Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis de Grado

Geología del Dique Riolítico El Pértigo y sus alrededores, Sierra Norte de Córdoba

Juárez, Pablo Daniel

2016

Este documento forma parte de las colecciones digitales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en bibliotecadigital.exactas.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the digital collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in bibliotecadigital.exactas.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Juárez, Pablo Daniel. (2016). Geología del Dique Riolítico El Pértigo y sus alrededores, Sierra Norte de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001099_Juarez

Cita tipo Chicago:
Juárez, Pablo Daniel. "Geología del Dique Riolítico El Pértigo y sus alrededores, Sierra Norte de Córdoba". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2016.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001099_Juarez

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. **Contacto:** bibliotecadigital.exactas.uba.ar
Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Departamento de Ciencias Geológicas

GEOLOGÍA DEL DIQUE RIOLÍTICO EL PÉRTIGO Y SUS ALREDEDORES, SIERRA NORTE DE CÓRDOBA

Trabajo Final de Licenciatura

Pablo Daniel Juárez

Director: Dr. PABLO RODRIGO LEAL

Codirector: Lic. GUILLERMO ARTURO COZZI

2016

ÍNDICE

Agradecimientos

Resumen 1

Introducción 2

Capítulo 1: Datos generales del área de estudio 3

1.1 Ubicación 3
1.1.1 Ubicación Geográfica 3
1.1.2 Ubicación Geológica 5
1.2 Antecedentes 6
1.3 Metodología 6

Capítulo 2: Marco Geológico Regional 8

2.1 Estratigrafía 8
2.1.1 Precámbrico superior-Paleozoico inferior 8
2.1.2 Paleozoico 11
2.1.2.1 Cámbrico 11
2.1.3 Cenozoico 18
2.1.3.1 Holoceno superior 18
2.2 Historia Geológica 18
2.3 Geomorfología 19
2.4 Estructura 21
2.4.1 Estructura regional 21
2.4.2 Estructura local 22

Capítulo 3: Petrografía 24
3.1 Introducción 24
3.2 Características petrográficas 27
Granodiorita Tres Lomitas 27
Lamprófiros Sierra Norte 28
Pórfido dacítico Los Burros 30
Dique Riolítico El Pértigo 32

Formación Puesto de los Caminos 34
Xenolitos 35
3.3 Conclusiones Parciales 37

Capítulo 4: Geoquímica 39
4.1 Metodología 39
4.2 Geoquímica de la Formación Puesto de los Caminos 40
4.2.1 Geoquímica de elementos mayoritarios 41
4.2.2 Geoquímica de elementos traza 43
4.3 Geoquímica del Dique El Pértigo y de la unidad Pórfido Dacítico Los Burros 44
4.3.1 Geoquímica de elementos mayoritarios 44
4.3.2 Geoquímica de elementos traza 46
4.4 Consideraciones parciales sobre la geoquímica de la roca 47

Capítulo 5: Discusiones y Conclusiones 50

Bibliografía 53

Apéndice I: Mapa Geológico sobre adjunto al final de la tesis
Apéndice II: Perfil 58
Apéndice III: Descripciones Petrográficas 60

AGRADECIMIENTOS

A mi país por la Universidad de Buenos Aires gratuita y pública.

A la Universidad de Buenos Aires y a todos sus trabajadores por constituirla.

A los docentes del Departamento de Ciencias Geologías, a los que tuve por aquellos años y por éstos.

Al SEGEMAR y a todos mis entrañables compañeros.

A Pablo Rodrigo Leal por su docencia ejemplar, por su integridad humana y por esa forma tan cristiana de ser mí amigo.

A Guillermo Arturo Cozzi por ser mi jefe compañero.

A Diana Mutti por la profundidad de su comprensión.

A Marcelo Dalponte y a todos mis compañeros de la delegación Viedma del SEGEMAR.

A Roberto Miró por acompañarnos en la campaña y bridarnos su conocimiento sobre área.

A mis padres por su amor y esfuerzo demostrado con su apoyo a lo largo de toda mi vida.

A mis hermanos por ser.

A mi familia en Buenos Aires por sus distintos modos de contención desde siempre.

A todos mis amigos y amigas.

A mis amores Bruno, Manuel y Laura.

RESUMEN

En la Sierra Norte de Córdoba, más específicamente en las Sierras de Ambargasta, en el área comprendida entre 29º51'49" y 29º56'6'' de latitud sur y los 64º10'35'' y 64º16'26'' de longitud oeste, se encuentran algunos de los remanentes del antiguo arco magmático pampeano. Dada su diversidad litológica y la falta de estudio en detalle, el objetivo de este Trabajo Final de Licenciatura es aportar al entendimiento de los distintos eventos geológicos que dieron origen a las rocas plutónicas y subvolcánicas que allí afloran, establecer su relación con la Orogenia Pampeana, esclarecer la secuencia estratigráfica y determinar posibles anomalías minerales.

Sobre la base de los resultados obtenidos la historia magmática de la región debió comenzar con el emplazamiento de la Granodiorita Tres Lomitas. Con posterioridad este basamento de carácter plutónico debió ser parcialmente exhumado para que sobre el mismo se intruyan los cuerpos de morfología y texturas hipabisales. A partir de sus relaciones de contactos y su impronta geoquímica resulta evidente que la Riodacita Los Burros debió preceder a la intrusión del dique El Pértigo. Durante la etapa póstuma de la orogenia Pampeana (cámbrico superior), se emplazaron pequeños plutones que en el área de estudio están representados por el dique anular perteneciente a la formación Puesto de los Caminos.

En cuanto a la geoquímica, las rocas graníticas del área presentan la misma impronta subalcalina que caracteriza al basamento ígneo de la región, y son rocas peraluminosas con una suave tendencia a la peralcalinidad, mientras que las rocas extrusivas, muestran el carácter calcoalcalino de alto potasio que poseen las rocas de la Formación Los Burros, las rocas de la Formación Oncán y las del Dique Riolítico El Pértigo.

Pese a la importante actividad ígnea que sufrió la comarca, no se hallaron evidencias de actividad hidrotermal o manifestaciones de manganeso similares a las encontradas en regiones aledañas.

INTRODUCCIÓN

En el extremo norte de la Provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero se levantan sobre la meseta Pampeana, un conjunto de sierras que se agrupan bajo el nombre de Sierra Norte de Córdoba. La particularidad de esta porción de las Sierras Pampeanas es que en ella se concentra toda la actividad magmática que se produjo por la aproximación y posterior colisión entre el terreno de Pampia y el Cratón del Río de La Plata. Dada la extensión de estas sierras, el estado de preservación de las rocas, la extensa cubierta regolítica y el espeso monte que tapiza la mayoría de los bajos, aún existen interrogantes sobre la diversidad de eventos ígneos presentes y las anomalías minerales que esta orogenia produjo.

Con una visión geológica regional se aborda el siguiente Trabajo Final de Licenciatura y, puesto que se lo hace a una escala de detalle, se procura aportar al entendimiento de los distintos eventos que dieron origen a las rocas plutónicas y subvolcánicas del Cámbrico, aflorantes en el área de estudio; caracterizar su petrografía y la geoquímica de las facies más importantes, y establecer su relación con la Orogenia Pampeana y con los eventos posteriores, para poder esclarecer la secuencia estratigráfica. En forma paralela se dedicó especial atención al mapeo de cada unidad en búsqueda de cualquier anomalía mineral que pudiera constituir un recurso para la comarca.

Para esto, en el Capítulo 2, se muestra el marco geológico regional basado en antecedentes del área. En el Capítulo 3 se describe la petrografía de las unidades más características, y en base a esto se identifican formaciones aflorantes en el área de estudio y sus diferencias particulares. En el Capítulo 4 se analiza la impronta geoquímica de las formaciones cuya petrografía no permite diferenciarlas. Se analiza la composición química de las unidades más importantes, con el fin de establecer discriminadores composicionales y determinar el ambiente de formación de cada una. Finalmente, en el Capítulo 5, se analizan las discusiones y las conclusiones a las que se puede arribar a partir de los resultados obtenidos.

DATOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

En este capítulo se indica la ubicación del área de estudio y se resumen sus características geográficas y geológicas más importantes, usando como base los antecedentes geológicos. Al mismo tiempo, se enumeran los objetivos del presente Trabajo Final de Licenciatura y se explican las metodologías y las técnicas utilizadas para alcanzarlos.

1.1. Ubicación

1.1.1 Ubicación geográfica

La zona de estudio se encuentra al noroeste de la Provincia de Córdoba, a 75 kilómetros hacia el norte de Deán Funes, en el Departamento de Sobremonte, cuya localidad cabecera es San Francisco del Chañar. El poblado más cercano se denomina Chuña Huasi y está a unos 8 kilómetros al sudeste. Como referencias locales se pueden mencionar el puesto de la familia Contreras, ubicado entre la zona de estudio y Chuña Huasi, y la Estancia El Jarillal, ubicada dentro del área de estudio. Sus límites geográficos se encuentran entre los 29º51'49" y 29º56'6'' de latitud sur y los 64º10'35'' y 64º16'26'' de longitud oeste (Fig. 1.1).

Las vías de acceso desde la Ciudad de Deán Funes son dos, una desde el flanco este por la Ruta Provincial Nº 16 hasta el cruce con la Ruta Provincial Nº 18 hacia San Francisco del Chañar, pasando San Pedro Norte, 7 Km desvío a la izquierda a 3 Km poblado Chuña Huasi y desde allí por el camino zonal a Estancia El Jarillal, límite sureste del área de estudio. La otra posible es desde el flanco oeste por la Ruta Provincial Nº 60 hasta Quilino y desde allí camino zonal pasando el poblado Isla de San Antonio unos 6 Km, luego distintos caminos de estancias nos permitirían el acceso a la zona (Fig. 1.2). Aquí cabe destacar que muchos de esos caminos son privados y todos los esfuerzos por conseguir permiso, en esta oportunidad, no fueron fructíferos.

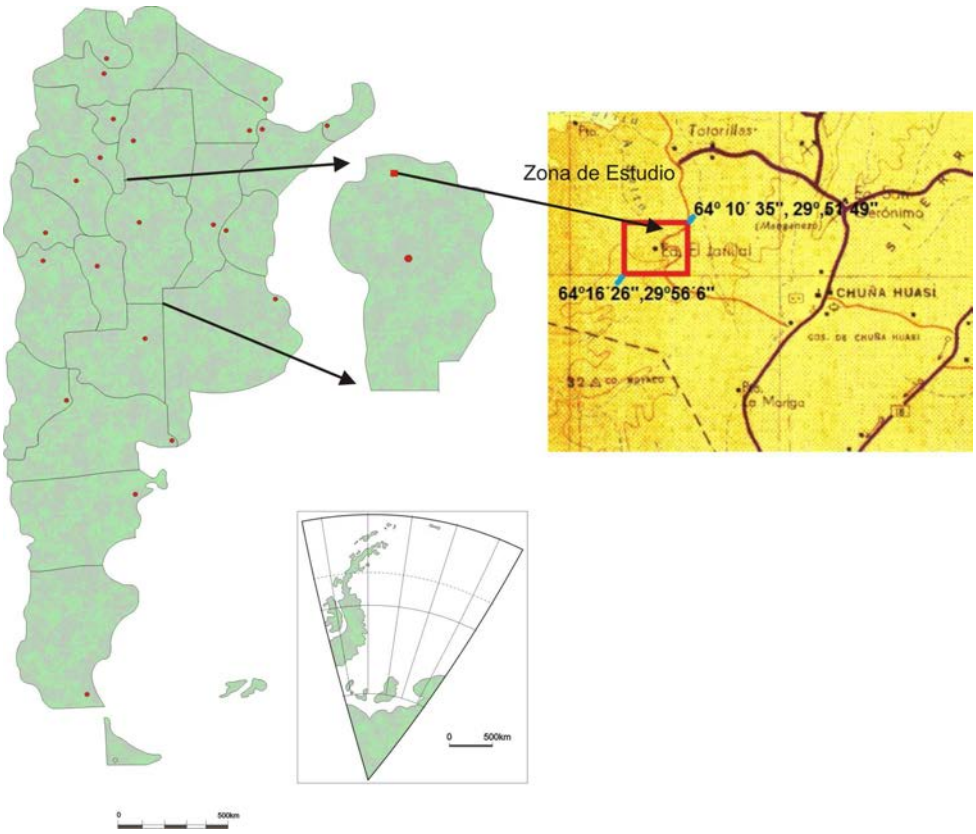


Figura 1.1: Mapa de ubicación sobre el mapa topográfico de la zona (IGM-1980).

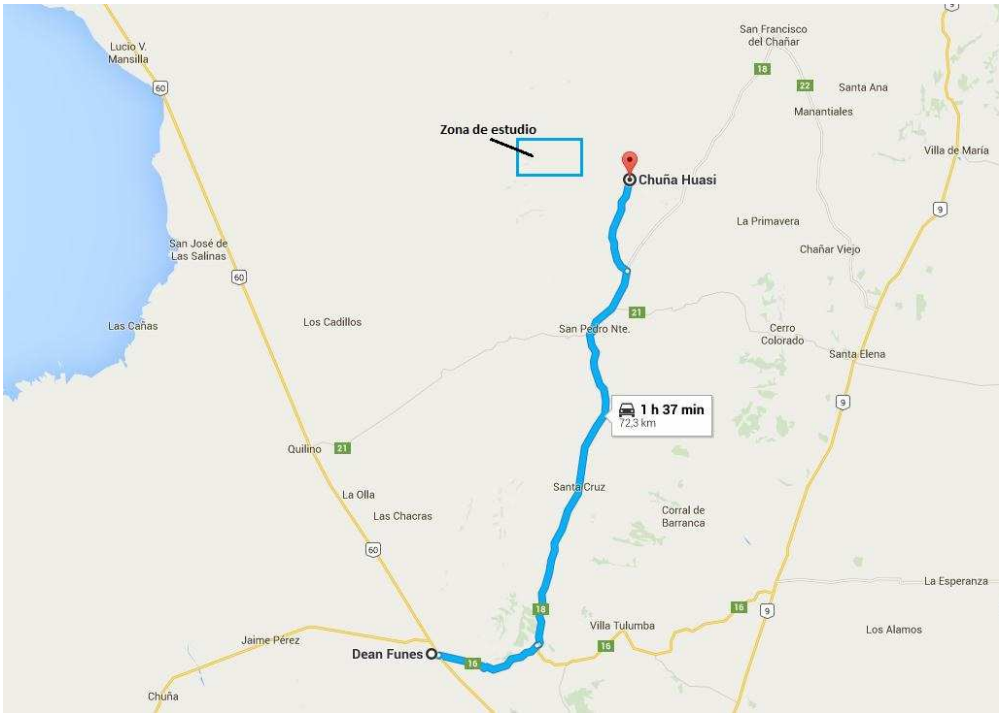


Figura 1.2: Mapa de la ruta de acceso a la zona de estudio.

1.1.2 Ubicación geológica

En términos geológicos, el área de estudio está ubicada en el sector central de la Sierra Norte perteneciente a las Sierras Pampeanas Orientales, en las denominadas Sierras de Ambargasta (Fig. 1.3).

