casos en los que la burbuja presentaba coloraciones oscuras. También permite desestimar la posibilidad de que exista formación de clatratos, los cuales podrían ser los responsables de valores de salinidad calculados más altos que el valor real. De esta manera se afirma la hipótesis que sugiere la presencia de dos fluidos con salinidades diferentes para explicar los valores superiores a 8 % NaCl equivalente en peso.

6.1.6. DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos del estudio de las inclusiones fluidas permiten realizar algunas observaciones acerca de los fluidos que intervinieron en la mineralización. Por un lado el diseño multimodal de los histogramas de temperaturas de homogeneización dificulta la obtención de una temperatura real de entrapamiento. Dadas las características petrográficas observadas en las inclusiones, es probable que dichas variaciones respondan a procesos de ruptura (necking down) ocurridos con posterioridad al entrapamiento de las inclusiones, que hayan modificado su relación inicial de fases.

En el caso del cuarzo, existen dos poblaciones de temperaturas de homogeneización una correspondiente a valores inferiores 170° C y otra con temperaturas superiores a este valor. La población de mediciones ubicadas entre 60 y 170° C de temperatura de homogeneización se corresponde con inclusiones coetáneas de pequeños tamaños, formas regulares y relaciones líquido vapor constantes y altas. Estas mediciones en promedio, arrojan un valor cercano a los 105° C, el cual condice con la gran cantidad de inclusiones monofásicas presentes y con el predominio del ópalo en todo el sistema; cuyos campos de estabilidad desaparecen por encima de los 120° C de temperatura. Es decir que estas temperaturas pueden considerarse como temperaturas mínimas del entrapamiento de fluidos, las cuales están dentro de las observadas para los depósitos epitermales (Cook y Simmons, 2000; Hedenquist *et al.*, 2000). Por su parte, el segundo grupo de inclusiones que homogeneiza a temperaturas superiores a los 170° C corresponde a inclusiones que en su mayoría presentaban signos de ruptura o estrangulamiento y bajas relaciones líquido-vapor. Por estas características se considera que las relaciones de fases en este tipo de inclusiones no son las iniciales y por lo tanto estas temperaturas no se consideran reales del entrapamiento del fluido.

Las temperaturas de homogeneización obtenidas en muestras de baritina resultan en su mayoría superiores a los 270° C, estas temperaturas se consideran valores aparentes debido a las características del mineral que lo hacen susceptible de perder el fluido entrapado en las inclusiones. Aún así, existen escasos valores de temperaturas menores

que se ubican entre 130° y 190° C que, por resultar en cierto modo compatibles con las obtenidas en el cuarzo, fueron empleadas para los cálculos destinados a determinar la composición isotópica del oxígeno del fluido en equilibrio con el mineral (véase capítulo 6.2).

Las temperaturas más bajas fueron obtenidas en la calcita. Este mineral se presenta como el último producto de los precipitados y, en el sector de estudio, su abundancia relativa es muy baja en comparación con los sectores mineralizados ubicados al sur de los 29° 40' de latitud.

A pesar de la escasa cantidad de muestras apropiadas para aplicar esta técnica, los resultados obtenidos en este mineral son coincidentes con las determinaciones realizadas en el sector austral del sistema, donde la calcita se presenta con mayor abundancia (Leal *et al.*, 2000). La moda principal de las temperaturas de homogeneización obtenidas en este trabajo se ubica entre los 90 y 110° C, por lo cual puede tomarse como medida real del entrapamiento un valor de 100° C de temperatura.

En cuanto a los promedios de salinidades encontradas varían entre 5,14 y 3,86 % NaCl equivalente en peso para los tres minerales analizados. Estos valores bastante semejantes entre sí, se mantienen dentro del rango de salinidades observadas en la mayoría los fluidos hidrotermales (Roedder, 1979; Lattanzi, 1995; Hedenquist *et al.*, 2000). La presencia de inclusiones en el cuarzo con salinidades relativamente superiores al promedio (8 % NaCl equivalente en peso) puede deberse a que en la zona haya circulado un fluido con salinidad elevada, aunque no se han encontrado otras evidencias para justificar esta posibilidad.

Dentro de este análisis hay que tener en cuenta la posición de los filones de manganeso y sus minerales de ganga. De este modo se observa que previo a la precipitación de mena y ganga en el sistema ocurrió un importante proceso de brechación y precipitación de importantes cantidades de adularia. Por lo cual puede interpretarse que la mineralización puede haber ocurrido con posterioridad a un proceso de ebullición y a partir de un fluido pobre en gases. Como es sabido, durante la ebullición se produce una separación de fases líquida y vapor; esta última concentraría la mayor parte de los gases inicialmente disueltos en el fluido como por ejemplo dióxido de carbono. Generalmente esa fase vapor se pierde y desencadena una serie de reacciones que favorecen la precipitación de calcita y adularia. Este efecto estaría corroborado por la ausencia de CO₂ en las inclusiones fluidas del cuarzo, lo cual permitiría considerar a éste como formado a partir de una solución abruptamente desgasificada. Luego, puede suponerse que de acuerdo a las temperaturas obtenidas, el sistema se mantuvo aproximadamente a unos 100° C, es decir a temperaturas relativamente bajas y compatibles con un sistema epitermal, que a su vez favorecen la precipitación de sílice en forma de ópalo.

6.2 ISÓTOPOS ESTABLES

6.2.1. GENERALIDADES

La geoquímica de los isótopos estables resulta una herramienta de gran utilidad en el estudio de diversos temas geológicos. En la geología de recursos minerales, ha adquirido gran importancia en el desarrollo de modelos genéticos y su aplicación en prospección minera. Esta técnica analítica se basa en que durante los cambios físicos, químicos y biológicos se producen reacciones de fraccionamiento isotópico, que generan diferentes concentraciones de determinado isótopo en cada uno de los materiales involucrados en la reacción. Los isótopos estables utilizados frecuentemente corresponden a los elementos C, O, H y S. En cada uno de ellos se miden las relaciones de abundancia entre el isótopo pesado y el liviano. Esta relación se cuantifica con un espectrómetro de masas y los valores son expresados en relación con un estándar de referencia que varía según el elemento.

En este estudio se ha abordado el análisis de los isótopos estables en los minerales que forman parte de la ganga de los depósitos de manganeso. De acuerdo a las características y posibilidades que presentan los filones, los minerales seleccionados para tal fin son baritina y calcita. Los isótopos determinados corresponden a los elementos carbono y oxígeno en calcita y azufre y oxígeno en baritina. Los análisis se realizaron en los Laboratorios de Isótopos Estables de las Universidades de Salamanca y Barcelona, España. En el primer caso se utilizó un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, modelo SIRA-II, fabricado por VG-Isotech, donde se analizaron S y O en baritina; mientras que en Barcelona se obtuvieron análisis de baritinas y de calcitas con un espectrómetro de masas Finnigan Mat Delta S Thermal Ionization.

El objetivo planteado para resolver mediante el estudio de isótopos estables, fue la caracterización de los fluidos involucrados en la precipitación de los minerales de ganga. Éstos se encuentran en estrecha vinculación con los óxidos de manganeso, motivo por el cual podrían dar indicios sobre el origen de los fluidos responsables de la mineralización; o bien aportar datos para el desarrollo de un modelo genético.

Dado que el fraccionamiento isotópico es altamente dependiente de la temperatura, esta disciplina es complementaria y en muchos casos presenta una importante relación con el estudio de inclusiones fluidas. En este estudio en particular, los cálculos tendientes a definir la composición isotópica del fluido se realizaron a partir de las temperaturas de entrapamiento de la fase fluida, obtenidas mediante estudios microtermométricos.

6.2.2. METODOLOGÍA

Las técnicas analíticas utilizadas para la extracción de los elementos a analizar son diferentes para cada elemento y también varían según la especie mineral en que se encuentre el elemento.

La obtención del oxígeno a partir de BaSO_4 se realiza por combustión con grafito a 1000°C hasta obtener CO_2 ; en el caso de los carbonatos el oxígeno es extraído como CO_2 por reacción con ácido fosfórico; mientras que los silicatos y óxidos se hacen reaccionar con BrF_5 o con ClF_5 , en cápsulas de Ni a 500 ó 600°C durante 6 u 8 horas. Luego el oxígeno se introduce en el espectrómetro de masas directamente o se lo transforma en CO_2 con un filamento de grafito incandescente. El patrón utilizado para este elemento es el V - SMOW (Viena Standard Mean Ocean Water).

En el caso del azufre contenido en sulfatos se descompone térmicamente la muestra para obtener SO_2 por fusión en presencia de SiO_2 ; luego el SO_2 se hace reaccionar con cobre metálico a 450°C de temperatura. El patrón utilizado en este caso es el CDT (Troilita del meteorito del Cañón del Diablo).

La obtención del C en carbonatos se realiza sometiendo las muestras a tratamientos con ácido fosfórico, para obtener CO_2 que se extrae luego en líneas de alto vacío. El patrón utilizado para el carbono es el PDB (Belemnite de la formación Pee Dee).

6.2.3. RESULTADOS ANALÍTICOS

- BARITINA

ISÓTOPOS de AZUFRE y OXÍGENO

La relación isotópica ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) fue estudiada en muestras de baritina (SO_4Ba) provenientes de los Grupos Ambargasta y El Remanso (minas "La Clemira" y "San Jorge") donde este mineral se presenta en forma abundante. La ubicación temporal que ocupa la baritina estudiada corresponde a un período de depositación mineral posterior a la formación de los óxidos de manganeso. Esta relación se pone de manifiesto ya que el sulfato se presenta como relleno de cavidades, o bien en venillas que se hallan cortando a los óxidos. En este caso es común encontrar variedades de baritina en *rosetas* y en *hoja de libro* las que demuestran un crecimiento lento y con disponibilidad de espacio. Luego de la depositación de baritina precipitó ópalo transparente que cubre los cristales en forma de una delgada capa.

En la geoquímica de los isótopos estables del azufre existen importantes fraccionamientos isotópicos entre las especies oxidadas y reducidas en que se halla el azufre en la naturaleza (por ejemplo entre sulfato y sulfhídrico). También ocurren fraccionamientos isotópicos entre sulfuros, que a pesar de ser de pequeña magnitud, cuando los minerales son coexistentes, pueden ser utilizados como geotermómetros. Por su parte durante las

reacciones de precipitación de sulfatos, los fraccionamientos isotópicos son muy pequeños, por lo que pueden considerarse prácticamente nulos. Por esto, las composiciones isotópicas medidas en las baritinas, pueden considerarse idénticas a las del fluido a partir del cual precipitan.

Los datos de $\delta^{34}\text{S}$ arrojan valores entre 6,2 y 8,3 ‰ cuyo promedio es de 6,8‰ (Tabla 6.4). En general estos valores presentan una distribución bastante homogénea, lo cual permite suponer una única fuente de azufre. Con respecto al estándar utilizado (en este caso CDT) cuyo valor es de 22,22 ‰, se consideran empobrecidos en el isótopo pesado.

Tabla 6.4, Resultados de análisis de isótopos estables de ^{34}S en baritina.

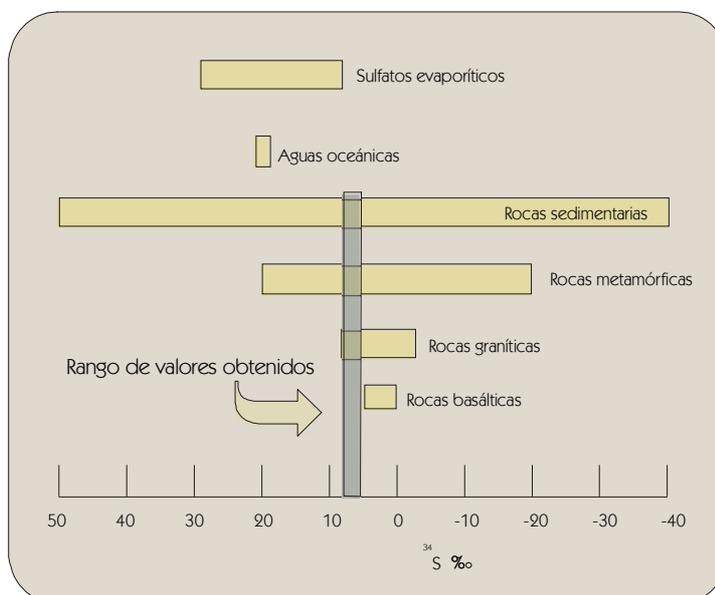
Procedencia	Código	^{34}S
La Clemira*	370	6.2
Sunchales*	804	7.7
Sunchales*	809	8.3
San Jorge*	M27	7.2
San Jorge*	818	7.0
San Jorge **	M27	6.4
San Jorge **	M54	6.4

* Análisis realizado en los laboratorios de Isótopos Estables de la Univ. de Barcelona.

**Análisis realizado en los laboratorios de Isótopos Estables de Salamanca.

De acuerdo con las variaciones del valor $\delta^{34}\text{S}$ encontrado por Hoefs (1997) en los medios naturales (Figura 6.8), los valores obtenidos podrían corresponder a una fuente de azufre proveniente de rocas graníticas, metamórficas o sedimentarias.

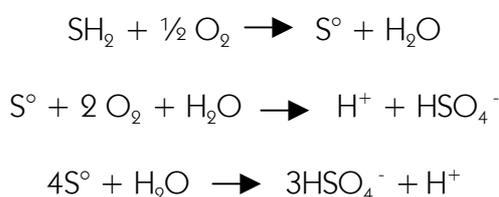
Figura 6.8. Gráfico de variabilidad en la composición isotópica de azufre de los diferentes sistemas naturales (Hoefs, 1997) y valores obtenidos en las baritinas estudiadas.



Para definir la fuente que aportó el azufre de estas baritinas pueden tenerse en cuenta dos orígenes, uno de ellos es que el azufre sea proveniente de sulfatos marinos, el otro que sea un azufre removido de sulfuros. Dado que los sulfatos precipitados directamente a partir de aguas marinas, tienen una composición isotópica cercana al 20‰, y durante la

lixiviación de las evaporitas no se producen fenómenos de fraccionamiento isotópico, se descarta un origen de este tipo, ya que en el caso que se estudia la composición isotópica de las baritinas resulta muy ligera, es decir enriquecida en el isótopo liviano. Por su parte los procesos de remoción de sulfuros y posterior oxidación a sulfato no implican fraccionamientos isotópicos importantes. Por esto puede pensarse que la fuente de azufre sean sulfuros presentes en rocas del basamento, cuya composición isotópica sea similar a la de las actuales baritinas.

Por lo dicho anteriormente debe pensarse que el fluido que transportó al azufre se relaciona con soluciones acuosas ricas en oxígeno que percolaron a través de rocas del basamento ígneo metamórfico o bien sedimentarias portadoras de sulfuros. El azufre incorporado al fluido como SH_2 sufre posteriormente reacciones de oxidación y se transforma en sulfato, junto con una acidificación del medio ($\text{pH} \sim 2$), según las siguientes reacciones:



A partir de los valores obtenidos, y teniendo en consideración las características geológicas del área, puede inferirse un origen vinculado a las rocas ígneas graníticas que constituyen parte del basamento de la zona, dado que en la bibliografía existen menciones de sulfuros tales como pirita en los granitoides (Castellote, 1985 b). Para poder determinar con mayor grado de certeza esta hipótesis, sería necesario realizar análisis isotópicos en dichas rocas, lo cual resultó imposible de abordar dentro del marco de actividades propuestas para esta Tesis.

En cuanto a la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$, la relación isotópica que se analiza corresponde a ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). Dado que el estándar que se utiliza es una muestra de agua oceánica, los valores isotópicos de la composición del agua de mar, se acercan a cero. El

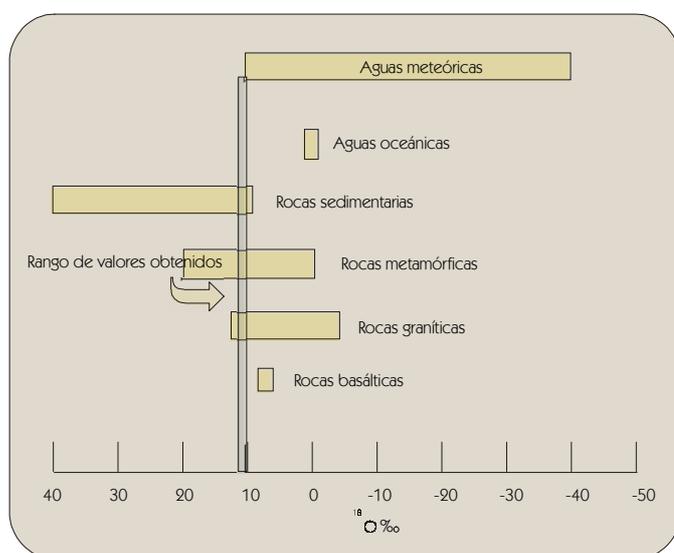


Figura 6.9. Gráfico de variabilidad en la composición isotópica de oxígeno de los diferentes sistemas naturales (Hoefs, 1997) y valores obtenidos en las baritinas estudiadas.

resto de los materiales presentes en la naturaleza poseen variaciones en sus composiciones isotópicas, que se hallan resumidas en la **Figura 6.9** (Hoefs, 1997).

La utilización de los isótopos del oxígeno como geotermómetro es una de las aplicaciones más importantes y presenta algunas dificultades. Otra aplicación que posee este elemento es la determinación de la composición isotópica del fluido en equilibrio con el mineral analizado. Para ello es necesario conocer la temperatura de precipitación del mineral, generalmente obtenida por el estudio de las inclusiones fluidas y la ecuación de equilibrio isotópico entre el fluido y el mineral que se estudia.

En este caso son sólo dos los datos obtenidos de la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ en las baritinas y corresponden a 11,2 y 12,7‰. Si bien la información que aportan estos datos no resulta del todo relevante, aún así se efectuaron los cálculos para la determinación del fraccionamiento isotópico (α).

Tabla 6.5. Resultados de análisis de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ en baritina.

Procedencia	Código	^{18}O
San Jorge	M27	12.7
San Jorge	M54	11.2

Los cálculos fueron realizados basándose en las fórmulas de Friedman y O'Neil (1977) donde:

$$1000 \ln \alpha_{\text{bar-H}_2\text{O}} = 3,0 (10^6 T^{-2}) - 6,79$$

$$\text{a } 130^\circ \text{C } \alpha_{\text{bar-H}_2\text{O}} = 1,011$$

$$\text{a } 150^\circ \text{C } \alpha_{\text{bar-H}_2\text{O}} = 1,010$$

$$\text{a } 180^\circ \text{C } \alpha_{\text{bar-H}_2\text{O}} = 1,007$$

Tal como puede observarse en la **Tabla 6.6** la composición isotópica del fluido acuoso en equilibrio con la baritina se mantiene casi constante para los valores de temperaturas estimados por microtermometría.

Tabla 6.6. Valores de la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ del fluido acuoso en equilibrio con la baritina, calculados a partir de las fórmulas de Friedman y O'Neil (1977) a diferentes temperaturas.

T (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	
	M 27	M 54
130	11.69	10.19
150	11.69	10.19
180	11.69	10.19

En este caso puede decirse que los valores obtenidos resultan compatibles con el rango de valores asignados para las rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, acercándose levemente a la composición del agua meteórica. Esto podría indicar un origen a partir de

soluciones que circularon por las rocas del basamento y/o cubierta sedimentaria de la región. Para definir con mayor exactitud las características de dichas aguas sería necesario contar con datos isotópicos de Deuterio del fluido entrampado en las inclusiones.

- CALCITA

ISÓTOPOS de CARBONO y OXÍGENO

Con respecto a la calcita cabe aclarar que fue analizada una única muestra de la zona de estudio. Este dato cobra validez al ser comparado con los obtenidos para muestras del mismo mineral pertenecientes a los distritos del extremo sur de la Sierra de Ambargasta, donde la calcita se hace netamente más abundante.

Los diferentes compuestos naturales que contienen carbono pueden presentar grandes variaciones en sus $\delta^{13}\text{C}$. Las composiciones de los materiales más comunes están graficadas en la **Figura 6.10** (Hoefs, 1997). En el caso del carbonato de calcio su composición isotópica se encuentra sujeta al valor de la $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 gaseoso que esté en equilibrio con el bicarbonato y el ión carbonato en solución, al fraccionamiento isotópico entre CO_2 gaseoso con los iones bicarbonato, carbonato y carbonato de calcio precipitado, a la temperatura de equilibrio isotópico y al pH que pueda estar afectando las reacciones entre las distintas especies del carbono. En este caso en particular se considera que la especie de carbono dominante es el HCO_3^- teniendo en cuenta un valor de pH para el sistema entre 6 y 10 (Faure, 1986).

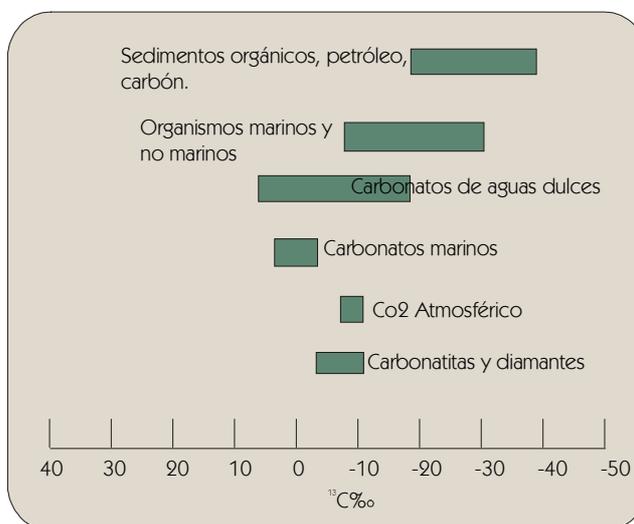


Figura 6.10. Gráfico de variabilidad en la composición isotópica de carbono de los diferentes sistemas naturales (Hoefs, 1997).

Tabla 6.7. Resultados de análisis de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la calcita analizada.

Procedencia	Código	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
La Clemira	136	-3.83	-9.59	21.0

Así el valor de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) obtenido es de -3,8‰ y el $\delta^{18}\text{O}$ 21 ‰ (SMOW) que comparativamente se encuentran dentro de los valores obtenidos para las muestras de

los yacimientos más australes del sistema manganesífero de la Sierra de Ambargasta (Leal *et al.*, 2000). La interpretación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ indica que los mismos se corresponden con carbonatos precipitados a partir de aguas superficiales, cuya composición isotópica varía entre -5 y 15 ‰ (Hoefs, 1997). Además según Ohmoto y Rye (1979), las composiciones isotópicas de este tipo de carbonatos se extienden hacia valores más negativos entre -2 y -10 ‰ es decir, composiciones con una importante componente de origen orgánico o atmosférico.

Las ecuaciones utilizadas para calcular el fraccionamiento isotópico (α) entre calcita - HCO_3^- y calcita - H_2O respectivamente son:

(Bottinga, 1968)

$$1000 \ln \alpha_{\text{Cal-HCO}_3^-(\text{L})} = 38.662 + (-31.506 \times 10^3 / T^\circ\text{K}) + 7.518 \times 10^6 / (T^\circ\text{K})^2 + (-0.388 \times 10^9 / (T^\circ\text{K})^3)$$

$$\text{a } 50^\circ \text{ C } \alpha_{\text{Cal-HCO}_3^-(\text{L})} = 1,002$$

$$\text{a } 100^\circ \text{ C } \alpha_{\text{Cal-HCO}_3^-(\text{L})} = 1,0007$$

(O'Neil *et al.*, 1969)

$$1000 \ln \alpha_{\text{Cal-H}_2\text{O}-(\text{L})} = (2.78 \times 10^6 / (T^\circ\text{K})^2) - 2.89$$

$$\text{a } 50^\circ \text{ C } \alpha_{\text{Cal-H}_2\text{O}-(\text{L})} = 1,02$$

$$\text{a } 100^\circ \text{ C } \alpha_{\text{Cal-H}_2\text{O}-(\text{L})} = 1,017$$

Los resultados de las ecuaciones precedentes ponen en evidencia que el fraccionamiento isotópico es semejante para cualquiera de los valores de temperatura que aquí se consideran (Tabla 6.8). Tal como fue explicado en el capítulo dedicado al estudio de las inclusiones fluidas (véase 6.1), se considera que la temperatura mínima de precipitación de los minerales de ganga en el caso de la baritina se ubica entre los 130° y 180° C , en el cuarzo promedia los 105° C y disminuye hacia los estadios finales del sistema que es cuando predomina la formación de calcita.

Temperatura ($^\circ \text{C}$)	$\delta^{13}\text{C}$ fluido	$\delta^{18}\text{O}$ fluido
50	-4.832	19.98
100	-4.83	19.983

Tabla 6.8. Valores de la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ del fluido carbónico en equilibrio con la calcita.

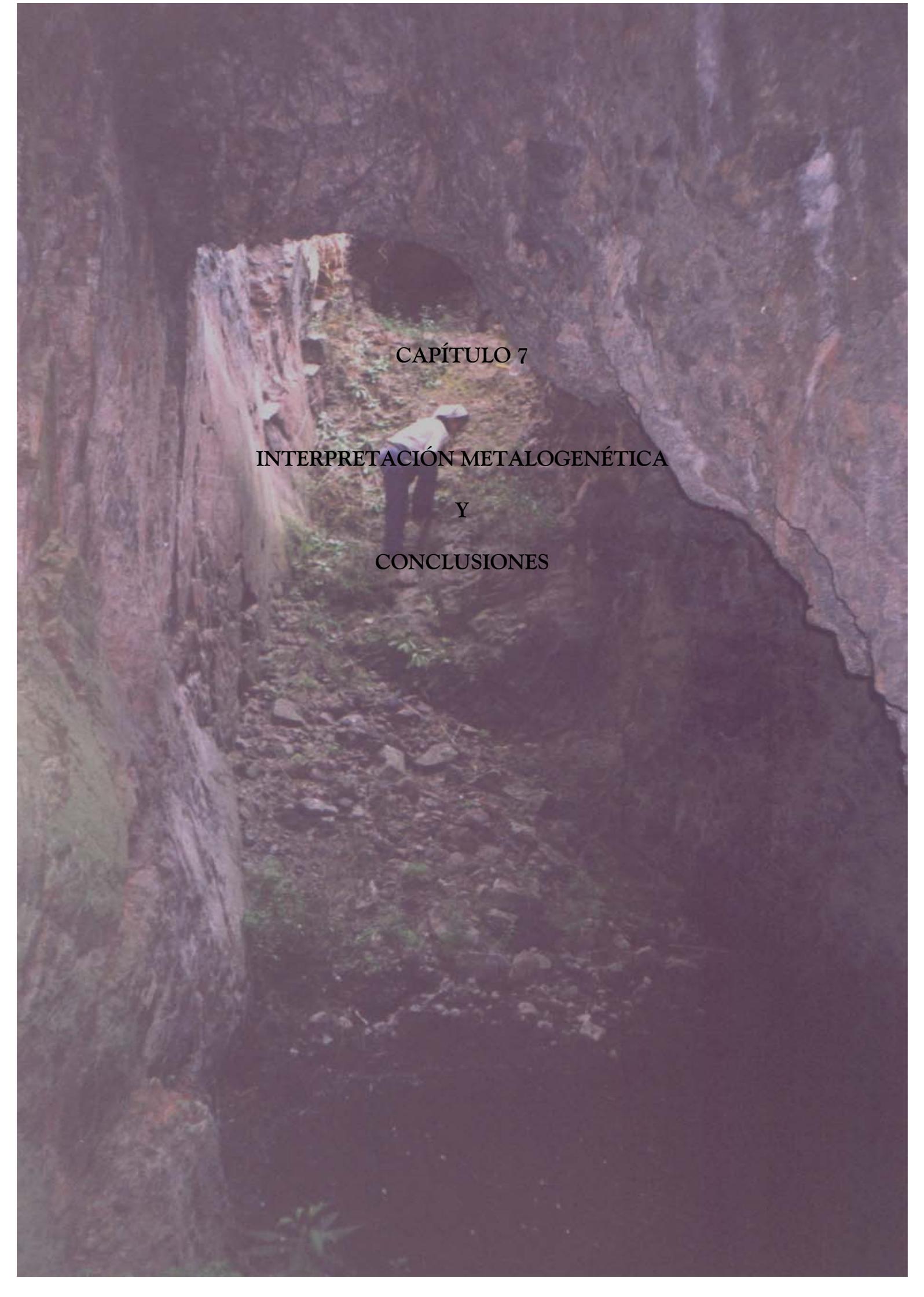
Temperatura ($^\circ \text{C}$)	$\delta^{13}\text{C}$ fluido	$\delta^{18}\text{O}$ fluido
50	-4.83	19.98
100	-4.83	19.98

6.2.4. DISCUSIÓN

A partir de los resultados obtenidos del estudio de isótopos estables se pueden obtener algunas conclusiones acerca de las características de la evolución del medio en el que se originaron los depósitos que se estudian. Tal como fue señalado en el capítulo 5 y en el presente, el sistema que originó la mineralización puede caracterizarse como epitermal de baja temperatura. A partir de los datos aportados por el estudio isotópico puede interpretarse la participación de más de un fluido, uno meteórico descendente y otro hidrotermal ascendente.

La precipitación de la baritina puede ocurrir, por ejemplo, debido a un mecanismo de mezcla entre dos fluidos, uno portador de sulfato y otro rico en bario. Estos fluidos al mezclarse precipitarían bajo la forma de baritina en la zona de mezcla. Otro mecanismo para explicar la presencia de baritina es a partir de un mismo fluido portador de sulfato y bario, en el cual ocurre la precipitación ya sea por un aumento de temperatura, por descenso en la presión de confinamiento, o descenso en la salinidad del fluido (Barnes, 2001). En este caso en particular se considera que ha existido una liberación de la presión de confinamiento dada por una relajación del campo de esfuerzos que actuó durante la formación de la estructura que aloja a la mineralización. Por esto la baritina se encuentra como relleno de estructuras abiertas.

Para poder explicar con mayor fundamento la presencia de calcita, es necesario basarse en las determinaciones realizadas en el sector austral del sistema que cuenta con un mayor número de datos para este mineral. De este modo y de acuerdo con las variaciones encontradas en la composición isotópica del O y del C, el origen de la calcita se supone que responde a la participación de dos fluidos diferentes uno descendente y otro ascendente. El primero de ellos sería portador de CO_3^{-2} en equilibrio isotópico con el CO_2 atmosférico y con cierto aporte de materia orgánica. Este fluido a medida que desciende aumenta de temperatura debido al proceso de mezcla con el otro fluido supuestamente ascendente y de mayor temperatura. Así resultaría la precipitación de la calcita con un Ca^{+2} que puede ser aportado por uno o por ambos fluidos. Como es sabido la calcita presenta un producto de solubilidad negativo y es por eso que uno de los mecanismos que permiten explicar su precipitación es el aumento de temperatura de la solución.

A photograph of a narrow, rocky path or tunnel. The walls are dark and textured, with some reddish-brown mineral deposits. A person wearing a light-colored shirt and dark pants is walking away from the camera in the distance. The ground is uneven and covered with small rocks and some green vegetation.

CAPÍTULO 7

INTERPRETACIÓN METALOGENÉTICA

Y

CONCLUSIONES

7- INTERPRETACIÓN METALOGENÉTICA

Los depósitos de manganeso del sector norte de la sierra de Ambargasta constituyen un conjunto de vetas caracterizadas por la presencia de diferentes tipos de brechas que rellenan estructuras y cuyo origen está vinculado a sucesivos eventos de fracturación y precipitación mineral. El manganeso se presenta tanto como clastos o como cemento en las brechas y también formando filones con gran continuidad vertical y cuya distribución en superficie es discontinua con diseños comúnmente denominados “en rosario”. Esta distribución aleatoria de los filones de mena, está relacionada a aquellos sectores en los que se generó espacio suficiente para albergarlos (véanse capítulos 3.2 y 5.1).

Las brechas compuestas de fragmentos de mena preexistente, cementadas por una generación posterior de óxidos de manganeso y minerales de ganga, son evidencias de procesos de reactivación tectónica producidos durante la depositación mineral.

Dadas las características que presenta el sistema en estudio, tanto por el tipo de brechas que rellenan las estructuras, como por la asociación mineralógica y por el estilo de deformación que lo afectó, es posible interpretar que el mismo se desarrolló en un nivel superficial de la corteza terrestre, con una importante circulación de fluidos y bajo un régimen de deformación frágil. Dentro de este ambiente y basándose en las paragénesis observadas en cada uno de los eventos descritos para la evolución del sistema, se ofrece a continuación una interpretación metalogenética para el sector de estudio. Además se realizan algunas observaciones relacionadas con el posible nivel de exposición que representa la zona de estudio, y se comparan con el resto de las manifestaciones manganésíferas de la sierra de Ambargasta.

A partir de los estudios realizados en los minerales de ganga se ha supuesto que, durante la formación de las vetas de manganeso, intervinieron por lo menos dos fluidos uno de origen hidrotermal y otro meteórico (capítulo 6). El primero de ellos sería el responsable de la precipitación de los minerales de manganeso, junto con las variedades de sílice y la baritina, de acuerdo con los mecanismos que se explicarán a continuación. Posteriormente, durante su ascenso este fluido entraría en contacto con el fluido meteórico y como producto de esta mezcla se produciría la depositación de calcita y probablemente fluorita. A medida que se produce la depositación de los minerales, ocurrieron también sucesivos eventos de fracturación que, de acuerdo con la interpretación que aquí se realiza, provocaron los cambios necesarios en las condiciones del sistema, para obtener la secuencia de precipitación que se observa actualmente (capítulo 5.1).

La presencia de variedades de sílice con diferentes tipos de texturas características de depósitos hidrotermales, junto con el desarrollo de cristales de adularia rómbicos tanto como alteración de la roca de caja, como también formando parte de las brechas y en

paragénesis con la mineralización, suelen ser indicadores de cambios repentinos en las condiciones del sistema. Este proceso puede ser originado, por ejemplo, a partir de un fenómeno de ebullición y a temperaturas relativamente bajas. En el caso del sistema en estudio, el mecanismo que pudo haber iniciado este proceso es la fracturación de la roca con lo cual se produce una rápida disminución en la presión del fluido. De este modo se genera una fase vapor, separación de gases y una brusca caída de la temperatura y de la presión interna del fluido, la cual pasa a estar en equilibrio con la presión hidrostática. Dado que la presencia de adularia se encuentra en forma reiterada en cada una de las litologías que caracterizan a cada evento, se considera que cada etapa es representativa de un episodio de desequilibrio en las condiciones de temperatura, y principalmente de presión.

De acuerdo con Fournier (1985), algunas de las variedades de sílice encontradas en los cementos de las brechas se originan a partir de fluidos sobresaturados en sílice. La sobresaturación de un fluido con respecto a la sílice puede producirse a temperaturas inferiores a los 200° C, ya que por debajo de este valor la velocidad de precipitación del cuarzo disminuye notablemente produciendo una sobresaturación del fluido (Barnes, 2001). Los tipos de texturas encontradas tales como macizas, coliformes y de cristales zonados indican una precipitación como relleno primario de espacios abiertos. Según el gráfico de saturación de la sílice de Fournier (1973), las condiciones para que precipite calcedonia de estas características permitiría ubicar el punto de partida de la evolución del fluido (Figura 7.1).

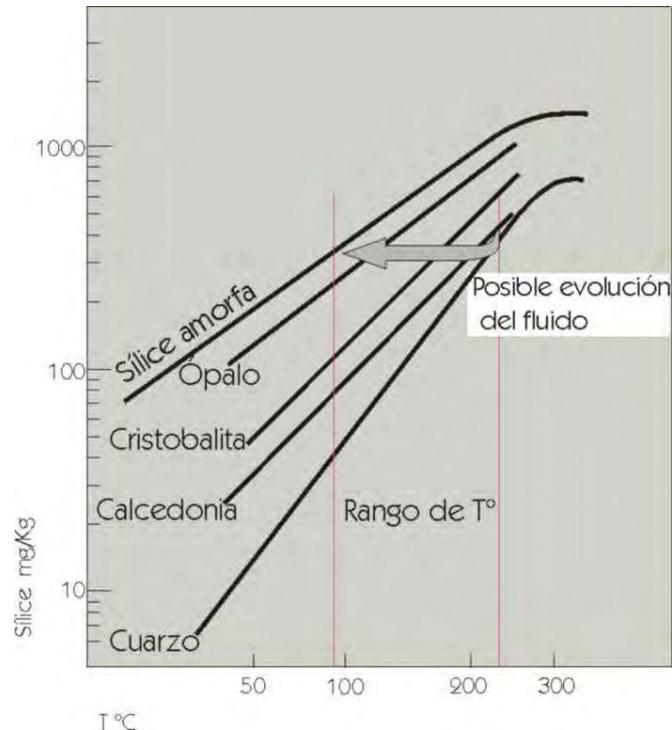
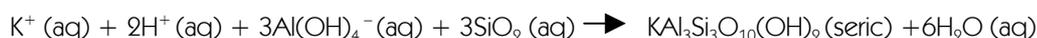


Figura 7.1. Curvas de solubilidad de las diferentes fases silíceas. Tomado de Fournier (1973). Las flechas indican la posible evolución del fluido.