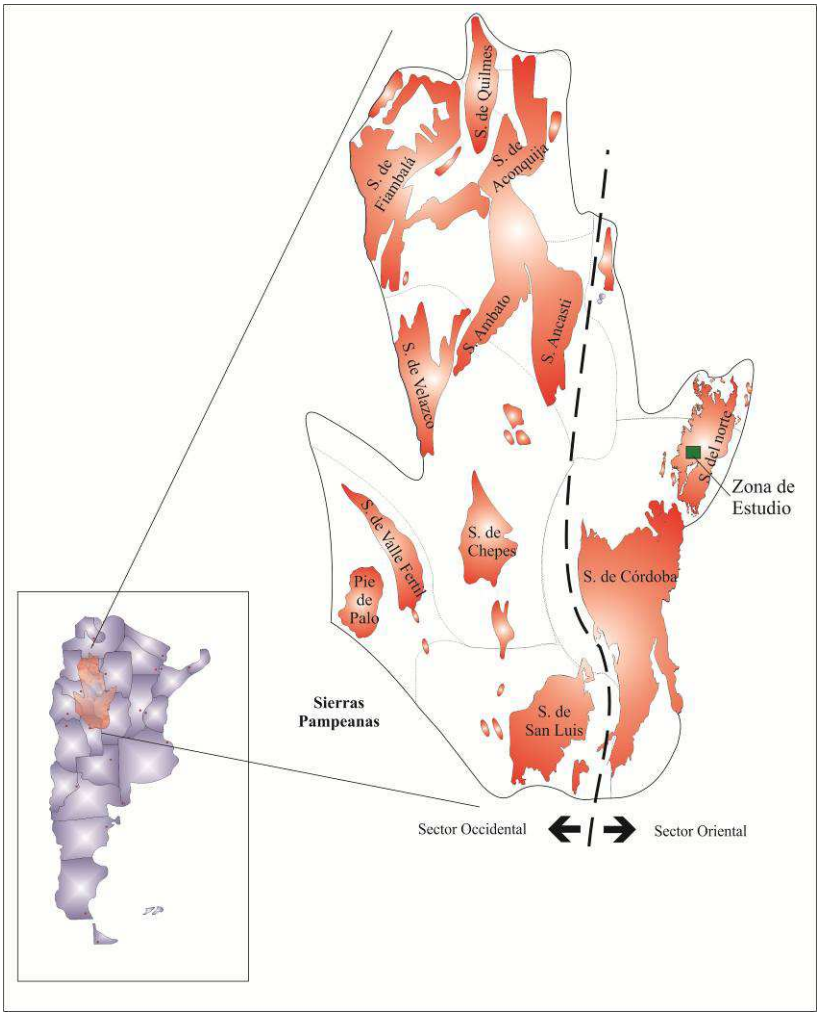


Figura 1.3: Mapa de ubicación geológica del área de estudio.

En el extremo noreste de las Sierras Pampeanas Orientales, se encuentran los remanentes del arco volcánico generado por la Orogenia Pampeana. Esta porción de las sierras se extiende desde los 29° de latitud sur hasta los 31° aproximadamente, y se caracteriza por su basamento ígneo de edad Proterozoica/Paleozoica inferior. Los mismos se componen de un conjunto de granitoides que subyacen u hospedan facies subvolcánicas, que representan los últimos pulsos de magmatismo Pampeano.

1.2. Antecedentes

El vasto conocimiento geológico de las Sierras Pampeanas, no es equivalente al que se tiene sobre el área de estudio. Las Sierras Pampeanas fueron denominadas así por Stelzner (1873). Estudios posteriores de Bodenbender (1905) y Beder (1931), constituyen valiosos aportes que sentaron las bases para el conocimiento geológico regional. Más específicamente en Ambargasta, los primeros antecedentes se deben a Videla (1944), quien realizó los primeros relevamientos en la comarca. Posteriormente, sobre la base de sus diferencias composicionales, y sobre la base de sus distintas edades del basamento, las Sierras Pampeanas fueron subdivididas en Sierras Pampeanas Occidentales y en Sierras Pampeanas Orientales (Ramos 1999), lo cual significó un nuevo punto de partida para el conocimiento del área (Fig. 1.3).

En cuanto a su estratigrafía, los trabajos más relevantes fueron realizados por Lucero (1969, 1979), Quartino (1967), Quartino *et al*. (1978), Castellote (1982, 1985a, 1985b), González *et al*. (1985), Bonalumi (1988), Koukharsky *et al*. (1999, 2002 y 2003), Lira *et al*. (1997, 2014), O´Leary *et al*. (2014) y Miró y Sapp (2005).

En lo que a la estructura se refiere, González Bonorino (1950), regionalmente consideró a las Sierras Pampeanas como un sistema de montañas en bloque, limitadas por fallas inversas. Massabie *et al*. (1997), Quartino *et al*. (1978), Rossello y Mozetic (1999), Martino *et al*. (1999), entre otros, establecieron las bases de la estructura de las Sierras Norte, delimitando las fajas de deformación más importantes, que serán descriptas en el análisis estructural de la zona de estudio.

Para el área de particular interés, los antecedentes son muy escasos y se limitan siempre a una escueta mención de su petrografía, con escaso o nulo mapeo a escala del presente trabajo. El trabajo de mayor relevancia petrográfica fue realizado por Gordillo (1955), quien caracterizó las principales unidades y realizó análisis químicos de algunas rocas, al que le siguieron los mencionados de Lucero (1969), Lira (1997), O´Leary (2009) y Miró y Sapp (2005), cuyos aportes construyeron la estratigrafía que será adoptada en el presente trabajo.

1.3. Metodología

Para la confección del mapa del área de estudio a escala 1:16.700, se utilizó el programa *ArcGis*. En dicho mapa se incluyeron caminos, hidrografía, estructuras,

geología, estratigrafía y el muestreo realizado en el viaje de campo. El mapa del Apéndice I se encuentra georeferenciado en coordenadas de latitud y longitud con el *Datum* WGS84. Como cartografía complementaria se recurrió a la hoja geológica 2963-III Villa Ojo de Agua de escala 1:250.000 (Miro y Sapp, 2005), a las imágenes satelitales y al mapa topográfico del Instituto Geográfico Militar.

Para el estudio petrográfico y mineralógico se recolectaron muestras, de las cuales se seleccionaron veintiuna para su estudio óptico mediante microscopios de polarización por refracción a partir de cortes delgados. En base a los objetivos antes descriptos, se eligieron nueve muestras para su caracterización geoquímica, de las cuales siete fueron analizadas en los laboratorios Bureau Veritas Minerals Laboratories, y dos en el SEGEMAR (Laboratorio Químico - INTEMIN) utilizando, en el primer caso, la combinación de espectrometría de emisión de plasma (ICP) y espectrometría de masa (MS) obteniendo así la concentración de los elementos mayoritarios y trazas. En el segundo caso, las muestras analizadas en el SEGEMAR, las técnicas utilizadas fueron, para los elementos mayoritarios, fluorescencia de Rayos X dispersivo en longitud de onda, empleando como método de preparación de muestras, la fusión automática con tetraborato de litio como fundente, y utilizando materiales de referencia certificados para su calibración y validación, mientras que la determinación de metales y metales traza, se llevó a cabo por digestión multiácida (Ac. Nítrico, Ac. Clorhídrico, Ac. Perclórico, Ac. Fluorhídrico) y posterior lectura por espectrometría de emisión atómica por plasma inductivo con detector óptico (ICP-OES), y espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS). La validación se llevó a cabo usando material de referencia certificado. Dichos análisis fueron útiles para el análisis geoquímico que ayudó a diferenciar procesos y ambientes tectónicos de las distintas formaciones.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Dentro del esquema regional de las Sierras Pampeanas Orientales, y más específicamente en la zona de Sierra Norte de Córdoba, encontramos como basamento, y con el metamorfismo de más alto grado de la región, la Formación Pozo del Macho, definida por Castellote (1978) y de edad Precámbrica. Las otras unidades que también conforman el basamento son las calizas Jasimampa (Quartino, 1967) y la Formación Simbol Huasi (Lucero, 1969), con un metamorfismo de bajo grado. Este basamento fue intruido por rocas ígneas del Cámbrico, del Devónico y del Carbonífero-Pérmico. El Mesozoico está representado por areniscas cretácicas, mientras que el Cenozoico, tanto el Terciario como el Cuaternario, está presente con rocas de origen sedimentario (Miró y Sapp, 2005).

En la zona de estudio, de toda la secuencia antes mencionada, las rocas que afloran son de edad Cámbrica y forman parte del Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta y el Cuaternario con depósitos coluviales y fluvio-eólicos, según se resalta en la figura 2.1. Tanto la geomorfología como la estructura de la zona de estudio son comunes a toda la Sierra Norte de Córdoba. A continuación se resumen las características principales de cada unidad adoptando como base la hoja geológica Villa Ojo de Agua realizada por Miró y Sapp (2005). En cada caso se resaltan los detalles particulares y característicos para el área de especial interés.

2.1. Estratigrafía

2.1.1 Precámbrico superior - Paleozoico inferior

El basamento cristalino, si bien no se encuentra aflorando en la zona de estudio, se describe brevemente para contextualizar el marco geológico regional sobre el cual se desarrolló el magmatismo que lo intruye y que si posee expresión superficial.

Formación Pozo del Macho: fue definida por Castellote (1978) y posteriormente estudiada en detalle por la misma autora (Castellote, 1985a), y la describe como

esquistos, gneises tonalíticos, anfibolitas y migmatitas que representan el mayor grado metamórfico de la región, y se encuentran distribuidos en las áreas del sector norte de la Sierra Norte y en el sector oriental de la Sierra de Sumampa.

Calizas Jasimampa: Quartino (1967) bautizó así a un conjunto de calizas metamórficas cristalinas granulosas y anfibolitas asociadas que afloran en las cercanías de Jasimampa en el sector norte de la hoja Villa Ojo de Agua. Estos mármoles, si bien no muestran contacto con las otras unidades del basamento metamórfico, se los puede considerar parte del mismo evento producido en el Cámbrico inferior.

Formación Simbol Huasi: (Lucero, 1969) es la unidad del basamento de mayor desarrollo areal. Se incluyen bajo este nombre a filitas cuarcíferas, pizarras, lutitas, subgrauvacas y conglomerados submetamórficos. Años más tarde fueron agrupadas por Lucero y Daziano (1984) bajo el nombre de La Lidia-Simbol Huasi.

Formación La Clemira: Quartino (1968) definió así a cornubianitas cordieríticas negras y biotíticas que afloran en la porción noroccidental de las Sierras de Santiago del Estero, y posteriormente estudiada por Castellote (1982). Cabe destacar que en la hoja Villa Ojo de Agua la Formación La Clemira fue incluida dentro de la Formación Simbol Huasi.

En todos los casos se trata de rocas que evidencian un grado de metamorfismo que va de medio a bajo.

Si bien la Formación Simbol Huasi está constituida fundamentalmente por rocas metamórficas de bajo grado, Lira *et al*. (2014) incorpora unas ignimbritas riolíticas intercaladas con conglomerados y areniscas dentro de esta formación, y menciona a las mismas como el único evento magmático previo al batolito del Cámbrico medio a superior denominado Complejo Ígneo Ojo de Agua (Miró y Sapp, 2005).

Respecto de todas estas unidades de basamento, en las proximidades del área de estudio solo se han descripto afloramientos de la Formación Simbol Huasi (Lucero, 1969 – Miró y Sapp, 2005). No obstante, la misma no fue hallada dentro de los límites del área.

ERAS	SIST.	EDADES	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósitos de albardones, prodeltas y palustres del río dulce	
			Depósitos aluviales recientes	
			Depósitos evaporíticos de lagunas saladas	
			Depósitos coluviales y fluvio-eólicos de las sierras	
		PLEISTOCENO	Calcretes	
			Depósitos aluviales aterrazados	
			Depósitos de pié de monte antiguos	
	TERCIARIO	TERCIARIO SUPERIOR	Areniscas yesíferas rojas	
MESOZOICO	CRETÁCICO	CRETÁCICO INFERIOR	Areniscas conglomerádicas rojas	
			Brechas de talud	
PALEOZOICO	CARBONÍFERO PÉRMICO		Basaltos Pozo Grande, Caspi Cuchuna	
			Formación La Puerta	Miembro superior
				Areniscas El Escondido Miembro inferior
	DEVÓNICO		Intrusivos post-tectónicos	Filones
				Granitoides, Granito Ramírez de Velazco, Granito Sumampa Viejo
	CÁMBRICO	CÁMBRICO MEDIO A SUPERIOR	Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta	Andesitas Balbuena, Andesitas Filonianas
				Tonalita Quebrachos Colorados, Gabro El Quebrachito
				Pórfidos riodacíticos Oncán
				Granitoides - Aplitas masivas Ambargasta
				Pórfido dacítico Los Burros
				Monzogranito milonítico
				Monzogranito porfiroide Ojo de Agua, Granodiorita
				Granodiorita Tres Lomitas
		CÁMBRICO INFERIOR A PROTEROZOICO	Basamento Metamórfico	Formación La Clemira
				Formación Simbol Huasi
				Calizas Jasimampa
PRECÁMBRICO				Formación Pozo del Macho

Figura 2.1: Cuadro estratigráfico modificado de la hoja geológica 2963-III Villa Ojo de Agua (Miró y Sapp 2005).

2.1.2 Paleozoico

2.1.2.1 Cámbrico

El Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta fue definido por Miró y Sapp (2005) y bajo este nombre incluyen a las rocas plutónicas y subvolcánicas de una amplia variedad litológica, las cuales pertenecen al Cámbrico medio y superior del batolito de la Sierra Norte de Córdoba. Los mencionados autores lo dividen, según la litología, en Granodiorita Tres Lomitas, Monzogranito porfiroide Ojo de Agua, Monzogranito milonítico, Pórfido Dacítico Los Burros, Granitoides-aplitas masivas Ambargasta, Pórfidos Riodacíticos Oncán, Tonalita Quebracho Colorado; Gabro El Quebrachito y Andesitas Balbuena.

En el área de estudio no toda la secuencia del Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta aflora, sin embargo todas las rocas que afloran pertenecen a dicho complejo.

Granodiorita Tres Lomitas (1): Esta unidad fue definida por Bonalumi (1988), Miró y Sapp (2005) mantuvieron el nombre sin diferencias y posteriormente Lira *et al*. (1997 a) a estas rocas las agrupan con los monzogranitos, y las nombra como Formación La Isla.

Las granodioritas son de grano medio, de color gris, compuestas principalmente por plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y ortosa; como minerales accesorios presentan magnetita, ilmenita, pirita, zircón y apatita. Su estado de alteración es leve y se limita a cantidades inferiores al 5% de clorita, epidoto y sericita.

En estas rocas suelen ser frecuentes enclaves de composición tonalítica o diorítica (Miró y Sapp, 2005).

Los afloramientos se encuentran en la parte suroccidental de la hoja Villa Ojo de Agua, en las proximidades occidentales de la Localidad de Chuña Huasi.

Las rocas, al ser consideradas como parte del Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta, se las asigna al Cámbrico medio a superior. Según la relación con las demás rocas, a la Unidad Granodiorita Tres Lomitas se la considera como la más antigua de dicho complejo ígneo.

En el área de estudio aflora en el extremo suroriental, limitada por el dique El Pértigo y en todo el flanco occidental (Fig. 2.2.). Los afloramientos forman lomas aisladas, dentro de las cuales se observan bochones de roca que quedan entre la cubierta vegetal (Fig. 2.3). La petrografía de la granodiorita propia del área de estudio será descripta en el Capítulo 3.

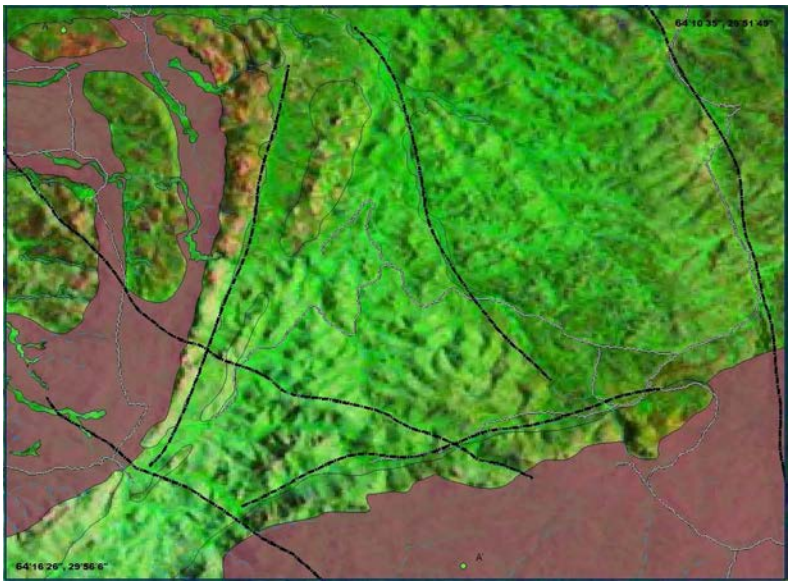


Figura 2.2: Área de la zona de estudio donde se muestran los afloramientos de Granodiorita Tres Lomitas.

Figura 2.3: Afloramiento de la Granodiorita Tres Lomitas (1) (muestra J1).

Pórfido dacítico Los Burros (2): Lucero (1969) describe por primera vez a esta unidad, y luego, durante la confección del mapa geológico de Córdoba a escala 1:500.000, (Lucero y Gamkosian, 1995) la denominan Dacita Los Burros. Según Miró y Sapp (2005), en promedio, la unidad presenta rocas de textura porfírica, con fenocristales de cuarzo con tamaños inferiores a los 4mm, plagioclasa y biotita, en tanto que la pasta de textura microgranosa se compone de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y escasa biotita. Existe una variación en las cantidades relativas de sus feldespatos que provocan una variación composicional entre riolitas y dacitas.

Aflora en el sector suroccidental de la hoja Villa Ojo de Agua. Posee una estructura dómica de aproximadamente 25 km de diámetro. Según Miró y Sapp (2005), el cuerpo dacítico no aflora en su totalidad debido a que su exposición en superficie se debe a una falla en el sector suroeste de dicha hoja, que levanta sólo una porción del mismo. Si bien ocupa una superficie mayor a 1.500 km^2, los afloramientos se encuentran en forma discontinua debido a la espesa vegetación y la cubierta regolítica (Fig. 2.4).

Figura 2.4: Afloramiento del Pórfido Dacítico Los Burros (2) (muestra J8).

Por ser parte del complejo ígneo son consideradas rocas del Cámbrico medio a superior. Si bien esta unidad intruye monzogranitos porfiroides, a su vez se encuentra intruida por la unidad Oncán, lo que ubica al pórfido en el Cámbrico superior, según Miró y Sapp (2005). Sin embargo, edades más antiguas fueron obtenidas por Millone *et al.* (2003) a partir de una isocrona Rb/Sr para la facies riolítica 607 ± 7,5 Ma, en tanto que Söllner *et al.* (2000) realizan dataciones U/Pb en circón con edades en el límite Precámbrico-Cámbrico (557 ± 4 Ma). La edad K/Ar obtenida por Castellote (1985b) de 523 ± 15 Ma, es similar a la obtenida por Leal *et al.* (2003) a partir de SHRIMP II en circones, con un valor de 512,6 ± 3,5 Ma.

Esta unidad aflora en el sector noreste y central de la zona de estudio (Fig. 2.5), y los afloramientos quedan expuestos entre la cubierta vegetal presentando un diaclasamiento subvertical y subhorizontal. La petrografía de las rocas de esta unidad propia del área de estudio será descripta en el Capítulo 3.

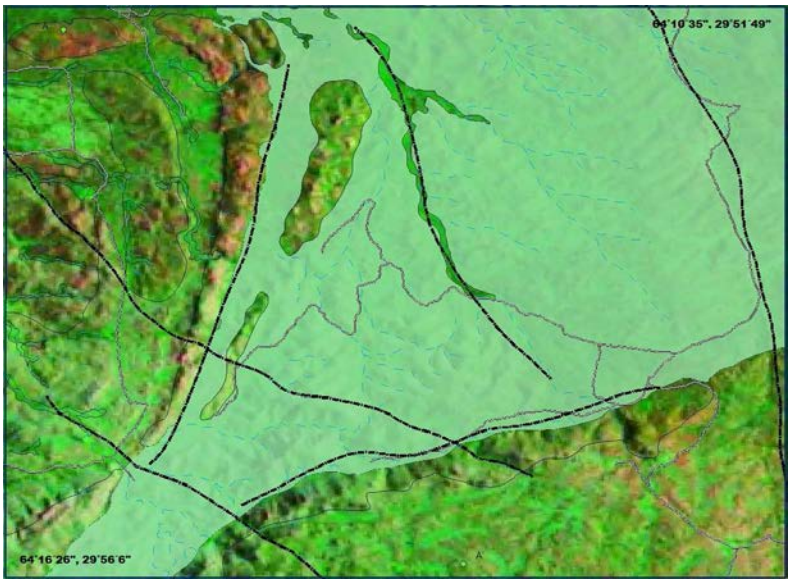


Figura 2.5: Área de la zona de estudio donde se muestran los afloramientos de Pórfido Dacítico Los Burros.

Pórfidos Riodacíticos Oncán (3): Lucero (1948) y Gordillo (1955) describen en detalle la petrografía de todos los filones (entre ellos El Pértigo, que en el presente trabajo se estudia como unidad diferenciada del resto). Posteriormente, dichos pórfidos fueron recibiendo distintos nombres según la ubicación geográfica. Así González (1977) los denominó Formación Oncán, y Castellote (1978) los llamó Formación Ashpa Puca. En la hoja Villa Ojo de Agua, Miró y Sapp (2005), mantienen el nombre de Formación Oncán, incorporando a ésta el conjunto de rocas filonianas riolíticas. Las rocas, según estos autores, varían de

riolita a dacita, poseen una textura granosa y están compuestas por cuarzo, feldespato, plagioclasas, minerales máficos, hematita y escasa biotita.

Los afloramientos se encuentran en las inmediaciones de la Localidad Oncán, en los alrededores del Puesto Las Talas (Santiago del Estero), y en el sector central y suroccidental de la hoja Villa Ojo de Agua. En el área de estudio aflora en el sector occidental (Fig. 2.6). La figura 2.7 muestra parte del afloramiento más importante por su tamaño, de aproximadamente 6 km de longitud, y por su forma de dique semi anular. El mismo se encuentra, atravesando la zona de estudio, de norte a sur con una dirección sudeste noroeste. En forma subparalela también encontramos afloramientos más pequeños pero de similares características. Hacia el sector occidental también se encuentran afloramientos de cuerpos subesféricos con un alto nivel de fracturación. La petrografía que poseen las rocas de esta formación, dentro del área de estudio, será descripta en el Capítulo 3.

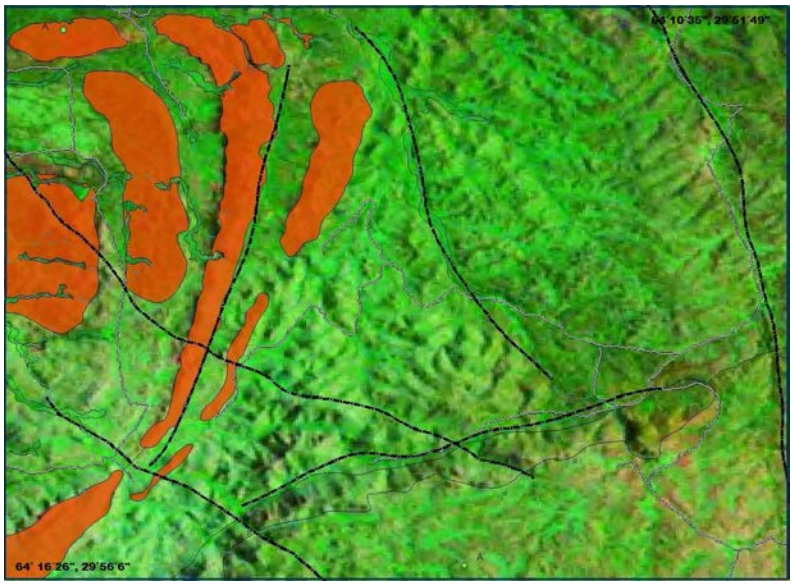


Figura 2.6: Área de la zona de estudio donde se muestran los afloramientos de Pórfido Riodacítico Oncán.

Fueron Rapela *et al.* (1991), quienes obtuvieron una edad Rb/Sr para los Pórfidos Riodacíticos Oncán de 494 ± 11 Ma.

A estos mismos afloramientos, O´Leary (2004), los encuadra como parte de la Formación Puesto de los Caminos, definida por Lira *et al.* (1997 a), que según estos autores constituyen cuerpos pequeños dominantemente félsicos. Estos afloramientos atribuidos a

Puesto de los Caminos, fueron datados por Millone *et al.* (2003) en la localidad tipo en 523±4 Ma (Rb/Sr roca total).

Discernir sobre la correlación de las rocas que afloran en el área con la Formación Oncán, la Formación Puesto de los Caminos y el Dique El Pértigo, es parte de los objetivos de este Trabajo Final de Licenciatura y por lo tanto será abordado en los siguientes capítulos.

Figura 2.7: Vista de tramo central del dique principal del Pórfido Oncán (3) aflorante en el área.

Andesitas Balbuena (4): Si bien habían sido mencionados algunos afloramientos de rocas basálticas y andesíticas por Quartino (1968), González (1971) y Castellote (1978, 1985a), fueron Brodtkorb y Koukharsky (2000) quienes las denominaron Andesitas Balbuena, nomenclatura adoptada por Miró y Sapp (2005).

Las dacitas y andesitas basálticas son descriptas por Koukharsky *et al.* (2003), como grises verdosas oscuras, están formadas por abundante pasta de apariencia microgranosa, en la cual el brillo revela escasos fenocristales de plagioclasa y anfíboles de hasta 3 milímetros.

Estos afloramientos de diques del Paleozoico inferior, cuyos acimutes varían entre 90° y 120°, se pueden agrupar geográficamente en tres zonas: en la escuela de Balbuena, en el área entre el arroyo El Escondido y el puesto Los Talas y en el km 950,5 de la Ruta Nacional

Nº 9 (Koukharsky *et al.* 2003). Las tres zonas están en la parte central de la hoja Villa Ojo de Agua (Miró y Sapp, 2005) que también las describe con una orientación sub-meridional.

Si bien no existen dataciones de las Andesitas Balbuena, Miró y Sapp (2005) describen que se puede observar que la intrusión de estas rocas en el monzogranito del Cámbrico medio a superior, en algunos lugares presenta contactos lobulados, lo que permite inferir que la caja tenía una temperatura con cierta plasticidad.

Estas rocas son además estudiadas por O´Leary (2004) y O´Leary *et al.* (2009) y las describen bajo el nombre Lamprófiros Sierra Norte, además O´Leary *et al.* (2014) las mapea intruyendo al Pórfido Dacítico Los Burros, al dique El Pértigo y a la serie Granodioritas-monzogranito.

En el área de estudio se mapeó un dique (Fig. 2.8) cercano al puesto de la Estancia El Jarillal (Fig. 2.9). Se trata de un cuerpo de aproximadamente 50 cm de espesor, subvertical y con una dirección norte sur. La petrografía característica de estas rocas serán descriptas en el Capítulo 3.

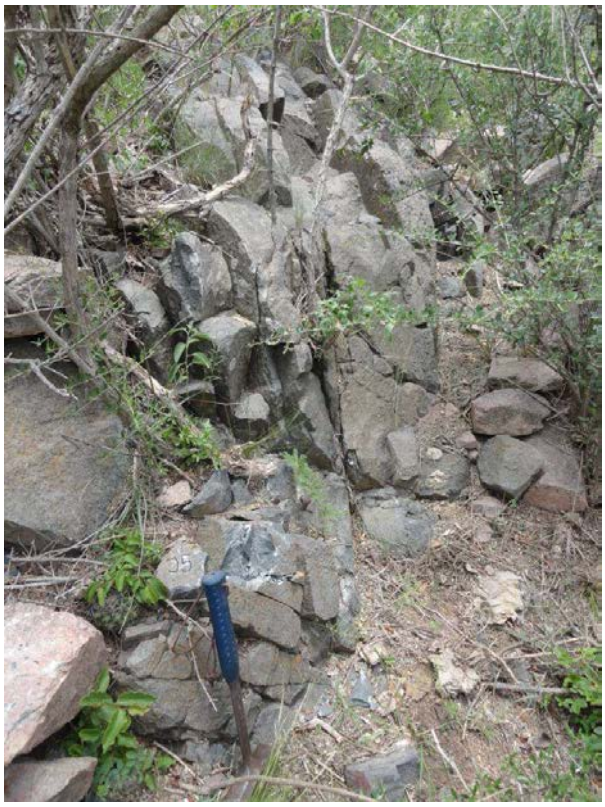


Figura 2.8: Afloramiento del dique andesítico Balbuena (4) (muestra J5).

Figura 2.9: Área de la zona de estudio donde se muestra el afloramiento del dique lamprófiro.

2.1.3 Cenozoico

2.1.3.1 Holoceno superior

Depósitos coluviales y fluvio-eólicos de las sierras (5). Los depósitos coluviales y fluvio-eólicos de la zona de estudio se asimilan a los del mismo nombre descriptos por Miró y Sapp (2005) en la hoja geológica Villa Ojo de Agua. Son sedimentos mayoritariamente arenosos y conglomerádicos finos provenientes de los afloramientos que atraviesan los ríos con intercalaciones de limos fluvio-eólicos. Se ubican en los márgenes del sistema serrano y las zonas de menor topografía de los diversos ríos de curso semi permanente y se encuentran limitados por los afloramientos rocosos.

2.2 Historia Geológica

La sedimentación del basamento metamórfico es interpretada por Ramos (1993) como el relleno de cuencas formadas en el margen pasivo del cratón del Rio de la Plata. Dalla Salda *et al*. (1993) proponen en cambio una sedimentación originada con posterioridad a la separación de Laurentia-Gondwana. Por otro lado, Willner y Miller (1986) los correlacionan con la Formación Puncoviscana descriptas por Aceñoloza y Toselli (1981). Estos sedimentos fueron deformados y sufrieron un proceso metamórfico durante el Cámbrico inferior a medio, que se relaciona con el comienzo del ciclo orogénico Pampeano. Luego en el Cámbrico superior se intruyeron cuerpos magmáticos de composición predominantemente

granítica debido a la ya avanzada convergencia del terreno Pampeano con el cratón del Rio de la Plata: Dicho evento en la zona de estudios está representado por el Complejo Ígneo Ojo de Agua.

El evento que le otorga la morfología de bloques levantados por fallas inversas corresponde al ciclo orogénico Ándico debido a una fuerte compresión este-oeste durante el Terciario (Ramos 1999).

Por último, en el Neógeno predomina un régimen de sedimentación en los márgenes de la sierra que tiene que ver con la elevación de las mismas y con el clima de la región.

2.3 Geomorfología

Dentro del esquema regional las Sierras de Ambargasta pertenecen a la provincia morfoestructural denominada Sierras Pampeanas que han sido levadas durante la Orogenia Andina, formando así una peneplanicie elevada con una cota promedio de 900 m.s.n.m. de orientación norte-sur. En los flancos de esta elevación se forman Abanicos coluviales y fluvio-eólicos que en forma distal llegan hasta las salinas (Fig. 2.10).