Como fue mencionado anteriormente, junto con estas variedades de sílice se halló también adularia en cristales rómbicos. La morfología rómbica de los cristales de adularia, indica valores inferiores a los 220° C de temperatura (Dong y Morrison, 1995), lo cual condice con los valores supuestos para la precipitación de las variedades de sílice encontradas y a su vez con los valores obtenidos para el sistema a través de los estudios microtermométricos realizados en los minerales de ganga (véase capítulo 6).

En este caso puede suponerse que el fluido hidrotermal en su recorrido ascendente va perdiendo temperatura. A medida que el fluido se enfría se desestabiliza el complejo $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ provocando la precipitación de silicatos, tales como adularia. La presencia de este feldespato potásico depende del pH que debe ser cercano o levemente superior a 7. Dado que la ebullición disminuye la concentración de protones en el medio, es que se considera a la adularia como un indicador mineralógico de ebullición (Dong y Morrison, 1995) y su precipitación se produce según las siguientes reacciones:



Hasta el momento es posible explicar el mecanismo ocurrido durante el primer estadio de evolución del sistema a partir de un fluido sobresaturado en sílice que precipita a medida que desciende la temperatura y bajo condiciones de pH del medio que favorecen la depositación de adularia. Además el fluido tiene una suficiente concentración de hierro que precipita como hematita junto con la sílice que, dentro del rango de valores de pH cercanos al neutro necesita un ambiente oxidante para que se produzca su depositación, tal como puede observarse en la **Figura 7.2**.

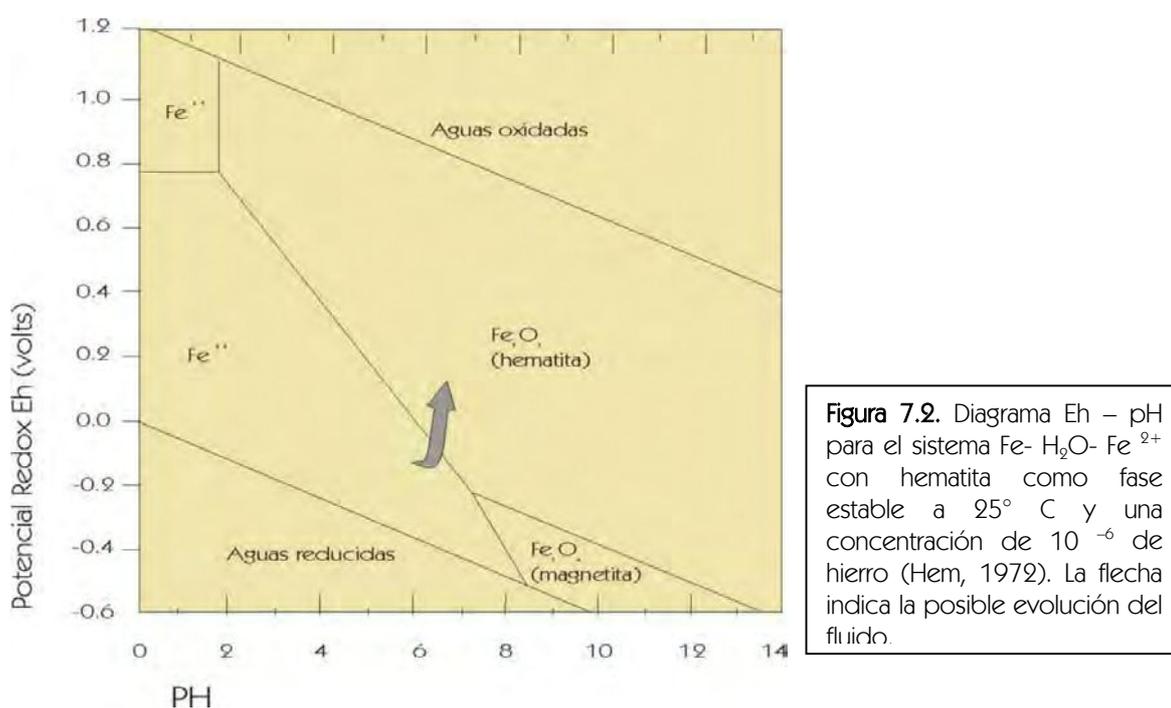


Figura 7.2. Diagrama Eh - pH para el sistema Fe- H₂O- Fe²⁺ con hematita como fase estable a 25° C y una concentración de 10⁻⁶ de hierro (Hem, 1972). La flecha indica la posible evolución del fluido.

Como consecuencia de la formación de esta primer brecha, las fracturas pudieron haber sido selladas y el sistema pudo haberse comportado como un sistema cerrado nuevamente. A partir del segundo evento de fracturación importante en la zona y su consecuente reactivación tectónica, se generó el segundo tipo de brechas (brecha II) que rellenan las estructuras. Dada la naturaleza del cemento de estas brechas es posible inferir que las mismas se formaron bajo condiciones favorables para la depositación de los óxidos e hidróxidos de manganeso. Esto significa un ambiente de carácter oxidante ($E_h > 0.6$) y pH similar al reinante en el evento anterior. En la **Figura 7.3** se observan los campos de estabilidad para los óxidos e hidróxidos de manganeso. Cabe mencionar que, tal como fue descrito en el capítulo 5.1, en la brecha tipo II existen pequeñas cantidades de baritina y ópalo. La depositación de baritina puede explicarse como respuesta a una caída en la presión del fluido, y dada la alta insolubilidad de este mineral su precipitación es casi inmediata, lo cual es aplicable a las dos generaciones de baritina observadas.

En el caso de las vetas aquí estudiadas se toma como fase representativa de los minerales precipitados, el campo de la pirolusita (MnO_2) ya que ésta presenta al manganeso en estado de oxidación tetravalente tal como ocurre en las especies identificadas en este estudio. En el gráfico se observa que la precipitación de los óxidos de manganeso se produce bajo condiciones más oxidantes que en el caso de la precipitación de los óxidos de hierro, lo cual permitiría explicar la secuencia de precipitación observada a medida que el fluido asciende y aumenta su potencial de oxidación.

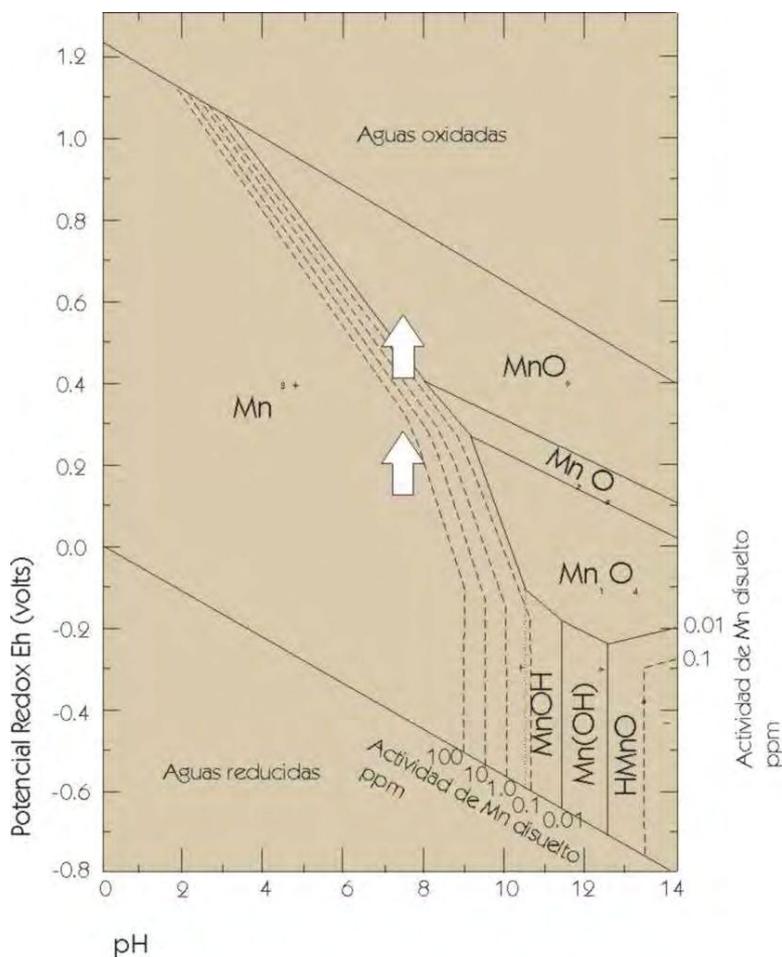


Figura 7.3. Diagrama Eh – pH para el sistema Mn – H₂O a 25° C con diferentes concentraciones de Mn (Hem, 1972). Las flechas indican la posible evolución del fluido en estudio.

Estas condiciones en el ambiente de formación pueden haberse mantenido en las etapas subsiguientes de evolución del sistema, tanto durante la formación del tercer tipo de brecha, como durante la precipitación de volumen más importante de minerales de manganeso.

Como se ha mencionado en el capítulo 5, la última etapa en la evolución de estas mineralizaciones se caracteriza por la formación de importantes cantidades de minerales de ganga, cada uno de los cuales responde a diferentes mecanismos de precipitación. En el caso de la baritina, tal como fue planteado en el capítulo 6, los análisis isotópicos realizados en azufre indican como fuente posible para este elemento rocas del basamento ígneo metamórfico. Esta interpretación es compatible con la mención de sulfuros, especialmente pirita, en las rocas graníticas del basamento. La formación de la baritina se produciría por un descenso en la presión del fluido hidrotermal ascendente portador de HSO_4^- que al combinarse con el Ba del mismo fluido precipita como baritina. Esta reacción produciría una disminución del pH inhibiendo la precipitación de la calcita, lo cual permitiría explicar el hecho que ambos minerales no se han encontrado en asociación paragenética y tampoco existen menciones de ello en otros distritos manganesíferos de la Sierra de Ambargasta.

La precipitación de la calcita estaría directamente relacionada con fluidos de origen meteórico con una importante fuente de carbono atmosférico, evidenciada por los valores isotópicos obtenidos. Cabe mencionar que la abundancia de este mineral en la zona de estudio es muy escasa, mientras que se lo encuentra mucho más representado en los depósitos ubicados al sur de la misma.

En la **figura 7.4.** se observa un esquema que sintetiza el ambiente en que pudieron haberse generado las vetas manganesíferas y sus minerales de ganga.

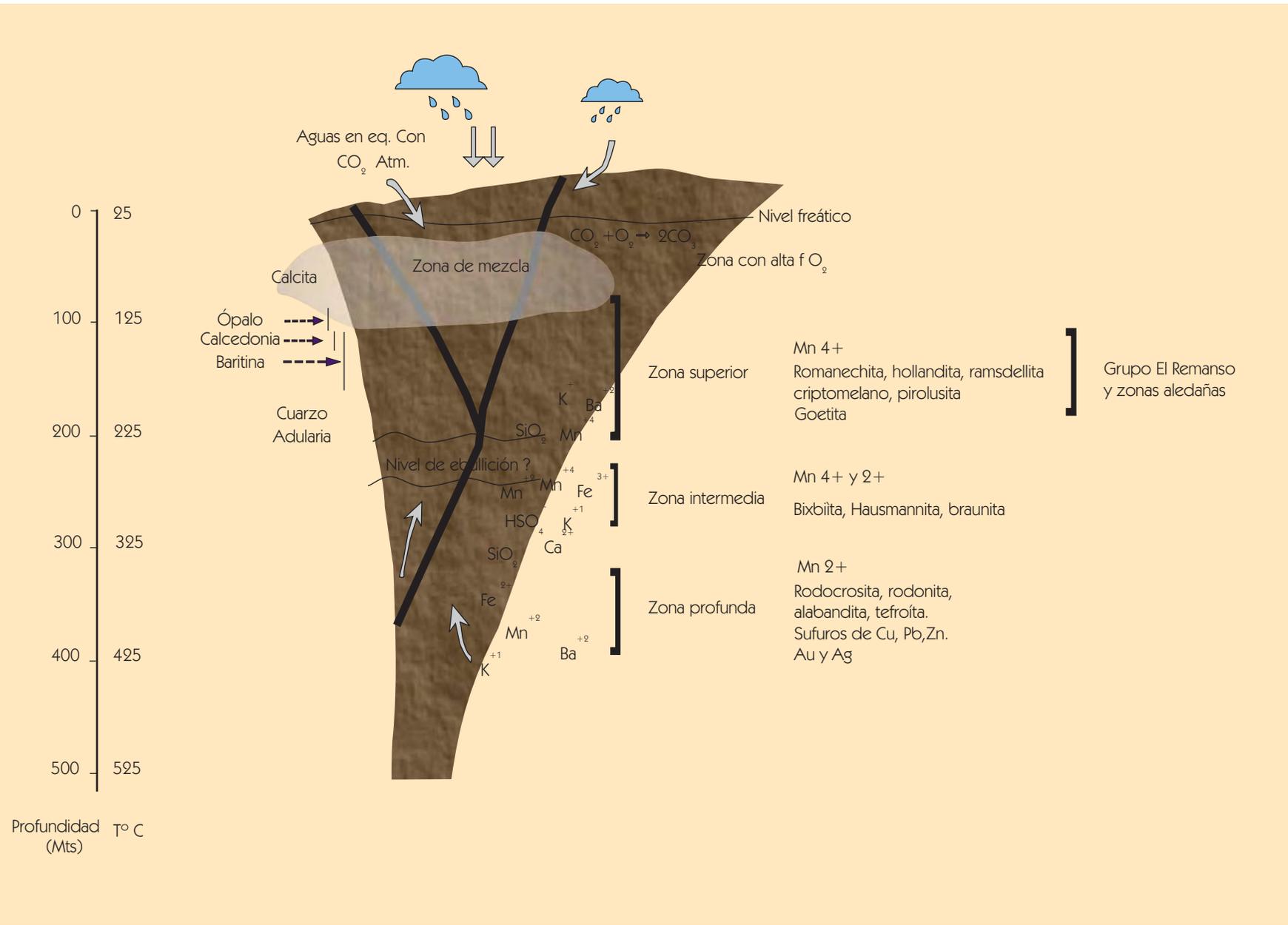


Figura 7.4 Modelo metalogénico propuesto.

7.1 RELACIÓN ENTRE NIVEL DE EMPLAZAMIENTO Y NIVEL DE EXPOSICIÓN ACTUAL

En los depósitos de manganeso de origen hidrotermal el manganeso puede encontrarse bajo la forma de óxidos, carbonatos, silicatos o sulfuros, acompañados por sulfuros de metales base e incluso mineralización de oro y plata. Cada una de las distintas especies minerales se ubica en una determinada profundidad del sistema lo cual establece una zonación vertical característica. De este modo se dividen tres zonas adyacentes cuya diferencia fundamental radica en el potencial de oxidación que se hace menor conforme aumenta la profundidad. Así, en la parte más profunda, se presentan minerales con manganeso en estado de oxidación bivalente como *rodocrosita*, *rodonita*, *tefroíta* y *alabandita*, en asociación con metales base como Cu, Pb y Zn en forma de sulfuros junto con oro y plata. Luego continúa un sector con manganeso tanto en estado bi como tetravalente formando los minerales denominados *bixbyíta*, *hausmannita* y *braunita*. Finalmente el sector más superficial está caracterizado por suficiente oxigenación y relativamente baja temperatura, con presencia de óxidos de mayor valencia es decir manganeso tetravalente cuyas especies características son *romanechita*, *criptomelano*, *coronadita*, *hollandita*, *pirolusita*, *birnesita* y *ramsdellita*.

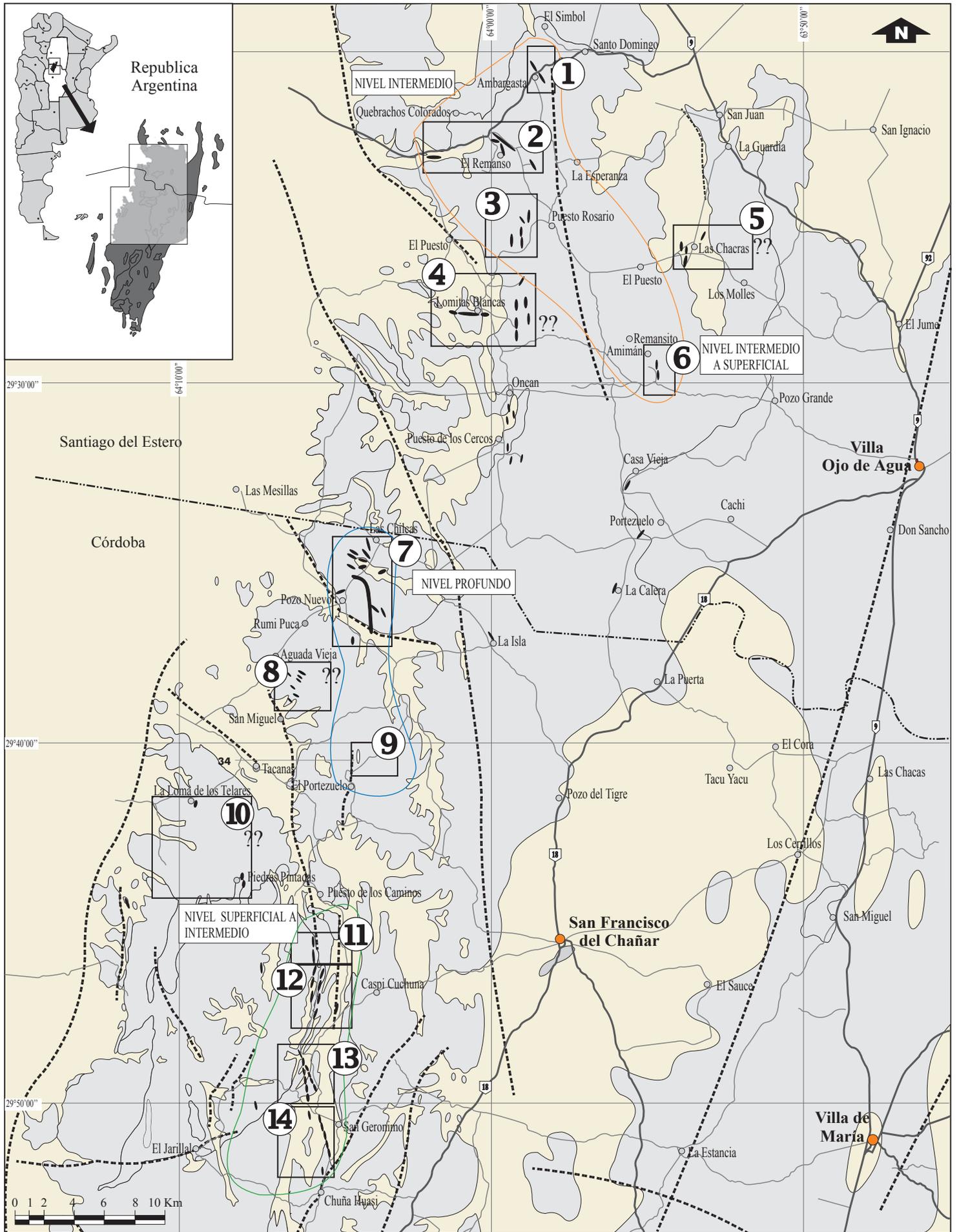
La forma clásica de explicar la zonación vertical descrita es a partir de la emanación de soluciones hipogénicas hacia la superficie. Durante su ascenso estos fluidos pueden tomar contacto con aguas meteóricas oxigenadas descendentes, produciendo en la zona superior una mezcla entre ambas soluciones, dando lugar a la precipitación de óxidos débiles y óxidos de mayor valencia mezclados. En sucesivas zonas hacia arriba, como función del aumento de la oxigenación y caída de la temperatura, se depositan solamente los óxidos de mayor valencia. Esta distribución puede ser explicada por descenso de la temperatura a medida que el fluido asciende, y oxigenación producida por mezcla con agua meteórica, proveniente de la superficie.