El área de estudio se encuentra dentro de un área regional conformada por una serie de elevaciones y depresiones (en general de dirección norte-sur) que condicionan la distribución de las lluvias y la dirección de los vientos, ya que ofrece una barrera orográfica a la humedad, determinando condiciones de aridez y semiaridez (Miró y Sapp, 2005). La región se caracteriza por la escasez de aguas superficiales. Son pocas las corrientes permanentes a causa de las exiguas precipitaciones y la elevada evaporación.

En la zona de estudio la peneplanicie ocupa la mayor parte del área y hacia la zona occidental aparecen las zonas proximales de los abanicos fluvio-eólicos que son la transición de la zona serrana y las depresiones salinas. Los depósitos aluviales no poseen ríos activos asociados en la actualidad, solo se presentan en algunos casos causes efímeros relacionado con las escasas precipitaciones de la región.

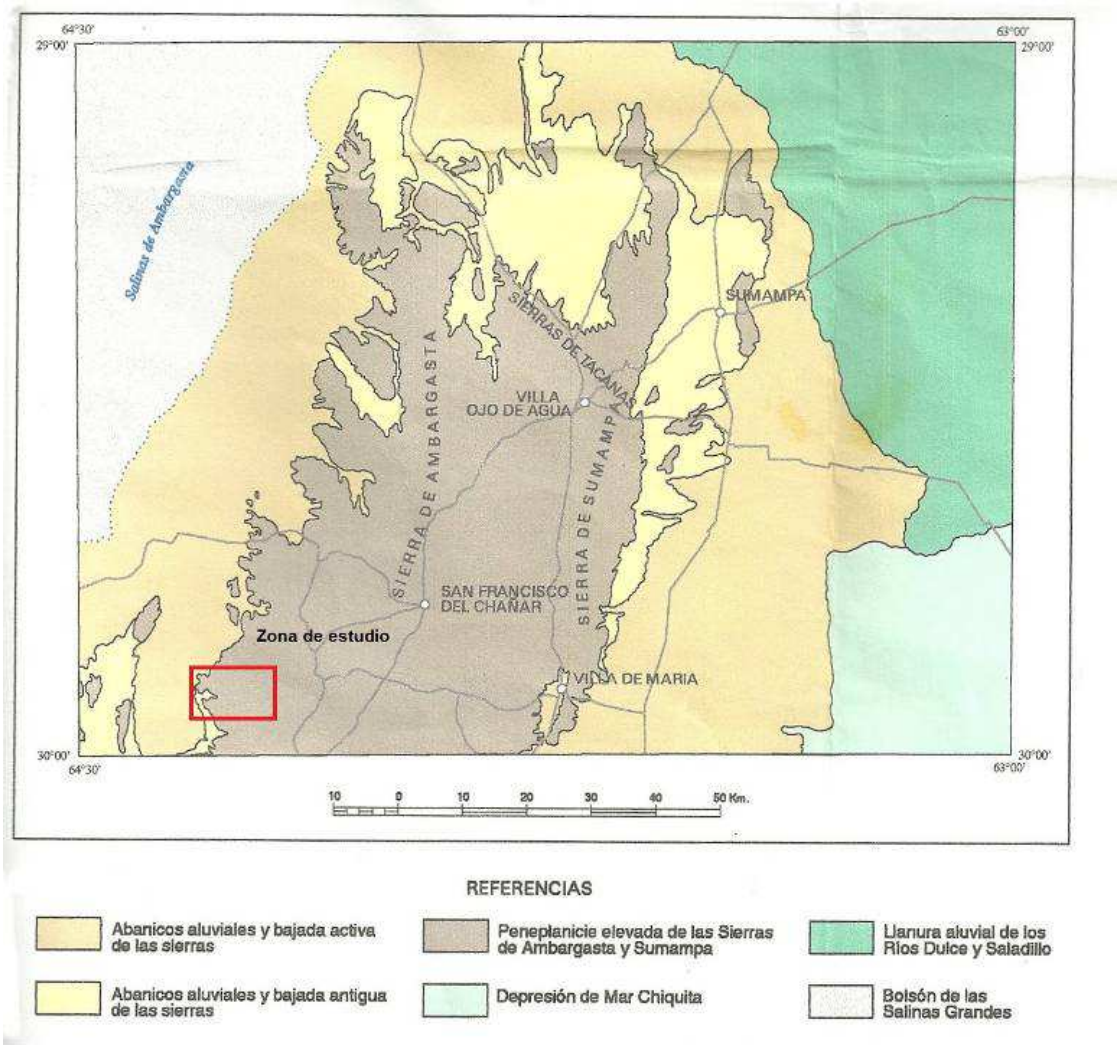


Figura 2.10: Esquema geomorfológico regional de la hoja geológica Villa Ojo de Agua (Miró y Sapp 2005).

La cubertura vegetal es mayormente de chañares, arbustos de follaje abundante y de color verdoso que en algunos casos dificulta la caminata (Fig. 2.11).

Figura 2.11: a) Vista regional de las sierras desde el flanco occidental b) Vista panorámica desde el Dique El Pértigo.

2.4 Estructura

2.4.1 Estructura regional

En un marco regional dentro de Las Sierras Pampeanas orientales se puede reconocer los distintos eventos que conformaron y afectaron la región. Estos varían desde deformación tectonica,-metamorfismo Neoproterozoico-Cámbrico, intrusiones magmáticas de dimensiones batolíticas durante el Cámbrico superior que corresponden al ciclo Pampeano, hasta la estructuración Ándica como último evento que se evidencia en el sistema de bloques estructurados que otorgan los rasgos morfológicos característicos de toda la región. Se reconocen además el ciclo Gondwánico que dio lugar a la sedimentación del Paganzo y también las areniscas El Escondido cuya deformación Massabie *et al*. (1997) atribuye al ciclo Famatiniano. Sobre este último se reconocen el ciclo Achaliano, de gran desarrollo areal, y el rifting cretácico que reactivó las estructuras del Paleozoico superior.

En el transcurso de la Orogenia Andina se produjo la fracturación principal y el consecuente levantamiento de los bloques, lo que le otorgó a este sector de las Sierras Pampeanas su actual topografía serrana.

La subducción de la Placa de Nazca bajo esta región de Sudamérica produjo la Orogenia Andina, la cual se manifiesta a partir del Terciario superior. Como consecuencia, se generó el levantamiento de las unidades orográficas que actualmente caracterizan a las Sierras Pampeanas. En este sentido cabe citar que Jordan *et al.* (1983) indicaron que en el segmento comprendido entre los 27° y 33° S, la zona de Benioff inclina 5°-10° al este.

Los esfuerzos compresivos E-O de la tectónica Andina actuó por sobre un paisaje morfoestructural de dirección dominante N-S, generando estructuras de rumbo submeridiano. Pero el paisaje morfoestructural actual en las Sierras Pampeanas está representado por sierras y bloques montañosos desmembrados en sierras menores con rumbo NE, N y NO.

2.4.2 Estructura local

Dentro del área de estudio se reconocen como estructuras principales los cuerpos magmáticos del Complejo Ígneo Ojo de Agua. Las formaciones que lo integran muestran una foliación de tipo gnéisica con orientación N-NE y N-NO, marcada por la orientación de los minerales máficos, principalmente por láminas de biotita. Además se observa en algunos sectores cierto grado de recristalización en algunos cristales primarios de cuarzo y feldespato que forman textura de mosaico poligonal. Esta deformación es de carácter magmático y puede observarse regionalmente (Miró *et al.* 1999).

De los cuerpos magmáticos presentes en el área la Granodiorita Tres Lomitas actúa como caja tanto de los granitos como de los pórfidos riodacíticos.

El Dique Riolítico El Pértigo, que se ubica en la parte sudeste de la zona de estudio, tiene un rumbo noreste sudoeste, posee una extensión longitudinal aproximada de unos 6,5 km y unos 0,8 km de ancho.

Otro intrusivo controlado por el basamento es el cuerpo con morfología semianular de composición granítica ubicado en el sector occidental de la zona de estudio. Posee una dirección submeridional con una longitud aproximada de 10 km y un ancho de, en promedio, 1 km. Solo en su extremo norte adquiere un rumbo en dirección este-oeste. Está rodeado de afloramientos más pequeños de similar composición que en conjunto conforman la morfología anular antes mencionada.

Con respecto a las fallas locales en su mayoría son fallas inversas subverticales de rumbo submeridional que le otorga a la región la característica morfilogica de bloques volcados. Las fallas más relevantes son las que se grafican en el perfil (apéndice II, figura II.2) y fueron las que sirvieron de rampa para el levantamiento tanto del dique granítico de rumbo NE-SO, como del dique El Pértigo de rumbo subecuatorial. Ambas son fallas inversas y subverticales que evidencian el régimen compresivo de la orogenia Andina. Las demás fallas que se observan en la zona de estudio (mapa, apéndice 1) son de rumbo NO-SE. De las cuatro

fallas con ese rumbo la que ocupa el sector central del área de estudio evidencia un cambio textural en la imagen satelital puesto que el flanco sudoccidental muestra mayor densidad de quebradas y causes efímeros (Fig. 2.12). No obstante, como se describe en el capítulo 3, cabe destacar que en el campo esta diferencia no se manifiesta en cambios litológicos de la unidad que atraviesa (Pórfido Dacítico Los Burros).

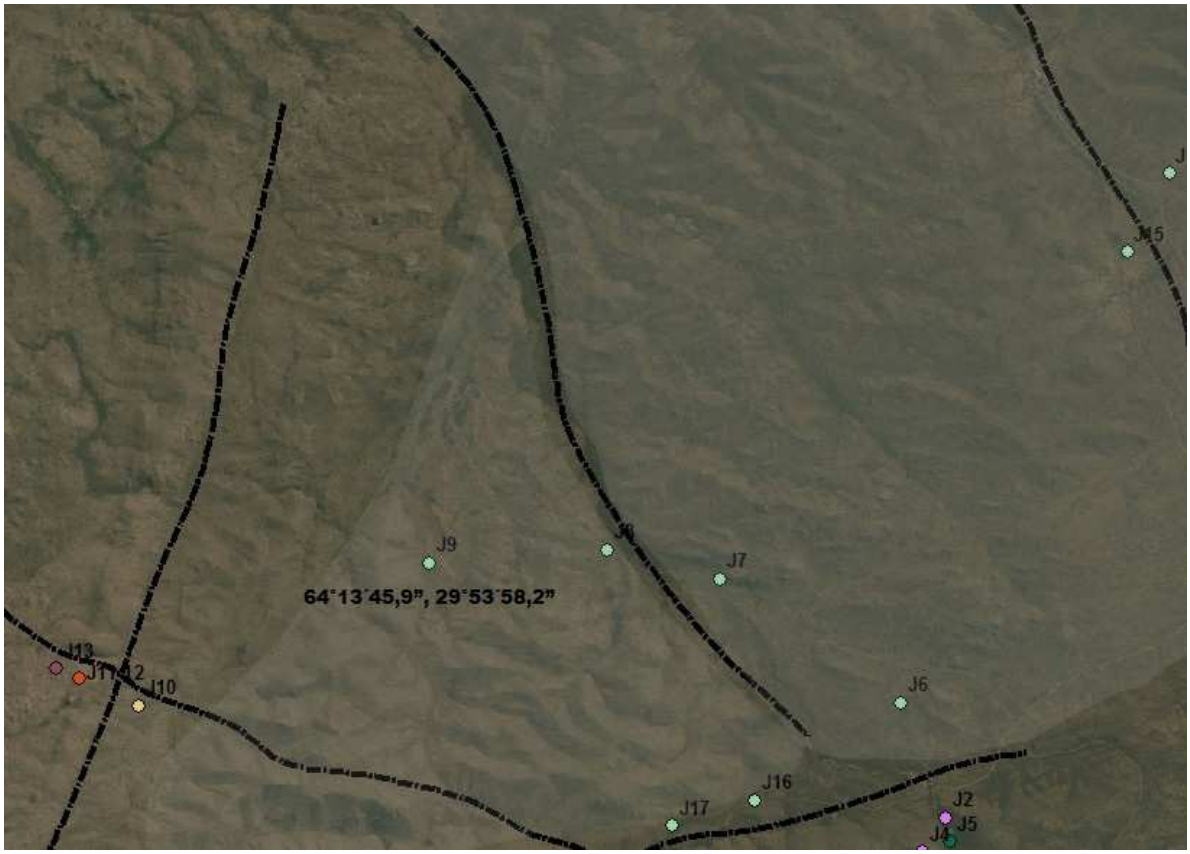


Figura 2.12: Imagen satelital de la zona de estudio mostrando el cambio de textura de drenaje. Referencia geográfica J9 (64°13´45,9", 29°53´58,2").

El diaclasamiento en toda la zona muestra los mismos rumbos que las fallas mencionadas: Su densidad es homogénea a excepción del sector nororiental, en las cercanías de la muestra J14, donde este diaclasamiento es notoriamente más intenso.

Puesto que esta porción de las Sierras Pampeanas no posee datos de subsuelo de ningún tipo la estructura en profundidad debe inferirse a partir de las observaciones en superficie. Sobre la base de esta premisa se realizó un perfil estructural esquemático donde se refleja la topografía, la litología y las estructuras de la zona de estudio (Apéndice II).

3. PETROGRAFÍA

Aspectos generales

En este capítulo se describen las características de las rocas ígneas presentes en el área de estudio teniendo en cuenta lo observado a distintas escalas y la bibliografía existente. El objetivo de este estudio es discriminar todos los tipos litológicos presentes en el área, describir sus rasgos más característicos, correlacionarlos con las litologías de los alrededores, determinar los procesos sobreimpuestos y elaborar a partir de toda la información petrográfica la historia magmática del Cámbrico medio-superior que afectó esta porción de las Sierras Pampeanas.

3.1. Introducción

Entre el Cámbrico medio y el superior, durante la orogenia Pampeana, en el sector central de la Sierra Norte de Córdoba se desarrolló un magmatismo que constituyó lo que se denomina Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta, con una extensión aproximada de 8000 km^2. La caracterización petrográfica de este complejo aporta al entendimiento del ciclo orogénico Pampeano y a los distintos eventos o pulsos magmáticos posteriores.

La zona de estudio abarca 75 km^2 aproximadamente y las rocas que afloran forman parte del complejo ígneo Ojo de Agua-Ambargasta. Las muestras que se analizaron se representan sobre la base del mapa geológico en la figura 3.1. En dicha figura las muestras están graficadas en distintos colores, separadas por la unidades a la que representan. Estas muestras son las que sirven de sustento para las valoraciones de este capítulo.

Si bien los distintos autores que trbajan en la zona de estudio usan como base geológica, y más específicamente petrográfica, los trabajos fundantes de Gordillo (1955) y de Lucero (1969, 1979) es a partir de nuevas dataciones, de diferentes interpretaciones y de las distintas escalas de trabajo que la nomenclatura estratigráfica difiere según las distintas escuelas.

En el presente trabajo se usa como base para la nomenclatura litoestratigráfica la

hoja geológica 2963 III Villa Ojo de Agua (Miró y Sapp, 2005), puesto que sus autores tomaron en cuenta todos los antecedentes, incluso aquellos realizados a escalas con mayor detalle que el requerido por la mencionada hoja geológica.