En los depósitos de manganeso del Grupo minero El Remanso y zonas aledañas los óxidos de manganeso presentes son predominantemente minerales con manganeso en estado de oxidación tetravalente como *hollandita*, *criptomelano*, *romanechita* y, como producto de alteración de los óxidos primarios, *pirolusita*. De esta manera puede establecerse que los minerales de manganeso encontrados caracterizan un nivel de emplazamiento superficial, netamente oxidante y de baja temperatura. Por otra parte, cabe mencionar que en los depósitos Cama Cortada y Los Hoyos (Raíces, 1947) y en Pozo Nuevo (Ramé *et al.*, 1999) mencionan la presencia de *hausmannita*, *braunita* entre otros. Además en la zona central del conjunto de mineralizaciones existe un grupo de vetas conocido con el nombre de Hierman (Pozo Nuevo o Aguada del Monte), que se destaca por contener una mayor proporción de óxidos de hierro, junto con la mena de manganeso. Esta variación mineralógica observada latitudinalmente es probable que represente una zonación vertical del sistema. De ser así, las vetas más australes del sistema manganesífero estarían representando una zona ligeramente más profunda que las vetas del extremo norte, mientras que el grupo de mineralizaciones con mayor contenido de hierro, que se encuentran ubicadas en la zona central del distrito manganesífero, representaría el nivel de exposición más profundo del sistema (Figura 7.5). Esto no

descarta la posibilidad que a mayor profundidad existan óxidos con manganeso bivalente asociados a sulfuros y mineralización de oro y plata.

A su vez la zonación observada en los minerales de ganga también estaría indicando diferentes niveles de exposición del sistema, al igual que la zonación observada en los minerales de manganeso y hierro. Según las observaciones realizadas, se asume que la calcita pertenece al nivel más superficial del sistema. En el caso de las vetas con abundante contenido de ópalo pueden ser ubicadas en un nivel intermedio inmediatamente por debajo de la zona con calcita. Finalmente aquellas vetas con baritina predominante serían las correspondientes a los niveles de exposición más profundos del sistema. Esta interpretación estaría apoyada por las temperaturas levemente superiores encontradas en las baritinas. A esto se suma que en la zona central del distrito manganesífero, aproximadamente a los 29° 40' de latitud Sur, es donde se ubica la mina La Baritina que se encuentra en las inmediaciones del mencionado grupo Hierman (Pozo Nuevo o Aguada del Monte), el cual concuerda con un nivel de emplazamiento de mayor profundidad.

Figura 7.5. Mapa regional donde se esquematiza la zonación en profundidad observada en el sistema.



- ① Grupo AMBARGASTA ② Grupo EL REMANSO ③ Grupo ASPA PUCA ④ Grupo LOS ANCOCHES ⑤ Grupo LAS CHACRAS ⑥ Grupo EL PINGOLO y REMANSITO ⑦ Grupo AGUADA del MONTE, POZO NUEVO o HIERMAN
 ⑧ Grupo CACHI YACU ⑨ Grupo LA BARITINA ⑩ Grupo EL CAUTIVO ⑪ Grupo CAMA CORTADA ⑫ Grupo QUEBRADA de los ALGARROBOS ⑬ Grupo LOS HOYOS o TRES LOMITAS ⑭ Grupo CHUÑA HUASI o LAS FÁTIMAS

7.2 EDAD DE LA MINERALIZACIÓN

Uno de los mayores interrogantes que se presentaban al momento de iniciar el proyecto de investigación, dentro del cual se enmarca esta Tesis, era determinar la edad de la mineralización de manganeso. Hasta ese entonces los diferentes autores que habían trabajado en la zona manejaban variadas hipótesis tendientes a determinar la edad de la mineralización o bien identificar a qué evento tectónico podía asociarse la formación de las estructuras que alojan la mineralización. Uno de los primeros autores dedicados a estimar una posible edad para estos depósitos fue Beder (1931) quien basado en relaciones estratigráficas supuso que los mismos podían corresponder a una edad postsilúrica o prepérmica. Por su parte las estructuras que albergan la mineralización habían sido vinculadas por varios autores a eventos de deformación terciarios (Rayces, 1947; Arcidiácono, 1973; Ichazo, 1978).

Estudios realizados recientemente como parte de las investigaciones del proyecto al cual pertenece esta Tesis indican una edad K/Ar de $134,5 \pm 3$ Ma para una muestra de criptomelano del Grupo minero Hierman (Brodtkorb y Etcheverry, 2000). Este dato por sí solo, si bien es de gran importancia, cobra aún mayor relevancia cuando se combina con la historia de deformación de la comarca.

Como fue mencionado en capítulos precedentes, la región fue afectada por diferentes eventos diastróficos importantes tales como la deformación paleozoica inferior, la carbonífera pérmica, la cretácica y la terciaria. Estudios recientes indican que las sierras Pampeanas Orientales se vieron afectadas por lineamientos transcurrentes de carácter dextral de gran magnitud registrados en Sudamérica durante la apertura del océano Atlántico (Tankard *et al.*, 1995). En este caso al reunir tanto la datación realizada por Brodtkorb y Etcheverry (2000), con las características estructurales observadas durante este estudio como la proximidad espacial entre las vetas y los importantes lineamientos regionales del Jurásico superior - Cretácico inferior (Tankard *et al.*, 1995), se interpreta que la edad de la mineralización corresponde al período Cretácico (Brodtkorb *et al.*, 2001; Leal y Ramos, 2002; Correa y Cábana, 2002) (véase Capítulo 3). Si bien debido al método de datación empleado el valor obtenido representa una edad mínima, la abundante cantidad de ópalo existente en todo el sistema permite suponer que el dato es muy próximo al valor real ya que no se conocen depósitos minerales con ópalo cuya edad se extienda más allá del Jurásico. Esta interpretación también se basa en que durante el período comprendido entre los 127 y 137 Ma se produjo una importante anomalía térmica relacionada con las efusiones basálticas de la cuenca del Paraná (Turner *et al.*, 1994). A su vez Kay y Ramos (1996) identifican basaltos subalcalinos de edad cretácica en la sierra Chica de Córdoba, a los que vinculan con la mencionada apertura oceánica. Por consiguiente cabe mencionar que esta anomalía térmica puede ser interpretada como la fuente calórica necesaria para poner en marcha el sistema hidrotermal.

7.3 POSIBLE FUENTE DEL MANGANESO

La evaluación de la posible fuente del manganeso es también uno de los temas más controvertidos a analizar en este estudio. El contenido de manganeso en la corteza terrestre está estrechamente vinculado con las rocas máficas y ultramáficas. Esta correlación se debe a que el manganeso +2 reemplaza fácilmente al hierro ferroso y al

magnesio fundamentalmente en la composición de silicatos (Varentsov y Grasselly, 1980). Mientras que en las rocas de composición intermedia y ácida el contenido en manganeso disminuye notablemente debido a su menor proporción en minerales ferromagnesianos (Tabla 7.1).

En el caso particular que se presenta en este estudio, resulta difícil encontrar entre los constituyentes del basamento un elemento que por su composición pueda ser interpretado como fuente del manganeso. Dadas las características que presenta la sierra de Ambargasta, los componentes básicos y ultrabásicos son los que alcanzan menor expresión, al menos en superficie. De ser éstos la fuente del elemento debido al gran volumen involucrado en las mineralizaciones es lógico suponer que en profundidad exista una mayor proporción de estos materiales. De acuerdo con esta hipótesis, y según la historia geológica desarrollada en el capítulo 2 las rocas básicas y/o ultrabásicas que aportarían el manganeso, podrían estar relacionadas con un fondo oceánico obductado durante la colisión de terrenos alóctonos contra el protomargen Gondwánico. Este proceso sería similar al que se observa en las fajas ultrabásicas de las sierras Pampeanas de Córdoba (Kramer *et al.*, 1995). Esta interpretación constituye sólo una hipótesis de trabajo y es probable que existan otras que permitirían evaluar la posible fuente del manganeso, en este trabajo ante la escasez de datos específicos su determinación permanecerá en el marco de la imprecisión.

Una posibilidad que permitiría evaluar la potencial vinculación genética de la mineralización con las rocas de su entorno es mediante el estudio de los isótopos de plomo. Durante el desarrollo de esta Tesis y ante la imposibilidad de aplicar dicha metodología sólo puede hacerse una mención hipotética acerca de la probable fuente del manganeso.

Tabla 7.1. Contenido promedio de manganeso en diferentes tipos de rocas (Varentsov y Grasselly, 1980).

Tipo de roca	Mn en ppm
Basaltos alcalinos	1270
Andesitas	1160
Granodioritas	390
Riolitas	620
Granitos	260
Areniscas	488-310
Lutitas	600
Calizas	550
Gneises y esquistos	600
Anfibolitas	1566

7.4- CONCLUSIONES

A partir de las determinaciones realizadas en el conjunto de vetas ubicadas en el extremo septentrional de la Sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero, Grupo minero El Remanso y grupos aledaños, se concluye que:

- Las vetas de manganeso que son objeto de este estudio se originaron en un nivel de deformación frágil de la corteza terrestre, en el cual se produce fracturación de las rocas y existe una abundante circulación de fluidos.

- Las fracturas que alojan a la mineralización se originaron como consecuencia de un campo de esfuerzos transtensional generado posiblemente durante la extensión cretácica que afectó al continente sudamericano. Esta interpretación concuerda con el esquema de esfuerzos regional propuesto por Tankard *et al.* (1995) para el episodio extensivo que afectó a América del Sur durante el Jurásico superior y Cretácico.

- La orientación de la veta La Clemira difiere de la orientación general del sistema de estructuras mineralizadas que es norte - sur. Este sistema es transcurrente dextral y según consideraciones de carácter regional puede interpretarse como un sistema de cizallas de Riedel. Sobre la base de la orientación que posee La Clemira dentro del sistema transcurrente dextral meridional-submeridional (planos de cizalla Y de Riedel), la misma puede considerarse como un plano de cizalla P de Riedel.

- Desde el punto de vista genético los minerales presentes en los distritos mineros El Remanso y zonas aledañas, corresponden a un sistema hidrotermal formado por soluciones ascendentes ricas en hierro y manganeso. Las asociaciones minerales encontradas caracterizan un nivel de emplazamiento superficial con temperaturas relativamente bajas, fugacidad de oxígeno elevada y pH alcalino.

- De acuerdo con lo observado puede decirse que la precipitación de los minerales de manganeso fue recurrente y alternante con períodos de fracturación. Según el análisis textural realizado y las relaciones meso y microscópicas observadas, se ha desarrollado una historia evolutiva dividida en cinco etapas.

- Las determinaciones mineralógicas realizadas en los componentes de la mena del sistema han revelado la presencia de óxidos de manganeso tales como: criptomelano hollandita y romanechita, característicos de condiciones altamente oxidantes.

- Los óxidos de manganeso estudiados presentan una composición química rica en elementos traza tales como: Sr, As, Sb, Ag, Pb, Zn, W y V, que determinan un origen hidrotermal del fluido a partir del cual precipitaron.

- La presencia de minerales tales como calcita, fluorita y baritina formando parte de la ganga es un rasgo característico de los depósitos de manganeso de origen hidrotermal.

- Por las temperaturas obtenidas a partir del estudio de inclusiones fluidas en los minerales de ganga, el modelo de formación de este grupo de vetas responde a un sistema epitermal que varía entre los 190° y 50 ° C de temperatura.

- En el sistema han existido por lo menos dos fluidos, uno meteórico descendente de baja temperatura, en equilibrio isotópico con el oxígeno atmosférico y otro ascendente de mayor temperatura rico en cationes, sílice y azufre transportado como HSO_4^- . El primero de ellos sería el responsable de la depositación de calcita, mientras que el segundo durante su ascenso y debido a cambios fundamentalmente de temperatura, presión y condiciones de oxidación, deposita la secuencia mineralógica encontrada que puede simplificarse en: sílice – hematita – óxidos de manganeso – ópalo - baritina.

- La presencia de cristales de feldespato potásico adularia se asocia directamente con ambientes hidrotermales de baja temperatura y permite inferir que durante la formación de las vetas ha ocurrido un proceso de ebullición, originado seguramente como respuesta a una brusca caída de la presión de confinamiento dada por la apertura de las fisuras que alojan a la mineralización. Este nivel de ebullición se habría producido en un horizonte profundo que actualmente no se encuentra expuesto.

- La datación realizada en minerales de manganeso ricos en K (criptomelano) por Brodtkorb y Etcheverry (2000) en la cual se obtuvo un valor de 134 ± 3 Ma (K/Ar) es compatible con uno de los períodos de mayor actividad tectónica en la región. Además ese valor se halla dentro del período correspondiente a la anomalía térmica que provocó las erupciones basálticas de la cuenca del Paraná entre los 137 y 127 Ma y los basaltos subalcalinos de la sierra Chica de Córdoba (Turner *et al.*, 1994; Kay y Ramos, 1996; Brodtkorb *et al.*, 2001).

- Acerca de la posible fuente del manganeso sólo es posible realizar algunas especulaciones que permanecen en el campo de la hipótesis y de acuerdo con las determinaciones obtenidas en este estudio se estima que este metal podría provenir de rocas de composición básica o ultrabásica no expuestas, posiblemente relacionados a un fondo marino obductado durante la historia evolutiva de la comarca.

BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger R. W., 1999. Introduction to structural Geology. Cornell University, Ithaca. New York, 279 pp.
- Arcidiácono E., 1971. Datos de interés mineralógico sobre asociaciones de óxidos de manganeso. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. T. 2 (3-4) 117-132.
- Arcidiácono E., 1973. Génesis de los yacimientos de óxidos de manganeso de Ojo de Agua, Santiago del Estero, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXVIII, (2), 165-194.
- Bard J. P., 1985. Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas. Masson, S.A., Barcelona. 181 pp.
- Barnes H. L., 2001. Geochemistry of Hydrothermal ore deposits. 3rd Ed. John Willey & Sons eds. New York. 972 pp.
- Beder R., 1931. Los yacimientos minerales de manganeso en el Norte de la Provincia de Córdoba y Sur de Santiago del Estero. Anales del Museo de la Historia Natural de Buenos Aires. Tomo XXXVI. Bs. As.
- Bodenbender G., 1905. La Sierra de Córdoba, constitución geológica y productos minerales de aplicación. Ministerio de agricultura de la Nación; Secretaría de Geología Mineralogía y Minería. Buenos Aires, 1 (2).
- Bodenbender G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 19 (1): 2-211.
- Bodnar R. J., Reynolds T. J. y Kuhen C. A., 1985. Fluid inclusion systematic in epithermal systems. Review in Economic Geology V 2, p 73 – 97.
- Bodnar R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta 57: 683-684.
- Bonalumi A. A., 1988. Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero. República Argentina. V Congreso Geológico Chileno. Tomo II: 47-61.
- Bonatti E., Kraemer T. y Rydell H., 1972. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits, en Horn D. R., ed. Ferromanganese deposits on the ocean floor: Washington, Natural Sciences Foundation. 149-166.
- Bottinga Y., 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen exchange in the system calcite-carbon dioxide water. Journal Physics Chemistry, 72, p 800- 808.
- Brackebusch, L. 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina. Escala 1:1.000.000. Instituto Geográfico Hellfarth Gotha. 4 Hojas.
- Brodtkorb M. K de, y Etcheverry R. O., 2000. Edad K/Ar de la mineralización de manganeso de Aguada del Monte, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55 (3), 280-283.
- Brodtkorb M. K de, Leal P. R., Correa M. J., Ramos V. A., 2001. Mn vein – type deposits in the provinces of Santiago del Estero and Córdoba, Argentina. Mineral deposits at the beginning of the 21st Century, Piestrzynski et al. (eds.) Swets & Zeitlinger Publishers Lisse 397-400.

- Brown E. P., 1989. Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral*, V 74: 1390 – 1393.
- Brown E. P. and Lamb W. M., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂- NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 1209-1221.
- Bucher K. y Frey, M., 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag. Berlin. 6° Ed. 318 pp.
- Cabella R., Lucchetti G., Marescotti P., 1995. Sr-rich hollandite and cryptomelane in barrenite ores of Maritime Alps and Eastern Liguria (Italy). *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte*. 395 – 407.
- Castellote P., 1978. Estudio Geológico del extremo norte de la Sierra de Ambargasta (provincia de Santiago del Estero). Facultad Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. Informe Inédito.
- Castellote P., 1982. La Formación La Clemira y edad de su metamorfismo. *Acta Geológica Lilloana*, Universidad Nacional de Tucumán. 16 (1): 71-76.
- Castellote P., 1985 a. La Formación "Pozo del Macho", integrante del basamento metamórfico de la Sierra de Ambargasta provincia de Santiago del Estero. *Acta Geológica Lilloana*, Universidad Nacional de Tucumán. 16 (2): 275-280.
- Castellote P., 1985 b. Algunas observaciones geológicas en las Sierras de Ambargasta y Sumampa. Provincia de Santiago del Estero. *Acta Geológica Lilloana*, Universidad Nacional de Tucumán. 16 (2): 259-269.
- Cooke D. y Simmons S., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Review in Economic Geology*. 13: 221–244.
- Cortezzi C. R., 1975. Los yacimientos de manganeso de la República Argentina. II Congreso Ibero Americano de geología económica. Tomo V: 215–235.
- Correa M. J., 1998. Geoquímica de las fases silíceas de la veta La Clemira, distrito manganesífero El Remanso, provincia de Santiago del Estero. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia: 43–49. Bahía Blanca.
- Correa M. J., 1999. Informe Final. Beca Interna de Iniciación. CONICET. Inédito. 52 pp.
- Correa M. J. 2000. Informe de Avance. Beca Interna de Perfeccionamiento. CONICET. Inédito. 16 pp.
- Correa, M. J. y Cábara, M. C., 2002. Análisis estructural de la veta "La Clemira", Sierra de Ambargasta. Santiago del Estero. IV Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA). Ciudad de Buenos Aires. p 111-114.
- Cox K.G., Bell J.D. and Pankhurst R. J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, Eds. London. 450 pp.
- Crerar D. A., Cormick R. K. Y Barnes H. L., 1980. Geochemistry of manganese: an over review in Varentsov I. M. and Grasselly G., eds. *Geology and geochemistry of manganese: Schweizerbart'sche*. Stuttgart.. Vol. 1, p. 293-334.
- Davis D., Lowenstein T. K. y Spenser, R., 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory – grown halite crystals in the system NaCl-H₂O; NaCl-KCl-H₂O; NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl- CaCl₂-H₂O. *Geochimica et cosmochimica acta*. V 54. p 591-601.
- Dong G., Morrison G. W. and Jaireth S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland – classification, origin, and implication. *Economic geology*, vol. 90, 1841-1856.
- Dong G., Morrison G. W., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium deposita*, 30: 11-19.

- Echavarría L., 1997. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado – Monserrat, provincia de Santa Cruz: descripción e implicancias genéticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 (4): 491-503.
- Faure G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd Edition. John Willey & Sons eds. New York. 589 pp.
- Ferguson R B, Ball N. A. and Černý P., 1991. **Structure refinement of adularian end-member high sanidine from the buck claim pegmatite, Bernic Lake, Manitoba.** *Canadian Mineralogist*, vol. 29, pp. 543-552.
- Fleischer M. y Mandarino J. A., 1995. *Glossary of Mineral species*. 7th Edition. The mineralogical Record Inc. Tucson. 280 pp.
- Fournier R. O., 1973. Silica in thermal waters: Laboratory and field investigations. In: *Proceedings of international Symposium on Hydrogeochemistry and Biogeochemistry*, Japan 1970. Vol. 1, Hydrogeochemistry: J.W. Clark (publisher), Washington, D.C., 122-139.
- Fournier R. O., 1985. The behavior of silica hydrothermal solutions. In: Berger B. R. and Bethke, P. M. eds. *Geology and Geochemistry of geothermal systems*. Vol. 2, pg 45-61.
- Friedman I. and O'neil J. R., 1977. *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*: U. S. Geological Survey Professional Paper: 440 KK, 1-12.
- Goldstein R. and Roynolds, J. 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. SEPM. Short course 31, 199p.
- Gonzalez Bonorino, F.1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 5 (3): 81-110.
- González R. A., 1971. Edades radiométricas de algunos cuerpos eruptivos de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26 (3):411-412.
- González R. A., 1977. *Geología del sector noroccidental de la Sierra de Ambargasta (provincia de Santiago del Estero)*. Facultad de Ciencias Naturales. UNT. Tesis Doctoral. Inédito.
- González R. A., Cabrera M. A., Bortolotti P., Castellote P., Cuenya M. P., Omil D. M., Moyano R. O., Ojeda J. R., 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. *Esquemización geográfica y temporal*. *Actas Lilloana XVI*: 2 p. 289-317.
- Gordillo C. E., 1953. *Estudio químico-petrográfico del cerro "El Pértigo" y las rocas magmáticas vecinas*. Sierra Norte de Córdoba. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Inédito.
- Guereschi A. B. y Martino R. D., 2002. Evolución textural de las corneanas de La Clemira, Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, Argentina. En: Caballeri, N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M. G., Ostera, H. A., Panarello, H. O. (eds.). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. Calafate. Tomo 2, artículo 296, 180-183.
- Hedenquist J. W., Arribas A. R., González Urien E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In Hageman S. J. y Brown P. E., eds: *Gold in 2000. Review in Economic Geology*, V: 13 Ch. 7: 33p.
- Hem J. D., 1972. Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems. *Geological Society of America Bulletin*, V 83, p. 443-450.
- Hewett D. F., 1964. Veins of hypogene manganese oxide minerals in the southwestern United States. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of the Economic Geologists*. 59; 8: 1429-1472.
- Hewett D. F. & Fleischer M., 1960. Deposits of the manganese oxides. *Economic Geology*. 55: 1-55.

- Hewett D. F., Fleischer M., Conklin N., 1963. Deposits of the manganese oxides: supplement. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of the Economic Geologists*. 58; 1:1-55.
- Hoefs J., 1997. *Stable isotope Geochemistry*. 4^o Ed. Revised, updates and enlarged. Springer-Verlag, Berlin. 201 pp.
- Ichazo G. J., 1978. Control tectónico de la mineralización de manganeso de la Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 33 (4): 345-354.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8, 523- 548.
- Jébrak M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore geology review*. Elsevier Science B. V. Vol. 12:111-134.
- Jordan T. y Allmendinger R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation. *American Journal of Science*. 286: 737 – 764.
- Kay S. y Ramos V. A., 1996. El magmatismo cretácico de las sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 453-646. Buenos Aires.
- Koukharsky M., Munizaga F., Leal P., Correa M. y Brodtkorb M.K., 1999. New K/Ar ages in the Ambargasta and Norte de Córdoba ranges, Argentina. *South American Symposium on Isotope Geology*. Córdoba. Actas II pp. 76-77.
- Koukharsky M., Tassinari C., Brodtkorb M. y Leal P., 2001. Basaltos del Neopaleozoico-Triásico temprano? En las sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta, sierras Pampeanas Orientales: petrografía y edades K/Ar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (3): 404-403.
- Koukharsky M., Brodtkorb M.K., Ramos V., Kay S., Leal P. 2002. Magmatismo básico y ultrabásico del neopaleozoico en las Sierras Pampeanas y regiones aledañas. En: Caballeri, N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M. G., Ostera, H. A., Panarello, H. O. (eds.). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. Calafate. Tomo 2, artículo 18, 319-323.
- Kraemer P., Escayola M. y Martino R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Lattanzi P. 1995. Fluids in ore deposits. Evidence from and applications of fluid inclusions. In: *Fluid inclusions in minerals: Methods and applications*. De Vivo y Frezzotti (eds.) Short course of the working group (IMA) "Inclusions in minerals". Siena.
- Leal P. Correa M. J., Mas G. 2000. Datos preliminares de las inclusiones fluidas en los minerales de ganga de los yacimientos de Manganeso en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero. V Reunión de Mineralogía y Metalogenia. La Plata, INREMI Publicación 6, 238-244.
- Leal P., Correa M. J., Cardellach E. y Grandía F. 2000. Inclusiones fluidas e isótopos estables en minerales de ganga asociados a yacimientos filonianos de manganeso en las Sierras Pampeanas, República Argentina. *Cuadernos del Laboratorio geológico de Lage*, 25. Resúmenes de la XX Reunión Científica de la Sociedad Española de Mineralogía de La Coruña. p. 317-320.

- Leal P. R. 2002. Estudio metalogenético de los yacimientos de manganeso del Departamento de Sobremonte, provincia de Córdoba, Sierras Pampeanas Orientales. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.
- Leal P. R. y Ramos V., 2002. Marco estructural asociado a las vetas de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba. En: Caballeri, N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M. G., Osters, H. A., Panarello, H. O. (eds.). Actas del XV Congreso Geológico Argentino. Calafate. Tomo 1 artículo 1, 3-9.
- Linares, E. y González, R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina, año 1957-1987. Publicación especial de la Revista de la Asociación Geológica Argentina. pp. 627.
- Lira R., Millone H. A., Kirschbaum A. M., Moreno R. S. 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (2) : 157-177.
- Lucero H. N., 1948. Estudio geológico y petrográfico de la sección meridional de la sierra Norte, entre Dean Funes y Quilino, provincia de Córdoba, en especial de los pórfidos cuarcíferos de la misma. Tesis doctoral inédita. Universidad Nacional de Córdoba.
- Lucero H. N., 1969. Descripción geológica de las hojas 16 H, Pozo Grande y 17 H Chuña Huasi. Provincias de Córdoba y Santiago del Estero. Dirección Nacional de Minería y Geología. Boletín 107, Buenos Aires.
- Llambías E. J., 2001. Geología de los cuerpos ígneos. Serie correlación Geológica 15. Instituto Superior de Correlación Geológica. INSUGEO, Tucumán. p. 232.
- Martino R., Panceyra R., Guerreschi A. y Sfragulla, J., 1999. La faja de deformación Sauce Punco, Sierra Norte, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 4. 436-440.
- Massabie, A., Mutti, D., Sanguinetti, A., Cegarra, M., Mozetic, M., 1997. Fases de deformación dúctil en formaciones eopaleozoicas en la sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, y su significado estratigráfico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 209-218.
- Mateo E. M., 1944. Estudio geológico y petrográfico de la Sierra Norte. Tesis Doctoral. Inédito. Facultad de Ciencias Físicas, Exactas y Naturales. UNC.
- Mc Bride S. L., 1972. A Potassium – Argon Age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja provinces, Argentina. Queen's University, Unpublished M. Sc. Dissertation, Kingston, Ontario, 101 pp.
- Minera TEA, 1968. Geología y Recursos Minerales de las Sierras de Ambargasta y Sumampa, departamentos Ojo de Agua y Quebrachos, provincia de Santiago del Estero. Dirección Provincial de Minería de Santiago del Estero. Informe Inédito.
- Miró R. C, Gaido, M. F. y Candiani, J. C., 1999. Fajas de deformación del batolito de la Sierra Norte de Córdoba y Santiago del Estero. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1, pp.152-155, Salta.
- Miró R. C., 2001. Hoja geológica 1: 250 000, Villa Ojo de Agua, Santiago del Estero y Córdoba. SEGEMAR.
- Nicholson K., 1992 a. Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: Guides to metallogenesis. *Economic Geology*. 87: 1253-1264.
- Nicholson K., 1992 b. Genetic types of manganese oxide deposits in Scotland: Indicators of Paleo-ocean-spreading-rate and a Devonian geochemical mobility boundary. *Economic Geology*. 87: 1301-1309.

- Ohmoto H. and Rye, R., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H. L. Barnes (Ed.). *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits..* John Willey & Sons eds. 2nd Ed. New York. 509-567 pp.
- Paaschier C.W. & Trouw R.A.J., 1998: *Microtectonics*. Springer Verlag Ed. Berlin. 289 pp.
- Quartino B. J., 1967. Contribución a la interpretación y descripción geológica y petrográfica del distrito Ojo de Agua (Sierras de Ambargasta y Sumampa). Dirección Provincial de Minería, Santiago del Estero. Informe Inédito.
- Quartino, B. J., y Quartino G. P. 1996. Las Sierras Australes de Santiago del Estero. Caracteres diferenciales e interpretación. XIII Congreso Geológico Argentino. Actas I: 563-574. Buenos Aires.
- Ramé G. L., Lira R. y Gay, H. D. 1999. La mineralización de manganeso del norte de Córdoba. XIV Congreso Geológico Argentino. Actas II, pg. 306-309.
- Rayces E. C., 1947. Los yacimientos de manganeso de Chuña Huasi. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Vol., 2. pg. 240-256.
- Ramos V. A., 1988. Tectonics of the late Proterozoic – early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11 (3): 168-174.
- Ramos V. A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*. Vol. 6: (32). 24-29.
- Ramos V. A., 1999. Las Provincias geológicas del territorio argentino. *Geología argentina*, Capítulo 3. De. R. Caminos, SEGEMAR Anales 29.
- Rapela C. W., Heaman, L. M. y McNutt, R. J., 1982. Rb/Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of geology* 90: 574-582, Chicago.
- Rapela C. W., Pankhurst, R. J., Bonalumi, A. A., 1991 a. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno: p. 19-22. Santiago de Chile.
- Rapela C. W., Pankhurst, R. J., Kirshbaum, A. y Baldo, E. G. A., 1991 b. Facies intrusivas de edad carboníferas en el batolito de Achala: ¿evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas ? 6° Congreso Geológico Chileno Actas 1: 40-43, Santiago de Chile.
- Rapela C. W., Pankhurst, R. J., 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre- Famatinian subduction? and crustal melting. 13 ° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 491-492. Buenos Aires.
- Richard L., 1996. Minpet. Version 2.02. Mineralogical and petrological data processing system.
- Roedder E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. En: Barnes H., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York. 684-737.
- Roedder E., 1984. Fluid inclusions: Reviews in mineralogy, V. 12, 644 p.
- Roedder E. y Bodnar, R., 2001. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits, in *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, H. Barnes, ed. New York. 972 pp.
- Rossello, E. y Mozetic, M. E., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro oeste argentino. 5° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil. Boletim 107 – 113, Río Claro.
- Roy S. 1981. Manganese deposits. Department of Geological Sciences, Jadavpur University, Calcuta India. Londres. pp. 458.
- Shand, S.J., 1927. Eruptive rocks. D. Van Nostrand Company, New York. 360 pp.
- Shepherd, T. j., Rankin H. A. y Alderten M. M., 1985. A partial guide to fluid inclusion studies. Blackie ed. Glasgow. 237 pp.

- Solner, F., Leal, P., Miller, H. y Brodtkorb, M de. 2000. Edades U/Pb en circones de la riodacita de la Sierra de Ambargasta provincia de Córdoba. V Reunión de mineralogía y metalogenia. La Plata. 465-469.
- Tankard A. J., Uliana M. A., Welnisk A. J., Ramos V. A., Franca A. B., Milani E. J., Brito Neves B. B., Eyles N., Skarmeta J., Santa Ana H., Wiens F., Cibrián M., López Paulse O., Germs G. J. B., Wit M. J., Machacha T. & McG. Miller R., 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. Petroleum basins of South America: AAPG, Memoir 62. pg. 5-52.
- Touret, J.L., 1977. The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In Nato Advanced study Institute Series, D. G. Fraser (ed.). Thermodynamics in Geology, p 203 – 227.
- Turner S., Regelous M., Keller S., Hawkesworth Ch. & Mantovani M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters, 121. 333-348.
- Varentsov I.M. y Grasselly G., 1980. Geology and Geochemistry of Manganese. Schweizerbart'sche. Stuttgart. Vol 1. pp.463.
- Videla, 1944. Observaciones geológicas en las Sierra de Ambargasta. Provincia de Santiago del Estero. Tesis Doctoral, Universidad de Córdoba.

ANEXO

MUESTREO: UBICACIÓN, DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS REALIZADOS

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
M 1	29° 18' 53.4" S 63° 59' 33.9" O	El Remanso	Granito de grano fino, color rosado. Forma un cuerpo elongado de rumbo aproximado N 325°. En muestra de mano se observa una roca de color rosa pálido, equigranular fina, con abundante cuarzo.	Principalmente compuesta por cuarzo de grano fino con extinción ondulante y texturas gráficas. Plagioclasas con mirmequitas con alt. Argílica y granates en atolón.	
M 2	29° 18' 58.1" S 64° 00' 08.9" O	El Remanso	Granito de grano grueso, textura granuda, color rojizo.		
M 3		Dique subvertical continuo, muestra tomada a unos 4 km al sudoeste de la cantera San José.	Roca hipabisal, textura porfírica, posiblemente riolita, color rosado de la pasta y fenocristales de cuarzo y feldespatos.		Análisis Rb/Sr.
M 4		NE de El Remanso	Roca hipabisal, textura porfírica forma un dique. Posible riolita. Color rosa intenso.	Fenos de cuarzo y feldespato, algunas texturas gráficas y mirmequitas. Cuarzo límpido y engolfamientos de pasta.	
M 5		El Remanso	Roca de grano fino, composición granítica. Tipo aplita, diferenciada dentro del granito.		
M 6	29° 18' 33" S 63° 59' 0.1" O		Granito de grano grueso, color rojizo, se tomaron algunas medidas de diacclasas.		
M 7	29° 18' 55" S 63° 59' 12" O	El Remanso	Roca de color negro, maciza, de grano fino y aspecto córneo, fractura concoide. Hornfels.	Roca de grano fino, promedio de tamaño de grano 150 um. Textura porfiróbástica en tabique con 15 % de biotita tabular rodeando fenocristales de cuarzo y cordierita.	
M 8			Diferenciación silícea dentro del hornfels. Es una venilla de unos 15 cm de espesor rellena con cuarzo equigranular.		
M 9			Roca porfírica, de composición riolítica. Pasta de color violáceo, con grandes fenocristales de Qz. También se observan a simple vista tablillas de feldespatos potásicos bastante frescos.	Textura porfírica, compuesta por fenocristales de qz con engolfamientos y Feld micropertítico con alteración sericitica; en una pasta de tamaño promedio es 80 µm. con cuarzo, feldespatos potásicos y algunas plagioclasas Los FK de la pasta con cierta alteración argílica, cuarzo de pasta y bordes irregulares.	Análisis Rb/Sr.
M 10			Granito con desarrollo de una textura tipo porfiroide con cierta orientación de los clastos tipo milonítica. Cizalla? La pasta es de color morado y en ella están inmersos clastos o agregados polimineraleos formados por cuarzo, feldespatos y escasas micas.	A: Brecha con alteración principalmente argílica en los feldespatos. Los clastos son redondeados y se encuentran cementados por sílice con texturas en mosaico y cristales de adularia. También se observan micas flexuradas. B: Brecha con mayor grado de molienda los feldespatos, que presentan alteración argílica. El cemento lo constituye sílice de tipo mosaico.	
M 11		La Clemira.	Roca de caja veta La Clemira. Granito color rosado y grano medio a grueso. Se reconocen cristales de cuarzo, feldespatos y máficos de pequeño tamaño y muy escasos.		
M 12			Granito color rosado y grano medio a grueso. Se observan cavidades de contorno hexagonal, que podrían ser por disolución del cuarzo (?)		
M 13		La Clemira.	Granito de la caja del rajo M11	Grandes cristales de cuarzo, feldespatos micropertíticos a veces con inclusiones de cuarzo y cristales de plagioclasa albíta-oligoclasa. Biotita en proporción menor al 3% y suele estar desferritizada. Las alteraciones observadas son importante argilización de los feldespatos y sericitización de las plagioclasas.	
M 14		La Clemira.	"Brecha" con barritina superficial, tomada de escombrera en La Clemira.		
M 15 a-b	29° 18' 49.3" S 63° 58' 50.9" O	El Remanso- L. Clem	"Brecha" in situ, bastante transicional entre el granito y milonita? Color morado dado por la matriz que forma más del 50 % del volumen. Los clastos son de composición granítica y en algunos casos monomineraleos de cuarzo y feldespatos.	M 15a: Clastos de granito cementados por sílice con textura en mosaico y cristales de <u>Adularia</u> . M 15b: mayor grado de molienda que "a", importante silicificación y abundantes <u>Adularias</u> .	
M 16	29° 18' 57.7" S 63° 58' 33.1" O	El Remanso- L. Clemira. Muestreo en veta de un filoncito de milonita o ultramilonita? De unos 20 cm de espesor.	Textura pseudo porfírica. Color morado a castaño oscuro dado por la matriz. Los clastos son de composición granítica y en algunos casos monomineraleos de cuarzo y feldespatos	Brecha o milonita? (cierta orientación) con clastos de Qz, FK, calcedonia y otra brecha con sílice y <u>adularia</u> . Matriz silícea con tinción de Fe. Adularia en cavidades.	