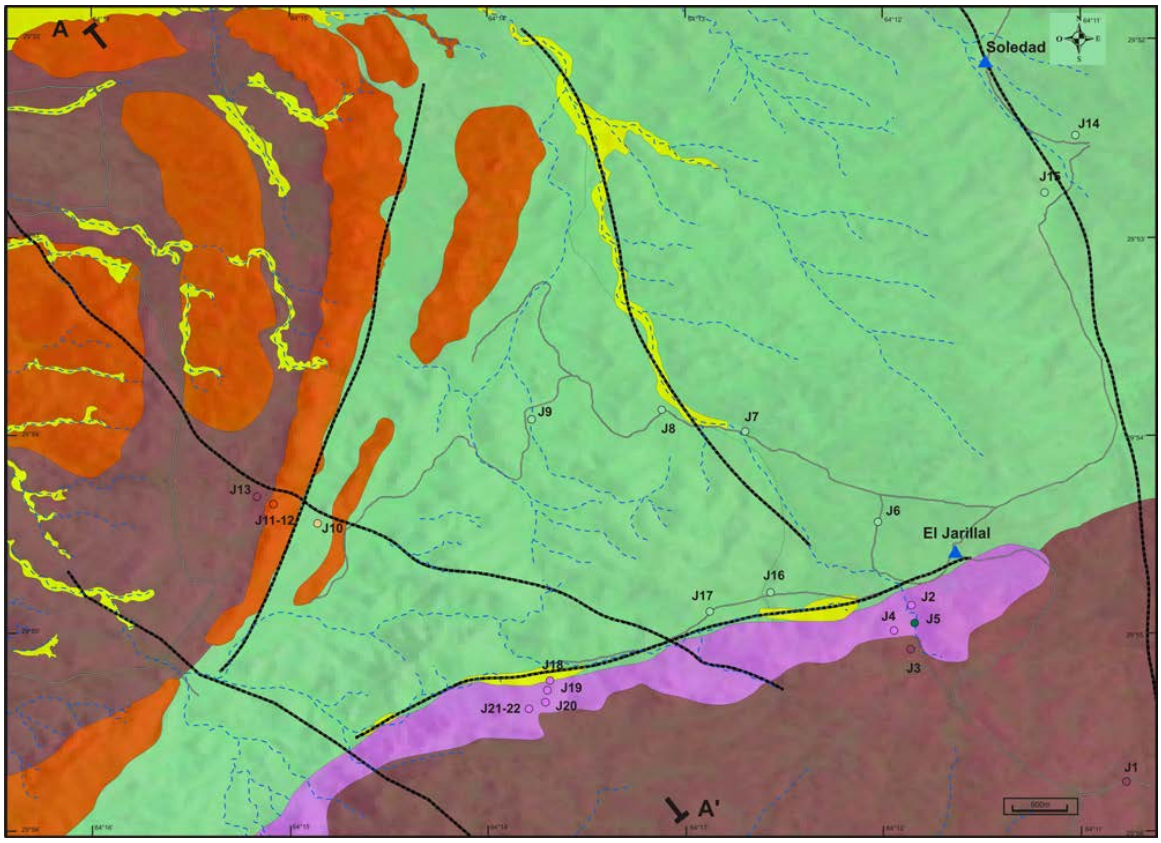
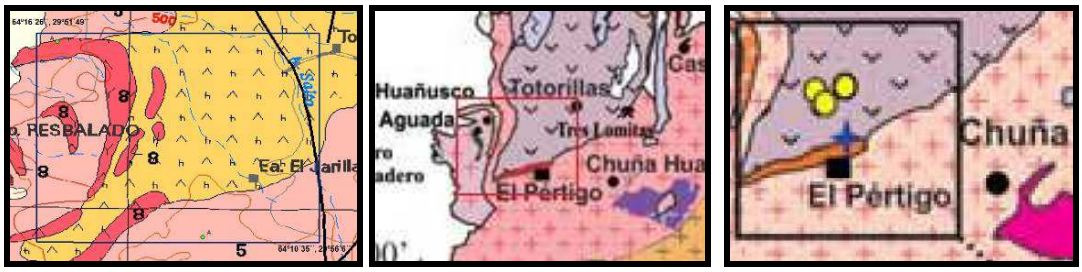


Figura 3.1: Mapa de zona de estudio con la ubicación de las muestras volcadas sobre mapa geológico. Las muestras J1, J3 y J13 de color Violeta son de la Granodiorita Tres Lomitas, las muestras J6, J7, J8, J9, J14, J15, J16 y J17 de color verde claro son del Pórfido Dacítico Los Burros, las muestras J2, J4, J18, J19, J20, J21 y J22 de color magenta son las del Dique Riolítico El Pértigo dentro de estas las muestras J18, J19 y J22 son xenolitos presentes en este dique, la muestra J5 de color verde oscuro es de los Lampróforos Sierra Norte y por último las muestras J11 y J12 son de la Formación Puesto de los Caminos/Oncán.

Antes de describir las características locales de cada una de las unidades, con el fin de ordenar la información, es conveniente mostrar en forma esquemática las diferencias que existen en cuanto a la nomenclatura, en cuanto a la estratigrafía y las interpretaciones a nivel regional. Para esto se confeccionó un cuadro que toma principalmente los trabajos realizados por Miró y Sapp (2005), en la hoja geológica Villa Ojo de Agua y el de Lira *et al.* (2014), estos dos trabajos son los que sintetizan de forma regional toda la bibliografía existente en el área de estudio (Figura 3.2).

Formacion		Edad Ma	Observaciones	Ambiente Tectonico	Autor	Trabajo
Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta	Andesitas Balbuena, Andesitas Filonianas			Secuencia de cristalizacion fraccionada de un magma calcoalcalino granodioritico, asociado a subduccion	Miro y Sapp (2005)	Hoja Geologica 2963 -III Villa Ojo de Agua
	Tonalita Quebrachos Colorados, Gabro El Quebrachito					
	Pórfidos riodacíticos Oncán	494 ± 11 Rb/Sr Rapela *et al.* (1991)	Mapeado en la hoja. No encontrado en el trabajo de campo realizado en la zona de estudio			
	Granitoides - Aplitas masivas Ambargasta		Redefinido por Lira Puesto de los Caminos y Aplitas sinoregenicas			
	Pórfido dacítico Los Burros	512,6 ± 3,5 Ma. U/Pb Leal (2003)				
	Monzogranito milonítico					
	Monzogranito porfiróide Ojo de Agua, Granodiorita					
	Granodiorita Tres Lomitas					
Magmatismo Cámbrico	Diques lamprofíricos	485 ± 25 Ma Rb/Sr (O`Leary et al. 2009)	Sin menciones anteriores	Metasomatismo del manto relacionada con la orogenia pampeana	Lira *et al.* (2014)	Relatoriodel XIX congreso de Geologia, Cordoba 2014. El magmatismo cambrico en el batolito de Sierra Norte- Ambargasta.
	Aplitas sinorogenicas	500 ± 5 Ma (Millone 2004).	Estas unidades formarían parte de los granitoides Ambargasta de Miró y Sapp (2005)	Post-colisional		
	Puesto de los Caminos	523 ± 4 Rb / Sr Millone *et al.* (2003)				
	Dique Riolitico El Pertigo	Sin datar	Posee enclaves granodioriticos	Cristalizacion fraccionada de un magma calcoalcalino		
	Porfido Riolitico Dacitico Los Burros			Cristalizacion fraccionada de un magma calcoalcalino		
	Granodiorita (unidad Gm) Formacion La Isla		Granodiorita Tres Lomitas de Miró y Sapp (2005)	Cristalizacion fraccionada de un magma calcoalcalino		

Figura 3.2: Cuadro que sintetiza las diferencias estratigráficas de los trabajos de Miró y Sapp (2005) y Lira et al. (2014)



A B C

Figura 3.3: A. Mapa geológico de la zona de estudio según la hoja Villa Ojo de Agua (Miró y Sapp 2005). **B.** Mapa geológico de la zona de estudio según Lira *et al* (2014). **C.** Mapa geológico de la zona de estudio según O´Leary *et al* (2014).

Las figuras 3.3 A, B y C (Miró y Sapp, 2005, Lira *et al*. 2014 y O´Leary *et al*. 2014 respectivamente) muestran el mapeo del área de estudio y si bien son mapas realizados a escala regional marcan algunas diferencias que también se sintetizan en el cuadro de la figura 3.2. La figura 3.3 C indica con cruz azul donde están los lampróforos y con circulo amarillo la presencia de las Andesitas Balbuena.

3.2 Características petrográficas

Granodiorita Tres Lomitas (Bonalumi, 1988)

Para la caracterización de esta unidad se recorrió la zona de estudio y tanto en el margen sudoriental como en el margen occidental, y se seleccionaron tres muestras J1, J3 Y J13 para el estudio detallado de su petrografía. Las figuras 3.4 A y B muestran afloramientos típicos de esta unidad en el área. Se realizaron los respectivos cortes petrográficos cuyas descripciones se hallan en el Apéndice III.

En muestra de mano las rocas presentan color gris, fractura irregular, son compactas y poseen una textura granosa media (Fig. 3.4 C). Solo en algunos sectores el color varía al castaño, sobre todo en las rocas del sector occidental cercanos al dique granítico anular.

Al microscopio se observa la textura granosa media en la que se reconocen cristales de plagioclasa cercanos al 45%, cristales de cuarzo (20%), minerales máficos (20%) feldespatos potásicos (10%) y minerales opacos (5%). Las plagioclasas se presentan con formas subhedrales, con hábito prismático, con maclado polisintético y en algunos casos se observa zonación. Además muestran una alteración sericítica que impide aplicar el método de Michel Levy para determinar la especie de plagioclasa. Su tamaño varía entre 1 y 1,5 milímetros. El cuarzo presenta formas

anhédrales y extinción de tipo relámpago. La ortosa posee formas subhedrales y una moderada alteración a arcillas. La fracción máfica está compuesta por anfíboles y biotita. Los primeros se encuentran parcialmente alterados y en algunos casos, podemos observar la secuencia de alteración anfíbol-biotita-clorita. Se pueden reconocer secciones basales con planos de clivaje oblicuos típicos de anfíboles. Son frecuentes las maclas de dos individuos y ángulos de extinción superiores a 35° que sugieren una composición de tipo hornblenda. Respecto a los tamaños, varían desde los 0,5 a 1 milímetros. Las biotitas se encuentran parcialmente cloritizadas en algunos casos en equilibrio con epidoto y prehnita. Poseen un tamaño promedio de un milímetro. Como minerales minoritarios observamos la presencia de titanita de hábito anhedral y de tamaño menor a un milímetro, además la presencia de apatito euhedral de tamaño menor a 200 micrones y de circón de hábito prismático menores a 150 micrones. Sobre la base de los porcentajes calculados las rocas analizadas se clasifican como granodioritas.

Solo en el margen occidental las muestras presentan mayores cantidades de cristales de feldespatos potásicos, 60% (consistente con la variación del color que se observaba en muestra de mano), cuarzo 25 %, biotita 10%, plagioclasa en menor proporción 5% y cantidades subordinadas de minerales opacos. La ortosa posee formas suhedrales, la mayoría de los cristales presentan textura pertítica y una moderada alteración a arcillas. Son frecuentes los cristales con sus características maclas de dos individuos. Los cristales de cuarzo presentan formas anhedrales y extinción de tipo relámpago. Tanto estos últimos como la ortosa presentan una variación en el tamaño de grano que varía de 1 a 3 milímetros en promedio. La roca del sector occidental se clasifica como un granito alcalifeldespático.

A B C

Figura 3.4: A. Afloramiento granito alcalifeldespático muestra J13. B. Afloramiento de la granodiorita muestra J1. **C.** Muestra de mano J3, textura característica.

Lamprófiros Sierra Norte (O'Leary, 2004)

Para el estudio de esta litología se seleccionó la muestra J5 (Fig. 3.5 A) de la cual

se realizó un corte petrográfico cuya descripción se halla en el Apéndice III.

En muestra de mano las rocas presentan un color gris oscuro, son tenaces y compactas. Presenta una textura porfírica con escasos fenocristales de aproximadamente un milímetro, además se observan venillas de color rojizo de 0,5 milímetros de espesor promedio.

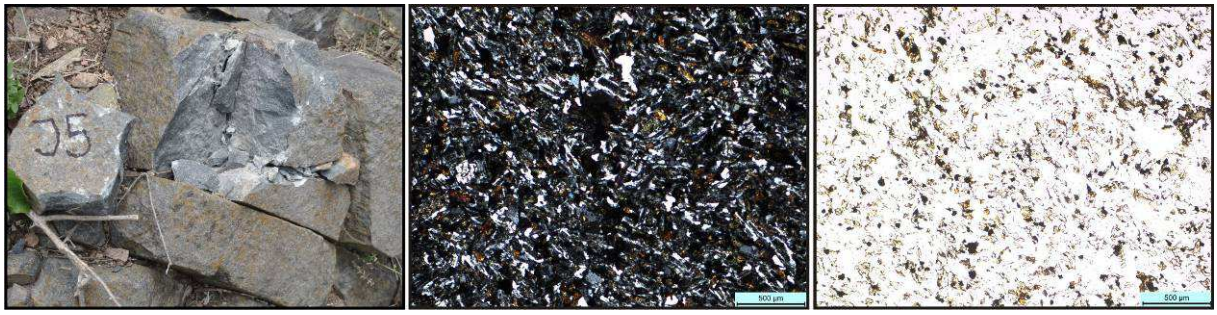
Al microscopio se observa la textura porfírica (Fig. 3.5 B y C) en la que la pasta ocupa un 95% del total de la roca compuesta por plagioclasa, anfíboles, biotita y minerales opacos. Los fenocristales ocupan el restante 5% y poseen un tamaño aproximado de un milímetro. Los cristales que alcanzan mayor desarrollo son prismas de plagioclasas que se hallan con un grado de alteración notoriamente superior al de sus pares en la pasta. En ellos se reconocen agregados de sericita y arcilla que solo preservan el hábito de los prismas originales. Le siguen en abundancia fenocristales de anfíboles cuyos tamaños varían gradualmente entre la fracción fenocristales y los microlitos de la pasta. Si bien se encuentran alterados a cloritas aún quedan remanentes de los cristales originales. Estos últimos se reconocen por sus secciones pseudohexagonales o rómbicas, sus clivajes y sus maclas de dos individuos. Presentan pleocroísmo del verde al verde claro y relieve medio. En algunos sectores los anfíboles se agrupan formando glomérulos de dos milímetros de diámetro promedio.

Como minerales minoritarios destaca la presencia de esfena de tamaño inferior a 0,3 milímetro, cuarzo rellenando algunos intersticios de la pasta, epidoto y diminutos cristales de apatito.

En algunas fracturas se concentra la alteración meteórica que genera una concentración de arcillas y sericita.

Pese al grado de alteración de los fenocristales félsicos resulta evidente la textura porfírica y la presencia de plagioclasa y anfíboles como especies predominantes tanto en los fenocristales como en la pasta. Sobre la base de estas premisas y los porcentajes modales estimados se clasifica a lo roca como un basalto/andesita.

Numerosos autores han descripto esta litología en los alrededores del área de estudio (Gordillo 1955, Lucero 1969, Miró 1998, O´Leary *et al.* 2009 y 2014 entre otros). En cuanto a la disposición de los filones y las dimensiones también son coincidentes con las descriptas previamente. Miró y Sapp (2005) en la hoja geológica del área las describen como diques que intruyen a las granodioritas o monzogranitos con orientación sub-meridional y con inclinación sub-vertical.



A B C

Figura 3.5: A. Toma de muestra J5 donde se puede observar la textura de roca fresca. **B.** fotografía del corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J5. **C.** Fotografía de la misma muestra sin cruzar nicoles

Pórfido Dacítico Los Burros (Lucero, 1969)

Esta unidad fue estudiada a partir de las muestras J6, J7, J8, J9, J14, J15, J16 y J17 obtenidas en el área de estudio con criterio de representatividad. Los afloramientos son similares al que se ilustra en la figura 3.6 A, a partir de los cuales se realizaron los correspondientes cortes petrográficos y cuyas descripciones se hallan en el apéndice III.