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
M 17 a-b	29° 18' 57.7" S 63° 58' 33.1" O	El Remanso- L. Clemira. Muestreo en veta del contacto entre la mineralización y la caja.	La textura es de sapecto porfiroide y se observa una milonitización o cizallamiento, dada por la orientación de algunos de sus componentes. Más del 50% de la roca lo constituye la matriz que le da el color morado caracterísitico. Los clastos son de granito o monominerales de cuarzo y faldespatos. Se observan algunas micas bastante alteradas que se desprenden facilmente dejando huecos.	Brecha con clastos de Qz ondulante y FK argi. Matriz silícea por sectores con tinción de Fe. Cavidades con sílice (calcedonia y Qz). "a": en las cavidades hay <u>adularia</u> y sílice mosaico. Tb apatita. "b": mayor molienda, partes silicificadas y algunas <u>Adul</u> .	
M 18	29° 18' 57.7" S 63° 58' 33.1" O	El Remanso muestra de veta La Clemira.	Roca con textura granuda con cierta orientación dada por venillas de escasos mm de espesor de color rojo intenso. transicional entre el granito y milonita?	Brecha con alto grado de molienda, clastos subredon de QZ-Fel o solo Qz, matriz silícea con tinción de Fe, y desarrollo de Xs de <u>Adularia</u> , que presentan cierta alteración.	
M 19	29° 18' 57.7" S 63° 58' 33.1" O	El Remanso- L. Clem	Muestreo en veta, mineralización de alta dureza (por silicificación?), englobando algunos clastos de granito, se observó ópalo negro recubriendo algunos clastos.		Análisis químico Au +35 elementos y Microsonda
M 20	29° 19' 02.1" S 63° 58' 22.9" O	El Remanso- L. Clem	Muestreo en veta en contacto con pared de granito, filoncito que forma la pared de la veta, compuesto por material silíceo rojo de similares características a la matriz?? de las milonitas (pseudopórfiro). Con pátinas de óxidos de Fe.	Brecha compuesta casi totalmente por una matriz silícea tipo mosaico y calcedonia llameante intercrecida con pequeños cristales de adularia. Los clastos son redondeados de la brecha tipo I. Otros están formados solo por faldespatos, o bien por cuarzo de extinción ondulante. Cortada por venillas de 1 mm de ópalo rosado.	
M 21	29° 19' 02.1" S 63° 58' 22.9" O	El Remanso- L. Clem	Roca de caja, interior de veta. Granito de grano medio, color rosado con importante grado de silicificación.		
M 22	29° 19' 02.1" S 63° 58' 22.9" O	El Remanso- L. Clem	Muestra de la mineralización englobando algunos clastos de granito y de sílice sacaroides.	Romanechita y melanos fibrosos aciculares.	Análisis químico Au +35 elementos.
M 23		El Remanso- L. Clemira. zona perfil entre La Clemira (sector sur) y el campamento.	Granito de grano grueso, color rosado. Entre sus componentes se observa cuarzo, feldespatso y en escas proporción pequeñas laminillas de biotita. Algunos cúmulos de óxidos de Fe? Está atravesado por filones de aplita entre 10 y 20 cm de espesor.		
M 24		El Remanso. Sector idem anterior.	Granito de grano fino, color rosado pálido. Entre sus componentes se observa cuarzo, feldespatso y en escas proporción pequeñas laminillas de biotita.		
M 25		El Remanso. Afloramiento de hornfels.	Venillas de Qz, Fel y micas diferenciadas dentro del hornfels.		
M 26		El Remanso	Hornfels de la M25. Roca de color gris oscuro, aspecto córneo y fractura concoidea.		
M 27		El Remanso- S. Jorge	Veta San Jorge, muestra de la mineralización con ganga de ópalo y baritina.		Inclusiones fluidas e isótopos estables ³⁴ S/ ³² S ; ¹⁸ O/ ¹⁶ O
M 28		El Remanso	Granito de grano grueso cortado por filones de aplita, sector norte.		
M 29		Zona Noroeste	Zona noroeste, vetilla formada por brecha del granito, aparentemente bastante silicificada.		
M 30		Zona Noroeste	Reventón de Qz en el granito.		
M 31		Zona Noroeste	Granito.		
M 32		El Remanso- La Clem.	Mina La Clemira, sector A. Muestreo en veta, sector central.		Análisis químico Au +35 elementos
M 33		El Remanso- L. Clem	Mina La Clemira, sector A. Muestreo en veta, borde de la veta.	Roca formada por clastos de óxidos de Mn y de granito cementados por sílice en mosaico.	
M 34		El Remanso- L. Clem	Mina La Clemira, sector A. Granito de la caja.		
M 35		El Remanso- L. Clem	Mina La Clemira. Roca del contacto con la caja, forma un filoncito de unos 20 cm. de espesor, tipo milonita, o brecha.	Brecha con clastos de óxidos de Mn y de la roca de caja cementados por sílice granular fina tipo "mosaico". También se observa una textura de crecimiento primario de cristales de cuarzo que suelen estar zonados (prisma y pirámide) como último pulso presentan una delgada capa de ópalo que los recubre. En venillas se destacan diferentes tipos de sílice que desde la pared hacia el centro de la vena son: calcedonia de fibras muy cortas o textura microplumosa?? (recristalización), luego una capita de ópalo "mamelonar" luego varias generaciones de calcedonia llameante (textura de recristalización) y el relleno final de cuarzo macizo.	

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
M 36		El Remanso- L. Clem	Granito de grano fino, con algunos fenos de Qz más desarrollados, textura tipo porfiroide. Zona detrás de la antigua administración.		
M 37		El Remanso- L. Clem	Granito con marcada textura porfiroide. Sector idem anterior.		
M 38		El Remanso.	Vetillas de Qz con desarrollo de ópalo negro en el centro, que aparecen cortando al dique riolítico.		
M 39		Riolita del dique en uno de los afloramientos ubicados más al sudoeste.	Roca de textura porfírica, color rosado a violáceo dado por la pasta que constituye más del 70 % de la roca. A ojo desnudo se ven cristales de cuarzo y feldespato.		
M 40		Riolita cuerpo ppal.	Roca de textura porfírica, color rosado a violáceo dado por la pasta que constituye más del 70 % de la roca. Los porfirocristales son de cuarzo y feldespatos bastante frescos con algunos cristales máficos. .		
M 41		Riolita cuerpo ppal.	Roca de textura porfírica, color rosado a violáceo dado por la pasta que constituye aproximadamente el 60% de la roca. A ojo desnudo se ven cristales de cuarzo y feldespato.	Roca de textura porfírica, formada por una pasta afanítica de tamaño variable entre 50 y 150 µm, cuya composición es cuarzo feldespática. Esta pasta presenta texturas micrográficas y granofíricas. Los fenocristales son de cuarzo y feldespato potásico con importante alteración argílica y sericitica.	Análisis Rb/Sr.
M 42		Riolita cuerpo ppal.	Roca de textura porfírica, color rosado a violáceo dado por la pasta que constituye más del 70 % de la roca. A ojo desnudo se ven cristales de cuarzo y feldespato		
M 43		Riolita cuerpo ppal.	Roca de textura porfírica, color rosado a violáceo dado por la pasta que constituye más del 70 % de la roca. A ojo desnudo se ven cristales de cuarzo y feldespato		
M 44		Riolita cuerpo ppal.	Roca de textura porfírica, color rosado a violáceo dado por la pasta que constituye más del 70 % de la roca. A ojo desnudo se ven cristales de cuarzo y feldespato		
M 45		Riolita cuerpo ppal.	Roca de textura porfírica, color rosado a violáceo dado por la pasta que constituye más del 70 % de la roca. A ojo desnudo se ven cristales de cuarzo y feldespato	La roca presenta importante alteración argílica incluso en la pasta. Las texturas observadas en la misma corresponden a crecimientos micrográfico y granofíricos. Los minerales que la componen son cuarzo, feldespato potásico, muscovita y en menor proporción sericita. Los fenocristales son principalmente de feldespato potásico y cuarzo, sus tamaños pueden superar el milímetro. También se observó textura felsofírica.	Análisis Rb/Sr.
M 46		Riolita cuerpo ppal.	Presenta una textura porfírica con pasta afanítica, compuesta por fenocristales de cuarzo de hasta 5 mm de diámetro y en menor proporción feldespatos de hábito tabular con tamaños entre 2 y 3 mm de longitud, mostrando una relación fenocristales / pasta variable entre un 15 y 20 por ciento.	Roca de textura porfírica, con pasta afanítica compuesta por cristales de tamaño promedio 60 µm, compuestos por cuarzo, feldespato potásico (argilizado), y en menor proporción muscovita y sericita. Es común la presencia en la pasta de texturas micrográficas y granofíricas. También se observan minerales opacos, entre los que se pudo identificar titanita. Los mismos se presentan en una proporción de 3 %. Los fenocristales pueden medir varios mm, el feldespato potásico (ortosa) es microperítico y suele tener inclusiones de muscovita y óxidos de hierro. Los fenocristales de plagioclasa presentan una importante alteración argílica. Abundan los fenocristales idiomorfos de cuarzo y también con engolfamientos de pasta.	Análisis Rb/Sr. Análisis químico elementos mayoritarios
M 47		Riolita muy alterada. Cuerpo II			
M 48		Riolita, cuerpo III.			
M 49		Riolita, cuerpo IV.			
M 50		Riolita con mayor desarrollo de fenos de Qz. Cuerpo V, es un morrito de unos 200 mts de longitud.	roca de color grisáceo dado por la pasta, textura porfírica con pasta afanítica, compuesta por fenocristales de cuarzo de hasta 5 mm de diámetro y en menor proporción feldespatos de hábito tabular con tamaños entre 2 y 3 mm de longitud, mostrando una relación fenocristales / pasta variable entre un 15 y 20 por ciento.	Fenocristales de qz y feldespato, éstos todos con alteración sericitica?? Biotita en baja proporción y bastante alterada a sericita. Circones en proporción menor al 2 % en biotita.	

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
M 51	29° 20' 34" S 63° 58' 57" O	Riolita, cuerpo VI.			
M 52		Entre los afloramientos de hornfels al noroeste de la cantera muestra de uno de los cuerpos de Granito.	Granito de grano fino, color rosado pálido. Entre sus componentes se observa cuarzo, feldespato y en escasas proporción pequeñas laminillas de biotita.		
M 53			Hornfels, sector idem M52.		
M 54		San Jorge.	Mineralización con baritina.		Inclusiones fluidas, ³⁴ S/ ³² S, ¹⁸ O/ ¹⁶ O
M 55		El Remanso.	Filoncito dentro del granito, con aspecto de brecha. Zona de la ventana estructural N° 1.		
M 56		El Remanso. Zona idem anterior.	Milonita? Brecha? Filón con textura pseudo porfírica compuesto por una matriz de color morado y pequeños clastos de granito, junto con otros de cuarzo y feldespatos.	Brecha formada por clastos de granito compuestos de cuarzo, feldespatos y plagioclasas. Se observan algunas biotitas flexuradas e individuos monominerales de cuarzo con extinción ondulante y feldespato con fuerte alteración argílica. El cemento está formado por óxidos de hierro y sílice con textura mosaico y algunos cristales de adularia.	
M 57			Granito de un sector mineralizado, ubicado al Norte de La Clemira. Textura granuda gruesa, formada por cristales equigranulares de cuarzo, feldespatos y escasas motas de minerales opacos (biotitas) junto con otras de óxidos de hierro.	Roca con textura granuda gruesa, compuesta mayoritariamente (40% aprox) por cuarzo enhedral y ortosa (20%) con alteración argílica. Se observa biotita en baja proporción, en forma de tablillas "desflecadas" con alteración clorítica y a minerales opacos. Circón, apatita y titanita? como minerales accesorios.	
M 58			Cuerpo aplítico, con cierto desarrollo porfiroide dado por fenos de qz y Feldespato.		
M 59 a-b		El Remanso- L. Clem	Granito con posible alteración a episienita. Granitoide de grano grueso, presenta en algunas superficies oquedades aparentemente producto de la disolución del Qz.	Gran abundancia de feldespatos perfiticos con alteración argílica. Qz en cristales anhedrales y rellenando venillas. Plagioclasas con mirmequitas y alteración sericitica.	Análisis químico de elementos mayoritarios y TR.
M 60		El Remanso- L. Clem	Granito de la mina La Clemira.		
M 62		Aspa Puca.	Granito. Textura granuda gruesa, color rojo. Muy fresco, formado por cristales de cuarzo y feldespatos que le confieren el color característico, se observan escasos minerales máficos.		
M 63		El Remanso	Riolita fresca.		Análisis químico de elementos mayoritarios y
M 64		El Remanso	Muestra de granito fresco, en la primer ventana estructural.	Textura granuda de grano grueso. Compuesto por qz con inclusiones, feldespatos de gran desarrollo, con perlitas y escasa alteración argílica. Las plagioclasas se presentan en menor proporción, la biotita tb es escasa y tiene algunos circones.	Análisis químico de elementos mayoritarios.
309	29° 15' 44" S 63° 56' 58" O	Camino a Sto. Domingo	Dique aplítico en granito, color rosado a blanco, textura equigranular fina. Se distinguen cristales de cuarzo y feldespatos con escasas motas de biotita.		
311	29° 23' 48" S 63° 59' 53" O	Camino a Lomitas Blancas	Granito grano mediano.		
312	29° 25' 40" S 63° 59' 14" O	Sud Lomitas Blancas	Granito, rosado de grano grueso.		
318	29° 15' 29.6" S 63° 56' 20.5" O	Camino a La Clemira.	Granitoide melanocrático de grano fino, tipo diorita o granodiorita.		
319	29° 18' 50.6" S 63° 59' 24.8" O	El Remanso, Cantera San José.	Hornfels con venillas de Qz pegmatoide.		
320	29° 18' 48.4" S 63° 59' 18.9" O	El Remanso, Cantera San José.	Pórfido con fenos de Qz y Feldespato, constituye un dique. Color rosa oscuro, con textura porfírica y pasta afanítica. Fenocristales de cuarzo y feldespatos.		
321	29° 18' 50.6" S 63° 59' 24.8" O	El Remanso, Cantera San José.	Areniscas, hornfels muestras con distintos grados de metamorfismo.		
322		La Clemira	Calcedonia y qz cristalino		
323 b		La Clemira	Brecha. Roca con textura pseudo porfírica, formada por una pasta de color castaño oscuro a negro, con clastos de variado tamaño de composición granítica, de sílice blanquecina textura sacaroides y de otra brecha donde se distinguen componentes como cuarzo y feldespato.	Clastos de sílice sacaroides con tex en mosaico de variados tamaños; de granito y de otra cataclasita. Cemento de óx Mn. Todo cortado por una venilla con acículas de óx Mn, Xs de Qz "en peine", cubiertos por ópalo y finalmente sílice mosaico y llameante.	RX: fibras finas, alta dureza color gris acero

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
324		La Clemira	Ópalo de color rosa oscuro a rojizo, junto con minerales de manganeso de diversas texturas, tales como botroidales, macizas y terrosas.	Dos venillas de óxidos que cortan ópalo de color rosado fuerte. Los minerales son de dos tipos: - formas rómbicas grandes (700- 800 µm), color blanquecino, reflectividad media, anisotropía marcada de gris a castaño (rosado). En los bordes y en fracturas del mineral aparecen 'manchas' negras pueden ser otro mineral más blando que no llega a pulirse bien. Ramsdellita, manganita? - La otra fase es fibrosa de color gris, tipo psilomelano, forman 'penachos'. Esta fase parece ser posterior a la antes descripta.	
325		La Clemira	Brecha color lacre. (Ex pórfido). Macroscópicamente pasta afanítica indiferenciada de color morado, con clastos de pequeño tamaño (hasta 5 mm) de feldespato, qz y sílice; algunas venillas rellenas con sílice.	Clastos subred de qz y FK (con pertitas) y escasa biotita. Matriz silíceea con tinte rojizo (óx de Fe) y cavidades con Qz tipo geodas. Venillas con óx de Mn. Clastos de otra brecha blanquecina con menor molienda, con sílice como cemento y Adularia.	
MJ 330		La Clemira	Muestras variadas. CL1: calcedonia; CL2: ópalo; CL 3: óxidos Mn.		Análisis químico Au + 36 elementos
MJ 332 b		La Clemira	Brecha tomada de escombrera. Presenta diferentes pulsos de fracturación y cementación. Clastos de sílice sacaroide, granito y de otra brecha previa; el cemento son óx de Mn fibrosos y coliformes, óx de Fe y sílice.	Clastos subredondeados de Qz, brecha y óx de Mn. Abundante sílice como cemento, con textura tipo mosaico en venillas con textura "en peine" (prisma y pirámide). Cavidades redondeadas con relleno de Qz; calcedonia escasa y adularia.	
MJ 332 c		La Clemira	Diferentes brechas.	Idem 332 b con algunas pátinas de óx férricos.	
338		La Clemira Norte.	Perfil I Pto. 0. Granito con venillas de Mn y sílice. Aproximadamente a unos 50 mts del a veta.	Cuarzo con textura gráfica, feldespatos con alteración argílica predominante y algo de sericita. Plagioclasas peritíticas. Bastantes fracturas con relleno de óxidos y cuarzo. Hay algunos circones en la biotita. Silicificación y adularia.	
339		La Clemira Norte.	Perfil I, pto 1 progresiva 21 mts. Granito con venillas de Mn y sílice.		
340		La Clemira Norte.	Perfil I, pto 2. Progresiva 25 mts, reventón de Qz pegmatoides.		
341		La Clemira Norte.	Perfil I, progresiva 38 m. Granito con venillas de Mn y sílice.	Cuarzo, feldespatos mirmequíticos y con exsoluciones. Alteración argílica muy importante y sericítica en menor proporción. Abundantes fracturas y venillas con óx de Mn.	
342		La Clemira Norte.	Perfil I, progresiva 50 mts. Esquirleo continuo a lo largo de 3,5 mts. en caja granítica con venas de Mn de hasta 15 cm de espesor y pátinas.		Análisis químico Au + 36 elementos
343		La Clemira Norte.	Perfil I, progresiva 51,50 mts. Esquirleo en veta a lo largo de 1,5 mts.	Se diferencian óxidos con aspecto plumoso con formas aciculares que irradian a partir de un punto central; <i>psilomelano</i> ? otros tipo "estrellitas" de 4 puntas. Reflectividad media, color gris claro, pleocroísmo muy leve y anisotropía marcada. (También están las "manchitas" negras, bastante mezcla con limonitas y/o sílice).	
344		La Clemira Norte.	Perfil I, progresiva 54,40 mts. esquirleo en caja noroeste.		Análisis químico Au + 36 elementos
345		La Clemira Norte.	Perfil I Pto. final. Granito.	Cuarzo, feldespatos mirmequíticos y con exsoluciones. Alteración argílica muy importante y sericítica en menor proporción. Abundantes fracturas y venillas en menor proporción.	
346		El Remanso- S.Jorge	Mena de Mn con baritina. De escombrera.		
365	29° 19' 00" S 63° 58' 31" O	La Clemira	Muestra de mena in situ, tipo brecha con mineral blanco, baritina??		Inclusiones fluidas
366	29° 19' 00" S 63° 58' 31" O	La Clemira	Granito de la caja pared Este, con cierta disolución y pátinas de óxidos de Mn.		
367	29° 18' 51" S 63° 58' 45" O	El Remanso- L. Clemira. Aprox. 4 m de prof.	Muestra in situ de mineralización tipo pirolusita (blanda y pulverulenta) y tipo ramsdellita cristales tabulares de alta dureza y color gris acero.	"a": Fase mineral separada para RX bajo lupa, óxido pulverulento, terroso de grano fino, puede estar un poco mezclado con óx de Fe. "b": óx Xlinos, formas tabulares de pequeño tamaño y alta dureza, algo mezclado con ópalo transp y negro.	Rayos X en mena.