En muestra de mano la roca presenta una textura porfírica con pasta predominantemente de color gris. En algunos casos se observa, en menor proporción, otra pasta con una tonalidad anaranjada con límites indefinidos. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea con un tamaño que oscila entre 1 y 3 milímetros a excepción de la muestra J14 que pueden alcanzar los 5 milímetros.

A B

Figura 3.6: A. Afloramiento de muestra J8. **B.** Afloramiento de muestra J14. Nota: El afloramiento característico de la unidad es el de J8 mientras que en el de J14 muestra mayor diaclasamiento.

Al microscopio se observa la textura porfírica con una relación entre fenocristales-

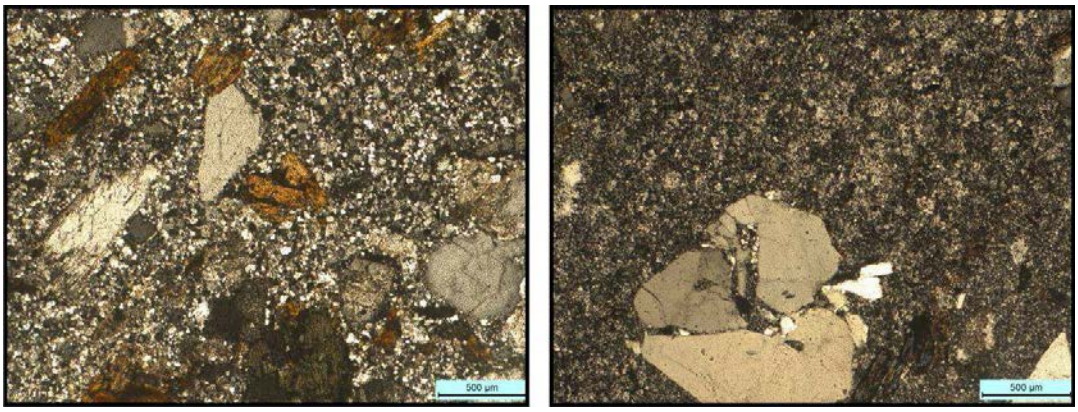
pasta que varía entre 70-30% y 50-50%. La pasta es microgranosa compuesta por cuarzo, feldespato y opacos. En las muestras J6, J7, J16 y J17 también se observa biotita como parte minoritaria de la pasta. El tamaños de los granos en promedio es de 20 micrones en la mayoría de los casos y con un tamaño cercano a los 5 micrones en la muestra J14 (Fig. 3.7 A y B). Los tamaños de los fenocristales en promedio alcanzan entre 1 y 3 milímetros. Entre ellos predominan prismas de plagioclasa (60 al 45% de la fracción de fenocristales) de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación y alteración a sericita y ocasionalmente epidoto que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método de Michel Levy la composición de las plagioclasas es de tipo Oligoclasa-Andesina puesto que varía entre An_{25} y An_{42}. Le siguen en abundancia fenocristales de cuarzo (que está presente entre 25% y 15%) y ortosa que varía entre 15% y 20% del volumen de esta fracción. El cuarzo presenta formas anhedrales, bordes engolfados y extinción de tipo relámpago. La ortosa se encuentra con alteración moderada y con formas suhedrales.

Los fenocristales máficos fluctúan según la roca entre 10% y 15% algunos de los cuales forman glomérulos que se componen principalmente de anfíboles y en menor proporción de láminas de biotita y minerales opacos. Los anfíboles poseen maclas de dos individuos y pleocroísmo típico de la hornblenda y su tamaño promedio es de un milímetro. Las biotitas, algunas de las cuales presentan alteración a cloritas, en algunos casos se las observa flexuradas y poseen un tamaño promedio de 1 milímetro. Los opacos presentan tamaños menores a 0,5 milímetros y en su mayoría son euhedrales y de hábito cúbico.

Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y cloritas como alteración de los anfíboles y las biotitas. Según los porcentajes modales estimados todas las rocas analizadas se clasifican como riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS.

Las características descriptas de esta unidad para el área de estudio se condicen con las descripciones previas aunque en el área solo se encuentran presentes las rocas de composición riolítica del campo 3b (Straqueisen 1979). Miró y Sapp (2005) en la hoja de la región mencionan que la variación de los porcentajes de feldespato potásico hace variar el tipo de roca de riolita a dacita sin poder establecer un límite de ambos tipos litológicos. En el área de estudio si bien estas rocas presentan una homogeneidad composicional es necesario resaltar que la muestra J14, ubicada en el extremo noreste, tiene un tamaño de grano de la pasta de 5 micrones, mientras

que en el resto de las muestras de esta unidad el tamaño de los granos de la pasta es de 20 micrones aproximadamente (Fig. 3.7 A y B). Esta variación granulométrica de la pasta coincide con un mayor diaclasamiento que resulta evidente en el afloramiento de esta muestra (Fig. 3.6 B). Es importante destacar que en el medio de la zona de estudio, por donde pasa un rio coincidente con una falla, la imagen satelital evidencia un cambio de textura del drenaje y un cambio de coloración, estos cambios podrían anunciar un cambio litológico, que no ha sido corroborado.



A **B**

Figura 3.7: A. fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J8. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J14. Nota: Variación del tamaño de grano de la pasta, J8 de 20 micrones y J14 de 5 micrones.

Dique Riolítico El Pértigo (Gordillo, 1955)

Este dique posee la mayor elevación de la zona de estudio con alturas por sobre el nivel del mar cercanas a los 900 metros (Fig. 3.8 A). Fue estudiado a partir de las muestras J2, J4, J20 y J21 mientras que las muestras J18, J19, J22 son representativas de los xenolitos que se encuentran dentro del mismo. Las muestras fueron obtenidas en el área de estudio con criterio de representatividad y para ellas se realizaron los correspondientes cortes petrográficos cuyas descripciones se encuentran en el Apéndice III.

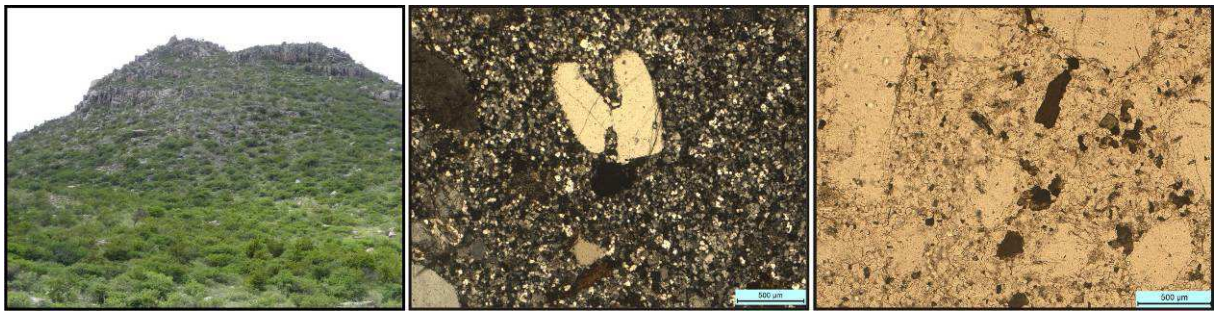
En muestra de mano la roca presenta color castaño grisáceo y textura porfírica, en la que se pueden distinguir la presencia de dos pastas una de color gris y otra, en menor proporción, con una tonalidad anaranjada sin límites definidos entre ambas. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea y varían su tamaño de 2 a 5 milímetros.

Al microscopio se observa que la roca posee una textura porfírica (Fig. 3.8 B y C) en la que los fenocristales ocupan entre el 50 y el 65% del total de su volumen. La

pasta presenta una textura microgranosa, con un tamaño de grano de 20 micrones que en algunas muestras puede alcanzar los 130 micrones, mostrando un cambio gradual entre estos tamaños. En ella se reconocen, además del cuarzo y el feldespato potásico, biotitas y escasos minerales opacos que no ocupan más de 5% del total de esta fracción.

Los fenocristales varían su tamaño entre 0,5 milímetros los más pequeños y entre 4 y 5 milímetros los más grandes. El cuarzo es el fenocristal más frecuente (entre el 35% y el 40% del volumen de la roca) y el que mayor tamaño alcanza (5 milímetros máximo). Presenta formas anhedrales, bordes engolfados y extinción de tipo relámpago a fragmentosa. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración a arcillas, formas suhedrales y en cantidades variables entre el 30% 25%. Se reconocen además prismas de plagioclasas de bordes irregulares y maclas polisintéticas. Los cristales presentan escasa alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método Michel Levy la composición de las plagioclasas es de tipo Oligoclasa. Estos cristales representan aproximadamente el 25% de la fracción de fenocristales. El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos que se componen principalmente de láminas biotita y cantidades accesorias de anfíboles y minerales opacos. Las biotitas en ocasiones presentan alteración a clorita y poseen un tamaño promedio de 1 milímetro. Los anfíboles poseen maclas, pleocroísmo característico de la hornblenda y su tamaño promedio es de menor a 1 milímetro. Los opacos menores a 0,5 milímetros son en su mayoría euhedrales y de hábito cúbico.

En algunos casos se observa la presencia de un fenocristal de hábito prismático que se encuentra completamente reemplazado por carbonatos, cloritas y opacos. Si bien su composición no puede determinarse su hábito sugiere que pueden corresponder a láminas de biotitas.



A B C

Figura 3.8: A. Vista al dique El Pértigo. **B.** fotografía del corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J20. **C.** fotografía al microscopio petrográfico sin nicoles cruzados donde se evidencia textura de la roca J4.

Como minerales minoritarios se reconocen esfena, circones y epidoto. Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de feldespatos, además de cloritas como alteración de las biotitas y los anfíboles.

Según los porcentajes modales estimados todas las muestras extraídas del dique se clasifican como riolitas según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS.

Formación Puesto de los Caminos (Lira *et al.* 1997 a)

Esta formación morfológicamente es un dique anular con una elevación por sobre el nivel del mar de unos 700 metros promedio (Fig. 3.9 A y B) con numerosos diques aplíticos de escasos centímetros que lo atraviesan (Fig. 3.9 C). Ambos tipos litológicos fueron estudiados a partir de las muestras J11 y J12b y J12 (aplita) obtenidas en el área de estudio con criterio de representatividad y para las cuales se realizaron los correspondientes cortes petrográficos cuyas descripciones se hallan en el Apéndice III.

En muestra de mano las rocas J11 y J12b presentan un color castaño rojizo, una textura granosa media con tamaño de grano en un rango entre 0,5 y 2 milímetros cuyo alto grado de alteración hace que sean muy friables.

Al microscopio se observa una textura granosa inequigranular en la cual el tamaño de los cristales varía entre los cinco milímetros y los escasos 0,2 milímetros sin definir una clara moda. Esta variación granulométrica es una de las características particulares de esta roca. Entre ellos se observan cristales de feldespatos potásicos (45%), cuarzo (40 %), biotita (10%), plagioclasa (5%) y cantidades subordinadas de minerales opacos. La ortosa alcanza los tamaños más importantes, posee formas suhedrales, algunos cristales presentan textura pertítica y una moderada alteración a arcillas. Son frecuentes los cristales con sus características maclas de dos individuos. Los cristales de cuarzo presentan formas anhedrales, extinción de tipo relámpago y una variación en el tamaño de grano que varía de 0,12 a 2 milímetros. La biotita se presenta con un tamaño de grano de entre 1 y 1,5 milímetros y siempre se observa acompañada de opacos. Por último, la plagioclasa presenta un tamaño promedio de 0,5 milímetros, hábito prismático con maclado polisintético, moderada alteración a sericita.

Como minerales accesorios se reconocen zircones y diminutas láminas de muscovita cuyo origen puede corresponder a procesos sobreimpuestos.

Sobre la base de los porcentajes descriptos las rocas se clasifican como un granito según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS.

La muestra J12 representa a numerosos diques aplíticos que atraviesan a la roca antes descripta. En muestra de mano es una roca de color castaño rosado, de fractura irregular, tenaz y compacta. Presenta textura granosa fina y está compuesta por feldespatos, cuarzo y escasos minerales máficos. Los cristales mayores poseen un tamaño de grano promedio menor a los 0,5 milímetros.

Al microscopio la roca presenta una textura granosa fina en la que se observan cristales de cuarzo (50 %), feldespatos potásicos (45%), plagioclasa (5%) y cantidades subordinadas de biotita y minerales opacos. Los cristales de cuarzo presentan formas anhedrales y extinción de tipo relámpago o, en algunos casos, de tipo fragmentosa. La ortosa posee formas suhedrales, algunos cristales presentan textura pertítica y poseen una moderada alteración a arcillas. Tanto la ortosa como el cuarzo presentan una variación en el tamaño de grano que varía de 0,06 a 1 milímetro que se distribuyen en forma inhomogénea provocando sectores de distinta granulometría en el mismo preparado. La plagioclasa presenta un tamaño promedio de 0,3 milímetros, hábito prismático y maclado polisintético. Por último, la biotita y los minerales opacos se presentan en cantidades inferiores al 1% con tamaños de grano promedio de 0,3 milímetros.

La fábrica y la textura de la roca la clasifican como una aplita y sobre la base de los porcentajes modales posee una composición granítica.

A B C

Figura 3.9: A. Vista al norte desde la muestra J11 al dique anular félsico Toro Huañusco. **B.** Vista al norte desde la muestra J11 al dique anular félsico Toro Huañusco. **C.** Dique aplítico de la muestra J12.

Xenolitos

Los xenolitos han sido encontrados principalmente dentro del Dique Riolítico El Pértigo con tamaños que varían entre 12 y 25 centímetros (Fig. 3.10 A, B y C) y

han sido muestreados y luego descriptos en el Apéndice III. Si bien tienen una composición mineralógica predominantemente riolítica en algunas muestras el contenido de anfíboles sugiere composiciones iniciales menos diferenciadas.

En muestra de mano los xenolitos son de color negro, las muestras J18 y J19, con textura porfírica donde la pasta ocupa entre el 80 y el 90% y los fenocristales que varían su tamaño entre 1 y 6 milímetros. En la muestra J19 minerales máficos prismáticos de 3 a 6 milímetros se encuentran rodeados de halos de color anaranjado. La muestra J22 es de color gris oscuro de textura también porfírica donde los feldespatos alcanzan los 5 mm de largo y los prismas de anfíboles los 3 milímetros de largo, estas especies se distribuyen en toda la roca en porcentajes similares donde la relación pasta-fenocristales es aproximadamente 50-50%.

Al microscopio se observa que poseen textura porfírica mientras que la muestra J18 presenta una textura seriada. La composición mineralógica de los tres xenolitos es muy variable pese a lo cual podemos decir que los tres contienen anfíboles, la muestra J18 solo en la pasta, la muestra J19 en fenocristales y en la pasta y la muestra J22 solo en los fenocristales. El cuarzo es abundante en la pasta en todos los casos y son cercanos al 50% de la misma.

La composición mineralógica, por tratarse de enclaves, puede verse alterada durante las incorporaciones a las rocas que las hospedan y no debe desestimarse posibles aportes, en particular la cantidad de cuarzo en la pasta. En consecuencia resulta incongruente estimar su composición inicial sobre la base de los porcentajes modales descriptos.

A B C

Figura 3.10: A. Xenolito muestra J18. **B.** Xenolito muestra J19. **C.** Xenolito muestra J22. En todas las muestras las rocas hospedantes pertenece al dique El Pértigo.

En el área de estudio estos xenolitos fueron estudiados junto a la petrografía regional por Lucero (1948) y por Gordillo (1953) quienes los describen

sintéticamente. Años mas tarde fueron utilizados por Lira *et al.* (1997) para ayudar a establecer la secuencia magmática del Cámbrico. Posteriormente Miró y Sapp (2005) los mencionan como asociados principalmente al Pórfido Dacítico los Burros, hecho que se condice con lo observado en el área de estudio.

3.3 Conclusiones parciales

Según lo observado podemos concluir que en el área de estudio todas las rocas aflorantes pertenecen a lo que Miró y Sapp (2005) definieron como el Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta. Dentro de este marco general de coincidencia se observan algunas diferencias con dicho trabajo y con el de Lira *et al.* (2014).

En el área de estudio la petrografía de la Unidad Granodiorita Tres Lomitas se condicen con la petrografía encontrada por otros autores (Miró y Sapp 2005, Lita *et al.* 1997, Lira *et al.* 2014), solo en el margen occidental, las muestras presentan mayores cantidades de feldespatos potásicos 60% y se clasifica a la roca del sector como un granito alcalifeldespático. Estos términos más evolucionados encontrados en el área se diferencia con lo que plantean Lira *et al.* (2014) que describen términos monzogranitos para la misma porción de las sierras de donde se extrajo la muestra J13 y si bien estos autores discriminaron un sector más evolucionado (Formación La Isla equivalente a la Unidad *Granodiorita* Tres Lomitas) la muestra estudiada para este Trabajo Final de Licenciatura sugiere una paragénesis aún más diferenciada.

En cuanto al Pórfido Dacítico Los Burros en el área de estudio las rocas analizadas se condicen con las descripciones previas aunque solo se encuentran presentes las rocas de composición riolítica. Miró y Sapp (2005) en la hoja de la región mencionan que la variación del tipo de roca de dacita a riolita sin establecer el límite de ambos tipos litológicos. La muestra J14, ubicada en el extremo noreste, evidencia un cambio de tamaño de grano de la pasta (5 micrones) con respecto a todas las demás muestras (20 micrones), esta variación granulométrica coincide con un mayor grado de diaclasamiento que resulta evidente en el afloramiento.

Es importante destacar que no se constata como cambio composicional en el evidente cambio de textura del drenaje y cambio de coloración que muestra la imagen satelital en el afloramiento del Pórfido Dacítico Los Burros.

El dique riolítico El Pértigo está mapeado por Miró y Sapp (2005) como Pórfido Riodacítico Oncán y en el presente trabajo las descripciones de las rocas son

similares a las descripciones del Pórfido Dacítico Los Burros tanto en la composición mineralógica como a nivel textural. No obstante, el mismo puede representar una fase más evolucionada que el Pórfido Dacítico Los Burros, lo que sería coincidente con las valoraciones de Gordillo (1853) y las que hace O'Leary *et al.* (2014) que basa su diferenciación más vinculada a las diferencias químicas que a las petrográficas. En consecuencia el mapa refleja tal diferenciación composicional y además estructural.

Las muestras J11, J12 y J12b están ubicadas en el dique anular mapeadas por Miró y Sapp (2005) como pertenecientes a la Formación Oncán, en tanto que O`Leary (2004) mapeó esta misma área como un dique anular félsico denominado Toro Huañusco y que por su mineralogía y por su composición química lo enmarca como parte de la Formacion Puesto de los Caminos. En términos comparativos las composiciones minerales de estos trabajos con las descriptas en el Apéndice III se nota una diferencia en cuanto a la cantidad relativa de plagioclasas (25% O´Leary, 2004) mientras que en las muestras descriptas los porcentajes son menores (5%). No obstante, las rocas de la Formación Oncán son consideradas extrusivas o hipabisales (riolitas o dacitas) (Miró y Saap, 2005) los cual evidencia que los granitos encontrados no pueden correlacionarse con esta última.

Por último, entre los autores que describieron a los lamprófiros y el presente trabajo podemos decir que hay coincidencia estructural en cuanto a la disposición de los filones y a las dimensiones de los mismos. No obstante, se observó una diferencia composicional con respecto a las descriptas por O' Leary *et al.* (2009) quienes definen a estas rocas como diques lamprófiros de composición espessartitica con la presencia de abundante biotita y carentes de augita. Las muestras encontradas para este trabajo difieren en la composición de los máficos dada la predominancia de anfíboles. Al mismo tiempo, la presencia de plagioclasas como fenocristales resulta contradictoria con las características típicas de los lamprófiros según la IUGS (modificada de Streckeisen 1979). Sobre la base de estas premisas, es posible que las rocas encontradas en la zona no se correlacionen con los Lamprófiros de Sierra Norte. De ser así, por morfología y composición podrían vincularse con las volcanitas descriptas por Brodtkorb y Koukharsky (2000) y por Miró y Sapp (2005) como Andesitas Balbuena. Dado que esta litología solo se encontró formando un dique de dimensiones reducidas, consideramos que no posee una relevancia comparable con las otras unidades y por lo tanto no se profundizó en su caracterización petrológica más allá de lo descripto en este capítulo.

4. GEOQUÍMICA

Este capítulo tiene por objetivo analizar la impronta geoquímica de las principales unidades del área de estudio para completar la caracterización petrológica de cada una y poder además asignarles el marco tectónico de formación correspondiente.

Para este cometido se seleccionaron muestras de granitoides de la Formación Puesto de los Caminos y volcanitas de las unidades Pórfido Dacítico Los Burros y del Dique Riolítico El Pértigo considerando siempre los ejemplares cuyo análisis petrográfico evidenció escasos o nulos procesos sobreimpuestos.

En cada caso los resultados se compararán con los análisis de litologías similares de los alrededores del área de estudio para determinar las similitudes y las diferencias propias del área.

4.1 Metodología

Las muestras que han sido seleccionadas para este análisis son las J 4, J 9, J 11, J 12B, J 14, J 16 y J 20 con el fin de lograr una caracterización química que junto con la caracterización petrografía de los distintos afloramientos se utilizan como sustento para reforzar la posición estratigráfica y establecer el ambiente tectónico de formación.

Para la interpretación regional de la geoquímica los análisis realizados serán comparados con los resultados obtenidos por los distintos autores que muestrearon regionalmente la comarca y que publicaron los datos químicos. El criterio adoptado para dicha selección no solo fue la proximidad geográfica sino también la posible correlación de las muestras estudiadas con las unidades de los alrededores y su asociación temporal.

El cuadro 4.1 compila los resultados obtenidos de las muestras analizadas para este Trabajo Final de Licenciatura.

Formacion		Puesto de los Caminos			El Pértigo			Pórfido Dacítico Los Burros				
Muestra		J 11*	J 11	J 12B	J 4*	J 4	J 20	J 17*	J 6*	J 9	J 14	J 16
Analito	Unidades	Mayoritarios										
SiO_2	%	77,13	76,28	76,44	70,28	73,25	73,79	67,87	68,69	65,59	68,91	69,61
TiO_2	%	0,05	0,06	0,05	0,24	0,24	0,23	0,37	0,33	0,44	0,45	0,43
Al_2O_3	%	11,25	12,62	12,21	14,2	13,18	13,11	15,52	15,43	15,38	14,85	14,16
Fe_2O_3	%	0,68	0,85	0,89	2,19	2,43	2,3	3,35	3	2,54	3,86	3,81
MnO	%	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06	0,05	0,07	0,07
MgO	%	0,19	0,05	0,05	0,39	0,48	0,43	0,52	0,48	0,17	1,06	1,04
CaO	%	0,52	0,62	0,45	1,59	1,64	1,64	2,38	2,56	3,37	3,07	2,75
Na_2O	%	4,47	3,24	3,15	5,56	3,2	3,22	5,05	4,9	1,39	3,25	3,21
K_2O	%	4,2	4,99	5	3,92	4,31	4,28	3,39	3,19	3,31	3,27	3,47
P_2O_5	%	0,01	0,03	0,02	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,07	0,08	0,08
LOI	%	0,92	1,1	1,1	1,36	1,1	0,8	1,22	0,98	6,9	1	1,2
Total	%	99,43	99,86	99,38	99,83	99,93	99,81	99,8	99,67	99,21	99,87	99,83
Analito	Unidades	Trazas										
SO_3	%	0,05	—	—	0,05	—	—	0,05	0,05	—	—	—
Rb	ppm	198	198	226,2	174	185,3	167,5	136	140	112,3	112,5	124,6
Ba	ppm	290	338	176	462	576	530	553	612	752	701	649
Sr	ppm	40	41,1	21,4	112	114,8	112,4	165	167	80,4	198,6	172,3
V	ppm	< 10	< 8	< 8	< 10	22	19	13	< 10	51	51	47
Zr	ppm	72	74,7	62,2	68	144,4	121,6	76	62	190,6	180,5	180,7
Sc	ppm	2,9	3	4	5,9	5	5	7,9	7,1	9	9	9
Nb	ppm	9,9	12,1	21,5	11	10,7	10,8	15	9,2	10,7	9,6	10,4
Be	ppm	< 5	4	<1	< 5	4	2	< 5	< 5	1	2	3
La	ppm	15	18,9	15,6	26	31,8	37,5	26	34	50,4	33,4	37,3
Ce	ppm	35	40,6	33,8	65	67,8	72,9	65	74	96,3	71,2	76,6
Nd	ppm	16	20	18	19	25,2	28,4	20	22	35,5	26,4	30,7
Sm	ppm	3,7	4,78	6,01	4,5	4,76	5,36	4,5	4,5	5,77	4,92	5,64
Eu	ppm	0,53	0,53	0,27	0,82	0,85	0,85	0,93	0,98	1,12	1,09	1,08
Gd	ppm	3,7	5,21	6,94	4,9	4,61	5,01	4,9	4,71	4,94	4,58	5,25
Dy	ppm	3	6,15	10,14	4,2	4,47	5,35	3,9	3,6	4,42	4,47	5,26
Er	ppm	1,9	3,88	6,51	2,6	2,67	3,25	2,5	2,1	2,34	2,8	3,03
Yb	ppm	2,1	4,35	6,67	3,1	2,97	3,63	2,7	2,3	2,42	2,87	3.24
Y	ppm	16	39,9	58,9	26	27,5	32,8	24,06	21	25,3	25,4	29
Lu	ppm	0,28	0,68	1,01	0,39	0,53	0,54	0,35	0,31	0,41	0,42	0,51
Th	ppm	12	17,3	23,5	13	17,4	17,6	11	11	15,7	14,6	15,2
U	ppm	32	2,9	5	70	3	3,4	105	100	2,3	13,8	2,5
Zn	ppm	19	—	—	39	—	—	52	43	—	—	—
Co	ppm	69	66	441	36	4	3	628	53	5	7,7	7,8
Ga	ppm	—	12,9	13,6	—	14,7	13,3	—	—	18,7	16,5	15,8
Sn	ppm	—	2	3	—	4	4	—	—	3	3	3
Cs	ppm	—	8,3	5,9	—	6,7	5,9	—	—	6,7	3,5	4,3
Hf	ppm	—	3,7	3,3	—	4,7	4,1	—	—	5,7	5,7	5,5
Ta	ppm	—	2,3	3	—	1,1	1,1	—	—	0,9	0,7	1
W	ppm	—	595,6	3719,8	—	2,2	1,8	—	—	1,5	1,9	2,1
Pb	ppm	36	—	—	20	—	—	< 20	< 20	—	—	—
Pr	ppm	3,9	5,17	4,65	5,6	7,23	8,15	5,6	6,5	9,96	7,43	8,5
Tb	ppm	0,48	0,99	1,52	0,66	0,78	0,87	0,64	0,58	0,81	0,76	0,88
Ho	ppm	0,56	1,29	2,2	0,81	0,91	1,06	0,75	0,66	0,81	0,9	0,98
Tm	ppm	0,27	0,61	1,06	0,38	0,45	0,52	0,34	0,3	0,37	0,42	0,47
Li	ppm	30	—	—	41	—	—	34	34	—	—	—

Tabla 4.1: Análisis químico de elementos mayoritarios y trazas. * Muestras analizadas en las dependencias el SEGEMAR. El resto fueron enviadas a los laboratorios de Veritas Minerales.

4.2 Geoquímica de la Formación Puesto de Los Caminos

Las muestras de granitoides de la Formación Puesto de los Caminos se comparan con los análisis químicos del trabajo de Gordillo (1955) que constituye el primer antecedente y del cual se utilizan las muestras 14, 15 granodioritas y las 16, 18 Y 20 granitos.

Además se comparan con los granitoides de los afloramientos más septentrionales de la misma formación analizados por Lira *et al.* (1997a). Al mismo tiempo, se comparan con los datos de dos pequeños plutones: Aguada Vieja y Cerro Baritina (Lira *et al*. 1997 a), puesto que esta unidad es parte del conjunto de intrusiones tardías del mismo magmatismo Pampeano.

Del mismo modo, se plotean también los datos compilados del basamento ígneo al cual intruyen. Para esto último se emplean los antecedentes generados por Bonalumi (1988) quien publica la geoquímica de los granitoides que componen la sierra de Ambargasta; por Lira *et al*. (1997 a) quienes publican datos de las mismas unidades (a las que denominan serie Granodiorita-Monzonita) y por Leal (2002) quien contribuye con datos de las mimas unidades abarcando un área similar.

4.2.1 Geoquímica de elementos mayoritarios

Para comparar la composición química con la clasificación modal realizada en el capítulo 3 se plotean las muestra J11, J11* y 12B en el diagrama de clasificación TAS de Le Maitre (1989), modificado para rocas plutónicas por Wilson (1989) (Fig. 4.1). En dicho diagrama se observa que las muestras se ubican en el campo de los granitos lo cual sustenta la determinación petrográfica realizada en el apéndice III. Posteriormente se utilizó la linea de discriminación de Irvine-Baragar (1971) (Fig. 4.2a) donde se plotean las mismas muestras junto a todas las muestras regionales que se tienen como referencia, en este se evidencia que las rocas graníticas del área presentan la misma impronta subalcalina que caracteriza al basamento ígneo de la región.

Se utilizó también el diagrama de Maniar y Piccoli (1989) (figura 4.2b) donde se puede observar que las rocas J11 y J12B pertenecen al campo de las rocas peraluminosas, como la gran mayoría de las muestras regionales, mientras que la muestra 11* se ubica ligeramente desplazada hacia el campo de los peralcalinas. Esta característica se condice con lo observado por Lira *et al.* (2014) quienes destacan la misma tendencia para las rocas pertenecientes a la Formación Puesto de los Caminos.

El análisis de elementos mayoritarios se complementa con el diagrama que vincula el contenido de CaO versus SiO_2 (Fig. 4.3), donde se evidencia que las rocas de la Formación Puesto de los Caminos se ubican entre las altamente fraccionadas.

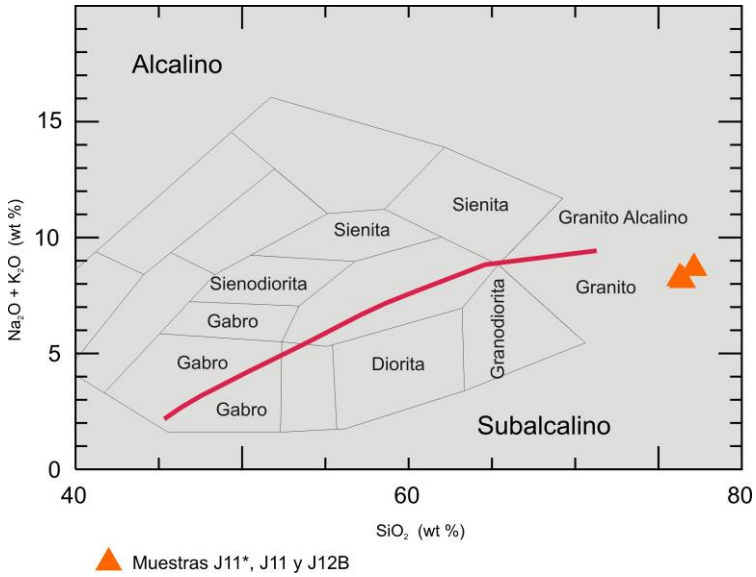


Figura 4.1: Diagrama de Cox (1979) modificado por Wilson (1989) para rocas plutónicas.