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
368		La Clemira. Aprox a 4 mts de profundidad.	Mineralización muy pura, in situ tipo ramsdellita cristales tabulares de alta dureza y color gris acero y Qz.	Observación bajo lupa: óxidos con formas tabulares cortas, buen desarrollo Xlino. En parte mezclados con Qz y/o sílice.	Inclusiones fluidas + Crush leach. RX en mena.
369		La Clemira.	Mineralización muy pura, in situ tipo ramsdellita y Qz, aprox a 4 mts de profundidad.	Observación bajo lupa: óxidos con formas tabulares cortas, buen desarrollo Xlino. En parte mezclados con Qz y/o sílice.	Inclusiones fluidas + Crush leach. RX en mena.
370		La Clemira.	Muestra de la pared Oeste, brecha con clastos de granito de grano grueso y tipo aplita cementados con mineralización de Mn silíceo y baritina (recubierta en parte por ópalo). Profundidad 5-6 metros.	Lámina para IF con la que no se pudo trabajar bien. Se observan clastos de granito recubiertos por baritina y éstos a veces por cuarzo y ópalo.	Inclusiones fluidas. Crush leach
371A	29° 18' 47" S 63° 58' 52" O	El Remanso- L. Clemira. Granito caja oeste a 1,5 m de distancia de la veta principal.	Granito, textura granuda, grano grueso se distinguen grandes cristales de cuarzo y feldspatos. Pequeñas motas de biotita alrededor de las cuales se observan óxidos de hierro. Altamente silicificado.	Granito con intensa silicificación. Atravesado por venillas con sílice y adularia (hay Xs de gran tamaño hasta 1 mm). Los feldspatos del granito están argilizados y sericitizados; las biotitas también están alteradas.	
371B	29° 18' 47" S 63° 58' 52" O	El Remanso- L. Clemira. Granito caja oeste a 1,5 m de distancia de la veta principal.		Granito con silicificación y cristales de Adularia. Los feldspatos están argilizados y sericitizados; la Biotita Tb está alterada.	
372		El Remanso- L. Clemira. Perfil rumbo N 40° a 30 m de 371.	Granito fresco de grano grueso. Color rojizo dado por los feldspatos, grandes cristales de cuarzo equigranulares.	Granito con Fel pertíticos argilizados, aparecen Xs de plagioclasas con sericitización. Las Biotitas están desferritizadas. Muy fracturado y con venillas de óxidos de Mn. Pequeña venilla de sílice con Xs de adularia.	Análisis químico de elementos mayoritarios.
373		El Remanso- L. Clemira. Perfil, punto 3 a 20 m de 372.	Granito fresco.	No se observa silicificación. Las biotitas si bien son escasas, están un poco alteradas Cloritas? y presentan algunos Xs de circón.	Análisis químico de elementos mayoritarios.
374		El Remanso- L. Clem	Perfil, punto 4 a 20 m de 373. (Visual a 3 N80°). Granito.	Granito con por lo menos dos generaciones de Xs, entre los granos de mayor tamaño (Qz-Feld) crecen pequeños granos de Qz con textura gráfica.	
375	29° 18' 49" S 63° 58' 58" O	El Remanso- L. Clem	Perfil, punto 5 a 40 m de 374. (Visual atras N60°) Granito con pátinas de óxidos de Fe.	Granito de grano muy grueso, con argilización.	
801		El Remanso- L. Clem	Corte B labor 1. Muestra in situ de brecha III con clastos de granito, pórfido y mineralización cementados por mineralización silicificada con algunas venas más puras. Se obs. ramsdellita y mineral blanco tapizado por ópalo transparente. Pulido.	Fase separada para RX: óx de color gris oscuro de grano fino, alta dureza (silicif?) aspecto fibroso, con textura cocarda que rodea clastos de granito y a su vez está rodeado por los óx pulverulentos; Tb se lo encuentra solo como clasto.	RX
802		El Remanso- L. Clem	Rajo Sur. Sílice sacaroide con baritina y pequeños Xs superficiales de calcita ?		
803		El Remanso- L. Clem	100 mts al Norte del pto anterior, sílice sacaroide con Xs de calcita en cavidad, tomada de escombrera.		Inclusiones fluidas y ¹² C
804	29° 16' 09" S 63° 57' 45" O	Sunchales. Rajo I, tramo 2	Muestra in situ, brecha con clastos de granito redondeados y cementados con mineralización y sílice, baritina como ganga apatentemente rellenando cavidades y otro material tipo jaboncillo.		Inclusiones fluidas
805		Sunchales. Rajo I, tramo 2.	Muestra de granito de la caja de la veta con venillas rellenas con fluorita y también en forma superficial microcristalina, de color violeta.		
806		Sunchales. Rajo I, tramo 2.	Granito de caja, fresco. Color rosado a rojizo, grano grueso, formado por cristales de cuarzo y feldespato junto con pequeños agregados de biotita.	Los feldspatos están sumamente alterados, en los bordes del Qz hay crecimiento de feldspatos con mirmequitas .	
807	29° 16' 04" S 63° 57' 44" O	Sunchales	Granito equigranular fresco, a 50 mts de 806 en dirección NW.	Tiene dos poblaciones de tamaño de grano bien diferenciadas. Los minerales que componen ambas fracciones son cuarzo, ortosa y plagioclasas (Ab- Olg).	Análisis químico de elementos mayoritarios.
808		Sunchales	Granito a 50 m del pique c 10.	Roca de grano grueso, textura granuda en parte "en tabique" en la que agregados de microcristales cementan porfirocristales; esto representa una protoclasis o comienzo de cataclasis. Los minerales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita. Los feldspatos suelen estar zonados y son mayormente micropertíticos. También hay pequeñas mirmequitas. Los opacos se encuentran en baja proporción y se trata de óxidos de hierro. Como minerales accesorios se reconocieron apatita y circón.	

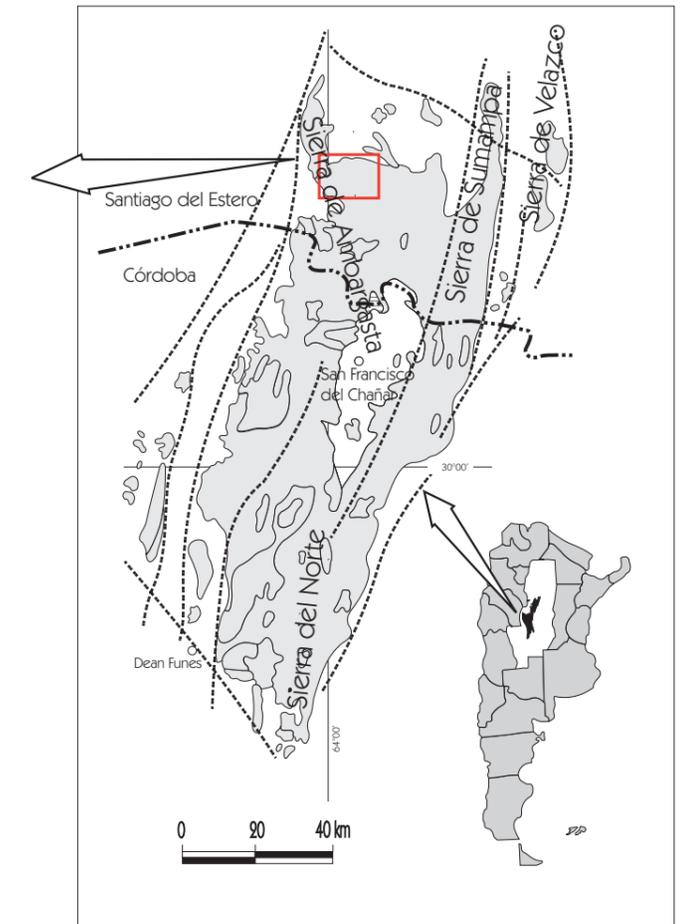
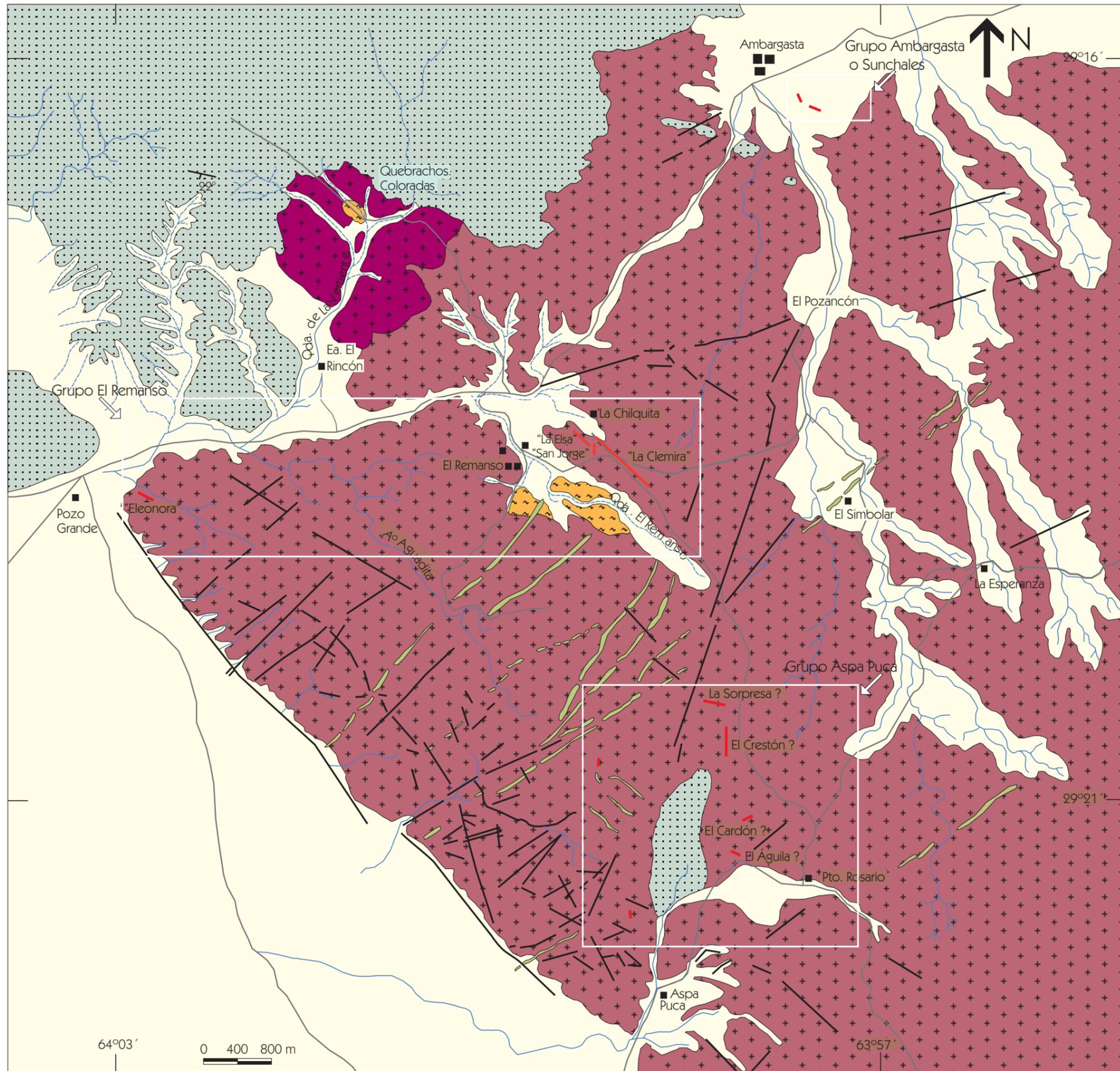
Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
809		Sunchales. Rajo I, tramo 2.	Muestra in situ de mena con bastantes clastos de brecha y granito, cementados con óxidos de Mn con sílice y como relleno de cavidad Baritina.		RX, arcillas entre planos de clivaje de calcita.
810	29° 14' 13" S 63° 55' 26" O	Sto. Domingo	Arenisca de la F. La Puerta.		
811	29° 16' 26" S 63° 58' 09" O	Perfil Sunchales-Clemira.	Afloramiento aplita de grandes dimensiones.	Se compone esencialmente de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas que en total constituyen más del 80 % de la roca. Tamaño promedio de los granos 320 µm. La biotita se presenta en proporción inferior al 3 %.	
812	29° 17' 18" S 63° 58' 15" O	Perfil Sunchales-Clemira.	Afloramiento reducido de granito de grano grueso a 2,5 Km de La Clemira.	Granito de grano muy grueso. Los componentes mayoritarios son cuarzo, FK y plagioclasas. Los FK son micropertíticos y tienen alteración argílica. La pg tienen generalmente alteración sericitica. Las biotitas son muy escasas y están alteradas a cloritas y desferritizadas.	Análisis químico de elementos mayoritarios.
813	29° 18' 28" S 63° 58' 46" O	Perfil Sunchales-Clemira.	Granito a unos 500 m de La Clemira.	Granito de grano muy grueso. Los componentes mayoritarios son cuarzo, FK y plagioclasas de composición albita - oligoclasa. Los FK están fuertemente alterados a arcillas. La pg tienen generalmente alteración sericitica. Las biotitas se presentan en proporción inferior al 3% y están alteradas a cloritas y desferritizadas.	
814	29° 18' 56,4" S 63° 58' 33,9" O	La Clemira. Rajo al Sur del 5B.	Muestra in situ de brecha con pátina de calcita por encima del ópalo. Es una calcita muy superficial parece mas reciente.		
815	29° 19' 22,2" S 64° 02' 41" O	Pozo Grande. Mina Eleonora.	Relleno de veta, formada por brecha con clastos de granito y Mn como costra delgada.		RX, Mn terroso, muy negro dureza 1, tipo pirolusita.
816		Pozo Grande. Mina Eleonora.	Aplita caja Norte de la veta a unos 15 mts del rajo. Roca de color grisáceo a blanquecino, formada por agregado equigranular de		
817		Pozo Grande. Mina Eleonora.	Granito de grano medio con "cumulatos" de biotita, caja sur a unos 90 mts del rajo.	Se trata de un granito de grano grueso, similar al de la zona este. Los minerales que lo componen son cuarzo, feldespato potásico micropertítico, fuertemente argilizado. Las plagioclasas, predominantemente albita, se encuentran con una importante sericitización. También se encuentran biotitas en escasa proporción.	Análisis químico de elementos mayoritarios.
818	29° 18' 36,2" S 63° 59' 23,6" O	Veta San Jorge.	Baritinas in situ, cristales tabulares crecidos en cavidades.	Se observa un tipo de textura desarrollada entre los bordes de cristales vecinos formada por granos de cuarzo y plagioclasa redondeados como si fueran producto de una molienda.	Crush leach.
819	29° 18' 27" S 63° 59' 13" O	El Remanso La Clemira Norte	Brecha con mineralización de Mn como cemento. Pulido.		
820	29° 18' 41" S 63° 58' 57" O	La Clemira. Pto C 48	Concentrados de óxidos de Mn que cementan la brecha de la pared sur del rajo.		
821	29° 18' 41" S 63° 58' 57" O	La Clemira. Pto C 48	Concentrados de óxidos de Mn de la venilla ubicada entre el plano de falla y la brecha de la pd. sur del rajo.		
822	29° 18' 41" S 63° 58' 57" O	La Clemira. Pto C 49	Concentrados de óxidos de Mn de la pared norte (pedazos).		
823	29° 18' 42,5" S 63° 58' 56,5" O	La Clemira. Pto. LACLE	Granito con silicificación. Perfil, pto 1.	Brecha formada por clastos de sílice sacaroidea de textura mosaico grueso, de granito y de brecha tipo I, cementados por óx de Mn. Como evento posterior se observa una venilla rellena con variedades de sílice: qz en peine, ópalo, tex mosaico y llameante.	Análisis químico de elementos mayoritarios.
824		La Clemira	Perfil pto 2, distancia 15 mts de 823. Granito bastante fresco.	Granito compuesto por cuarzo, feldespatos micropertíticos, plagioclasas de composición albita- oligoclasa. Como minerales máficos se encuentra biotita en proporción menor al 3% y suele estar desferritizada. Las alteraciones observadas son una importante argilización de los feldespatos y sericitización de las plagioclasas.	
825		La Clemira	Perfil pto 3, distancia 25 mts de 824.	Brecha formada por clastos de roca granítica y de otra brecha anterior en un cemento transparente formado por sílice y algunos cristales de adularia.	

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
826	29° 21' 31" S 63° 58' 12" O	Sur este de La Clemira	Afloramiento de arenisca a unos 500 mts del camino, es una cuarcita de grano fino a medio con alto grado de redondeamiento de los granos.		
827		Zona de diques al sur de La Clemira	Cuerpo riolítico Rb 230°.		
828	29° 20' 38" S 63° 58' 52,7" O	Veta Bienvenida??	Muestra in situ del filón central y otros más pequeños de mineral de Mn ubicado sobre la pd SE de la veta.		
829	29° 20' 38" S 63° 58' 52,7" O	Veta Bienvenida??	Muestra del granito en la veta ubicado al este de la misma. Aparentemente con silicificación.	Granito con textura granuda media, foramdo en más de un 40% por cuarzo anhedral con extinción ondulante, FK con alteración argílica y en menor proporción plagioclasas con alteración sericitica y maclas polisintéticas. Silicificación leve.	
830	29° 18' 39,6" S 63° 58' 58,9" O	La Clemira, rajo antes de la tranquera.	Muestra de un puente, con mineral botropidal en forma de clastos de color gris acero (goetita?) cementados por ópalo negro y/o Mn tipo ramsdellita. Tb hay clastos de granito y de brecha y pequeñas cavidades con Qz ?		
831	29° 18' 39,6" S 63° 58' 58,9" O	La Clemira, rajo antes de la tranquera.	Pared oeste del mismo puente con mineralización más concentrada y diferentes óxidos.		
832	29° 18' 39,6" S 63° 58' 58,9" O	La Clemira, rajo antes de la tranquera.	Pared este del mismo puente, granito con venillas anastomosadas de minerales de Mn.		
833	29° 18' 39,6" S 63° 58' 58,9" O	La Clemira, rajo antes de la tranquera.	Brecha de la escombrera, matris sílicea de color rosado a blanquecino, clastos de granito poliminerale.		
834	29° 18' 39,6" S 63° 58' 58,9" O	La Clemira, rajo antes de la tranquera.	Brecha de la escombrera. Cemento con variedades de ópalo y óxidos de manganeso.		
835	29° 18' 42,9" S 63° 58' 51,8" O	La Clemira, rajo al Este pasando el campamento.	Muestra de veta mineralizada in situ.		
836	29° 18' 56" S 63° 58' 40,8" O	La Clemira	Granito a unos 27,5 mts de la veta.	Se trata de un granito de grano grueso. Los minerales que lo componen son cuarzo, feldespato potásico micropertítico, fuertemente argilizado. Las plagioclasas, predominantemente albita, se encuentran con una importante sericitización. Los minerales máficos reconocidos son biotitas. Se observa un tipo de textura desarrollada entre los bordes de cristales vecinos formada por granos de cuarzo y plagioclasa de menor tamaño como si fueran producto de una molienda (textura en tabique).	
837		La Clemira.	Muestreo de mena in situ con clastos de granito y Mn terroso. Profundidad aprox 35 mts.		
838		La Clemira.	Clasto de granito que forma parte de la brecha invadido por fluidos síliceos. In situ.		
839		La Clemira.	Diferentes brechas y sílice sacaroides. ESCOMBRERA.		
840	29° 19' 02" S 63° 58' 28" O	La Clemira.	Oxidos de Fe que forman un bolsón y que a su vez brechan clastos de Mn. In situ.		
841		La Clemira.	A) Mineral de Mn con abundante sílice. B) mineral de Mn terroso.		
842		La Clemira. Ultimo rajo.	Mena in situ, profundidad aprox 15-20 mts. minerales terrosos y otro de mayor dureza con clastos de roca de caja.		
843		La Clemira. Dos piques finales.	Escombrera: A) Calcitas; B) Goethitas; C) Brecha con clastos de Mn cementados por óx de Fe.		
844	29° 18' 31" S 63° 59' 23" O	La Chilquita. Veta La Elsa.	Perfil en roca de caja (hacia el oeste) a 60 mts de la veta, granito con algunas venillas de sílice.	Granito con textura granuda media, foramdo en más de un 40% por cuarzo anhedral con extinción ondulante, FK con alteración argílica y en menor proporción plagioclasas con alteración sericitica y maclas polisintéticas. Silicificación leve.	
845		La Chilquita. Veta La Elsa.	Perfil en roca de caja (hacia el oeste) a 45 mts de la veta, granito un poco meteorizado, con algunas diferenciaciones texturales con tendencia aplítica.		

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
846	29° 18' 27" S 63° 59' 19" O	La Chilquita. Veta La Elsa.	Perfil en roca de caja hacia el este a unos 70 mts (Rb N45°) granito fresco con vinillas de 1 mm con Mn y venas de qz.	Granito de grano grueso, mayoritariamente compuesto por cuarzo anhedral, ortosa y plagioclasas con maclas polisintéticas y fuerte alteración argílica. La biotita se presenta en escasos y pequeños cristales tabulares.	Análisis químico de elementos mayoritarios.
847	29° 18' 27" S 63° 59' 19" O	La Chilquita. Veta La Elsa.	Venas de sílice en el granito, orientación N 20°. En partes se observan fases más calcedónicas u opalinas y hacia el centro de la vena Xs de qz tipo diente de perro. Tb presenta huecos romboidales e irregulares a veces rellenos con óx de Fe.	Compuesto fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas. Biotitas flexuradas y como mineral accesorio se observa abundante apatita. No se observa silicificación, pero en los bordes de algunos cristales de feldespato parece haber desarrollo de cristales de adularia.	
848	29° 18' 23" S 63° 59' 28" O	La Chilquita, unos 200 m al SW de la Escuela.	Cavidades miarolíticas en el granito con Xs de Qz.		
849		San Jorge	Filón aplítico con cavidades rómbicas y aparentemente vueltas a rellenar con sílice. Episenita??		
850	29° 20' 57" S 63° 57' 57" O	Al sur de La Clemira	Areniscas cuarzosas, con estratificación.		
851	29° 20' 32" S 63° 57' 41" O	Al sur de La Clemira	Vetas encontradas, posiblemente Lomitas limpias?? Minerales de mena tomados de escombrera.		
852	29° 18' 02" S 63° 59' 31" O	Norte de La Chilquita.	Venilla de Qz de 2 cm espesor y Rb 205° en granito, el granito parece estar silicificado.		
853	29° 17' 50" S 63° 59' 35" O	Norte de La Chilquita.	Granito de grano muy grueso y rico en biotita.		
854	29° 17' 41" S 63° 59' 41" O	Norte de La Chilquita LMK 10	Granito de grano fino con tendencia porfiroide.		Análisis químico de elementos mayoritarios.
855	29° 19' 20" S 63° 55' 53" O	Cerca Esc. Isla Verde LMK 16.	Granito donde se tomaron diaclasas. Cortado por filones aplíticos y partes pegmatoides.		
856	29° 19' 44" S 63° 56' 15" O	Escuela Isla Verde LMK 19	Granito de grano fino rico en biotita, equigranular.		
857	29° 19' 16" S 63° 56' 36" O	La Esperanza LMK 21	Granito fresco de grano fino.		Análisis químico de elementos mayoritarios.
858	29° 19' 10" S 63° 56' 43" O	Oeste de La Esperanza LMK 22	Zona de contacto entre granito fino y grueso. "A" grano fino; "B" grano grueso.		
859	29° 18' 41" S 63° 56' 59" O	El Simbolar LMK 25	Dique riolítico ubicado al norte, ancho total 25 m. Rb. 223°. A: borde SE; B: parte central; C: borde NW.		
860	29° 18' 45" S 63° 56' 58" O	El Simbolar LMK 24.	Dique riolítico ancho total 20-25 m. Rb. 227°. A: borde NW; B: parte central; C: borde SE.		
861	29° 17' 33" S 63° 57' 17" O	Norte de El Simbolar. LMK 27	Granito rico en biotita, con cavidades y planos rellenos de baritina. Pátinas de ox. Mn y Fe. Sílice.		
862	29° 19' 45" S 63° 57' 33" O	SE El Remanso. LMK 32	Pegmatita de 4 mts. Diámetro, Xs de qz y Feld entre 6 y 40 cm,		
863	29° 19' 45" S 63° 57' 33" O	SE El Remanso.	Filón granítico con brechamineto Rb. 334°, ancho 20 cm. Silicificado??		
864	29° 19' 42" S 63° 57' 36" O	SE El Remanso. LMK 33 Bienvenida??	Granito grano medio a fino con algunas venillas cuarzosas y reventones pegmatíticos.		
865	29° 19' 42" S 63° 57' 36" O	SE El Remanso. LMK 36 Bienvenida??	Esquirleo en filón de sílice, espesor 35 cm Rb. 310°.		
866	29° 17' 53" S 64° 01' 12" O	Ea. El Rincón LMK 43	Tonalita con una "pátina" de anfíboles?? Hb??		
867	29° 17' 48" S 64° 01' 16" O	Ea. El Rincón LMK 44	Tonalita, cerro alto. Textura granuda medio color verde oscuro.	Roca de textura granuda, formada por cristales de cuarzo, plagioclasas formando maclas polisintéticas levemente argilizadas y algunos feldespatos. Se observan anfíboles y biotitas.	Análisis químico de elementos mayoritarios.
868	29° 18' 26" S 63° 59' 47" O	NW El Remanso LMK 45	Granito de grano grueso, afloran en las primeras lomas de la subida a El Remanso.		
869	29° 18' 33" S 63° 59' 49" O	NW El Remanso LMK 46	Granito, zona idem anterior, fresco para petro y geoqca.		Análisis químico de elementos mayoritarios.
870	29° 18' 53" S 64° 01' 54" O	Camino a Pozo Gde. LMK 47	Granito de grano fino.		

Código	Coordenadas	Ubicación	Descripción campo	Descripción microscópica	Observaciones
871	29° 18' 31" S 63° 59' 28" O	Norte de S. Jorge LMK 75	Veta de sílice Az. 350°.		
872	29° 18' 31" S 63° 59' 28" O	Norte de S. Jorge LMK 75	Granito caja de la vetita 871.		
873	29° 18' 32" S 63° 59' 27" O	Norte de S. Jorge LMK 76	Granito silicificado?? En la zona hay venillas tipo milonita color morado.		
874	29° 19' 01" S 63° 58' 30" O	La Clemira. LMK 59	Mena in situ prof 6 mts. Filón de Mn e/ 5 y 10 cm.		
875	29° 18' 57" S 63° 58' 36" O	La Clemira. LMK 62	Rajo en "T". Brecha de color morado, con venillas de SiO ₂ , cavidades con calcita? De grano muy fino.		
876	29° 18' 57" S 63° 58' 36" O	La Clemira. LMK 62	Rajo en "T". Brecha con clastos de granito y cemento de Mn.		
877	29° 18' 57" S 63° 58' 36" O	La Clemira. LMK 62	Rajo en "T". Mena de Mn pura, filón 10 cm de ancho. Mineral blando y terroso.		
878	29° 18' 57" S 63° 58' 36" O	La Clemira. LMK 62	Rajo en "T". Brecha color morado, muy sílicea con cavidades rellenas con SiO ₂ ?? Con venillas de Mn. Otra vena de brecha mtz. Negra.		
879	29° 18' 57" S 63° 58' 36" O	La Clemira. LMK 62	Rajo en "T". Granito silicificado, tiende a milonita.		
Man 4/6		Veta La Clemira sector centro			
CL 97/2		Veta La Clemira sector centro	Muestra de venilla mineralizada limitada hacia un lado por un bloque de roca de caja, y hacia el otro una brecha de clastos de roca de caja y óxidos de Mn.	La venilla mineralizada es rica en criptomelano y en menor medida ramsdellita?. También se diferenció otra fase de minerales de color gris, con hábito fibroso que irradian desde un centro, extinción llameante posiblemente psilomelano?	Análisis por microsonda electrónica.
Sun 2	29° 16' 06" S 63° 58' 07" O	Sunchales	Veta de óxidos de manganeso.	Diferentes fases minerales, cristales rómbicos, con parting perpendicular a su eje mayor, color blanco leve anisotropía blanco-amarillo pálido. Otra fase es fibrosa acicular, intercrecida con minerales transparentes. Otra fase son fibras delgadas que irradian de un centro, color blanco, baja reflectividad y anisotropía en los tonos de grises.	Análisis por microsonda electrónica.
Sun 4	29° 16' 06" S 63° 58' 07" O	Sunchales	Veta de óxidos de manganeso.	Predomina una fase blanquecina, de alto poder reflector con buena superficie de pulido. También se observan fibras delgadas y cristales en forma de prisma tipo ramsdellita.	Análisis por microsonda electrónica.
Sun 5	29° 16' 06" S 63° 58' 07" O	Sunchales	Veta de óxidos de manganeso.	Cristales de forma romboidal determinados como ramsdellita, presentan muy buen clivaje, pleocroismo leve y anisotropía desde gris medio a blanco amarillento. Otra fase presente es un mineral fibroso, pleocroico en tonalidades amarillas y muy anisótropo, podría tratarse de pirolusita. Además se determinó la presencia de criptomelano, con muy buena calidad de pulido y habito botroidal.	Análisis por microsonda electrónica.

Figura 3.1 MAPA GEOLÓGICO ZONA DE ESTUDIO



Referencias

- | | | | | |
|--|--|--------------------------------|--------------------|--------------|
| | Depósitos cuaternarios | | | |
| | Areniscas y conglomerados
Fm. La Puerta | } Carbonífero
Pérmico | | Lineamientos |
| | Diques hipabisales graníticos
Fm. Oncán | | } Ordovícico | |
| | Granito Ambargasta | } Proterozoico sup
Cámbrico | | |
| | Tonalita Quebrachos Colorados | | } Proterozoico sup | |
| | Hornfels La Clemira | | | |

Referencias

-  Depósitos cuaternarios
-  Areniscas y conglomerados Fm. La Puerta
-  Diques hipabisales graníticos Fm. Oncán
-  Granito Ambargasta
-  Tonalitas Quebrachos Colorados
-  Hornfels La Clemira
-  Lineamientos
-  Vetas de Manganeso
-  Cursos fluviales permanentes y temporarios
-  Camino
-  Poblaciones
-  Muestra petrográfica
-  Muestra an. químico

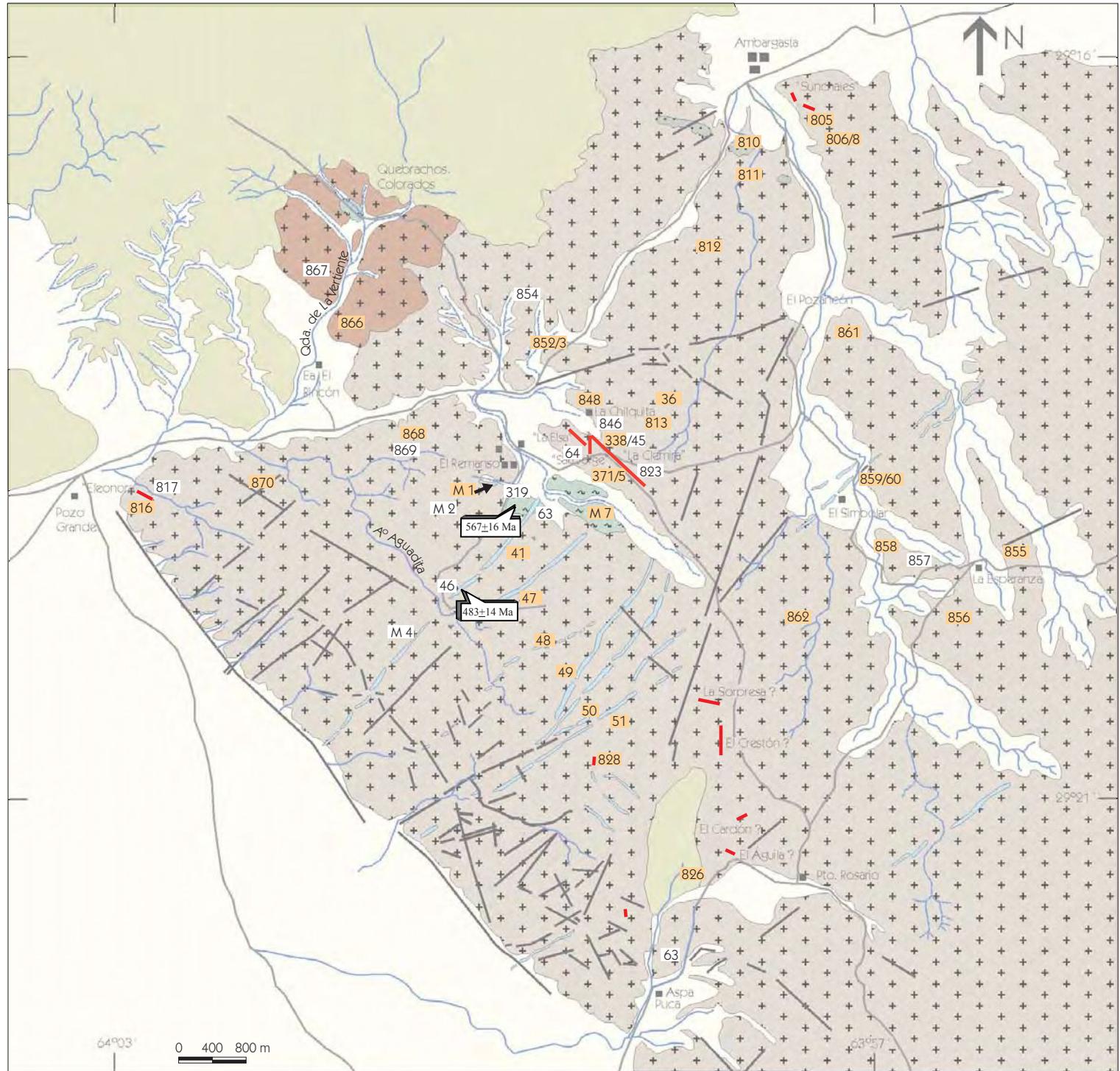


Figura 3.2 Muestreo realizado en las unidades geológicas de la zona de estudio.

Figura 3.25. Mapa a escala local donde se muestra la distribución de las vetas mineralizadas del Grupo minero El Remanso.