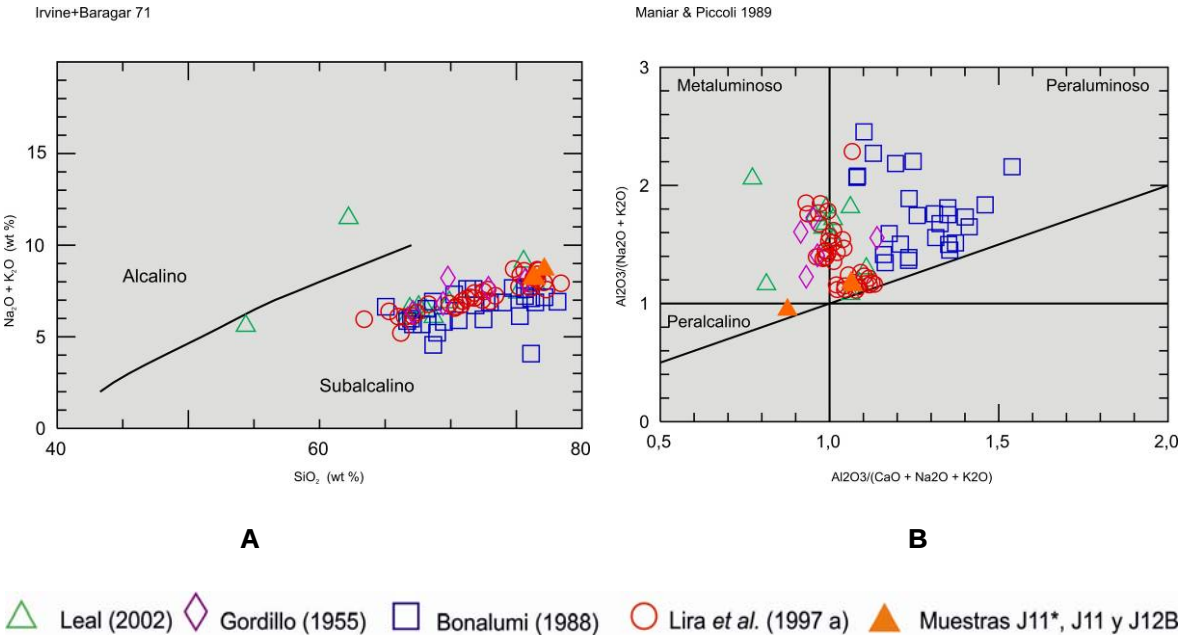


Figura 4.2: A. Diagrama de Irvine-Baragar (1971). **B.** Diagrama de Maniar y Piccoli (1989).

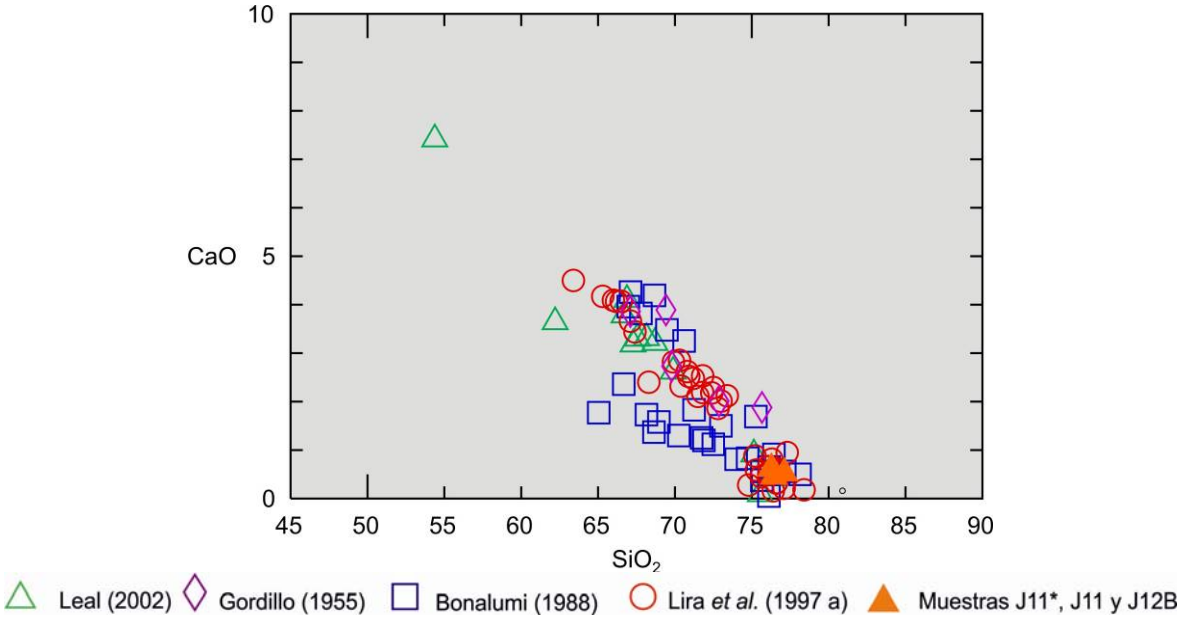


Figura 4.3: Diagrama CaO versus SiO_2.

4.2.2 Geoquímica de elementos traza

Se realizó el diagrama de Pearce *et al.* (1984) como discriminador tectónico. Acorde al marco tectónico regional, la figura 4.4 evidencia que las muestras de los granitos analizados son característicos de los arcos volcánicos sincolisionales.

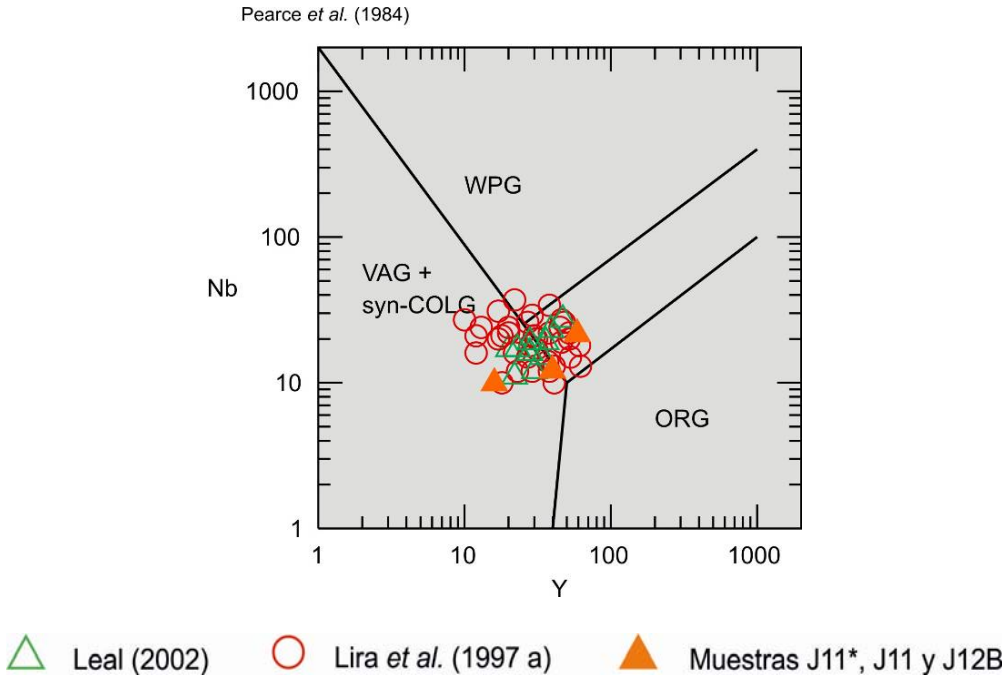


Figura 4.4: Diagrama Pearce *et al.* (1984)

4.3 Geoquímica del Dique Riolítico El Pértigo y El Pórfido dacítico Los Burros

Estas formaciones se estudian en conjunto puesto que ambas son extrusivas y poseen una estrecha vinculación genética. No existen antecedentes sobre la composición química del dique El Pértigo fuera de los publicados por Gordillo (1955). Por el contrario, el pórfido dacítico Los Burros posee numerosos análisis realizados por Bonalumi (1988), Lira *et al.* (1997 a) y Leal (2002) que permiten analizar su variación espacial.

Ambas formaciones son comparadas también con la composición química de la Formación Pórfiro Oncán puesto que, según Miró y Sapp (2005), podría correlacionarse con el dique El Pértigo. Para esto último se emplearán los datos publicados por Bonalumi (1988), Lira *et al.* (1997 a) y Rapela *et al.* (1991).

4.3.1 Geoquímica de elementos mayoritarios

Para comparar la composición química con la clasificación modal realizada en el capítulo 3 se plotean las muestra J4*, J4, J20 (Dique Riolítico El Pértigo) y las muestras J17*, J6*, J9, J14, J16 (Pórfido Dacítico Los Burros) en el diagrama de Le Maitre (1989), (figura 4.5). En dicho diagrama se observa que las muestras J4*, J4 y J20 caen en el campo de las riolitas mientras que las muestras J9, J14 y J16 se desplazan hacia el campo de las dacitas y las muestras J6* y J17* caen en el campo de las traquidacitas. Debe notarse que esto último evidencia una relativa diferencia con la determinación petrográfica realizada en el apéndice III donde todas estas muestras fueron clasificadas como riolitas.

Empleando la subdivisión propuesta por Peccerillo y Taylor (1976) se construyó la figura 4.6 propuesta por Le Maitre et al. (1989). En la misma se puede observar el carácter calcoalcalino de alto potasio que poseen las rocas de la Unidad Pórfido Dacitico Los Burros, de la Formación Oncán y del Dique Riolítico El Pértigo.

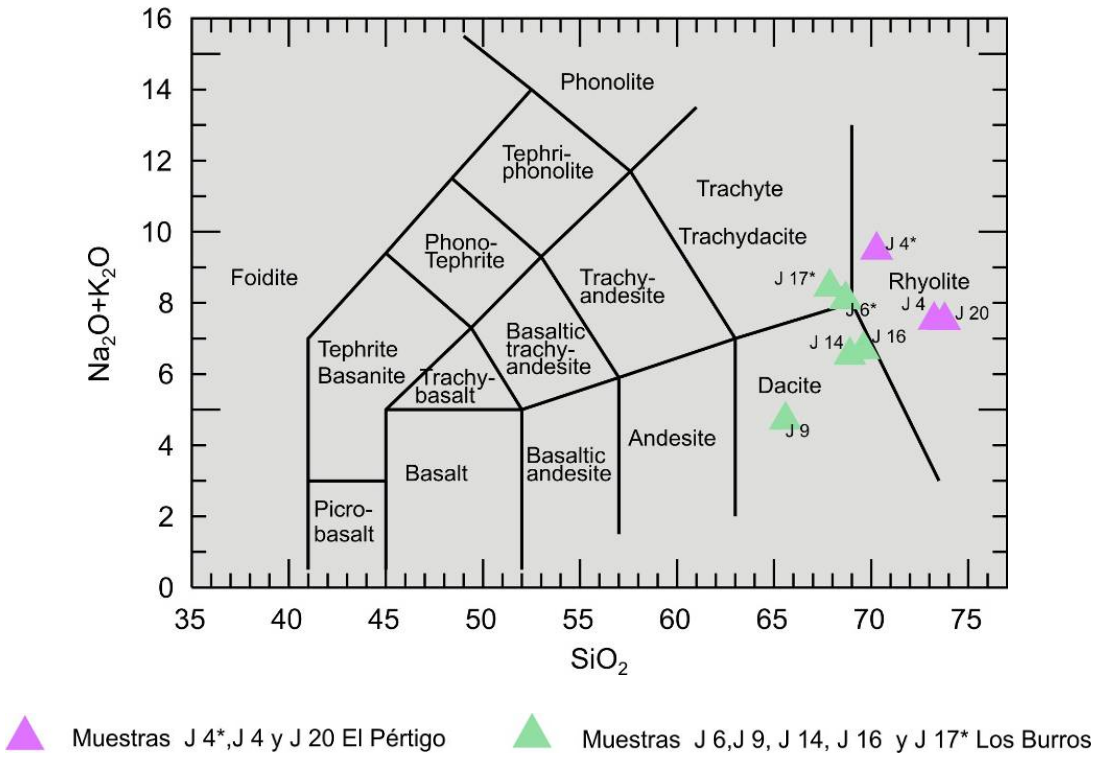


Figura 4.5: Diagrama de Le Maitre *et al*. (1989)

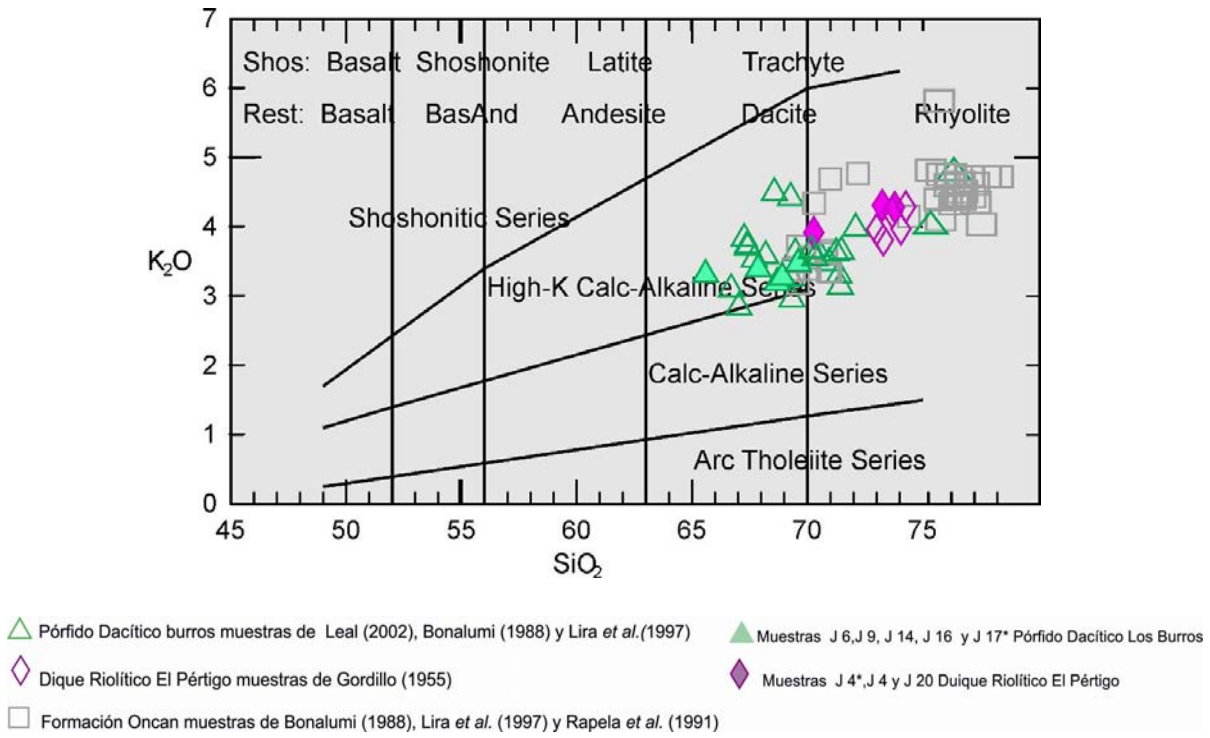


Figura 4.6: Diagrama de Le Maitre *et al*. (1989).

4.3.2 Geoquímica de elementos traza

Para corroborar la petrografía en forma independiente de los elementos mayoritarios se decidió usar el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 4.7).

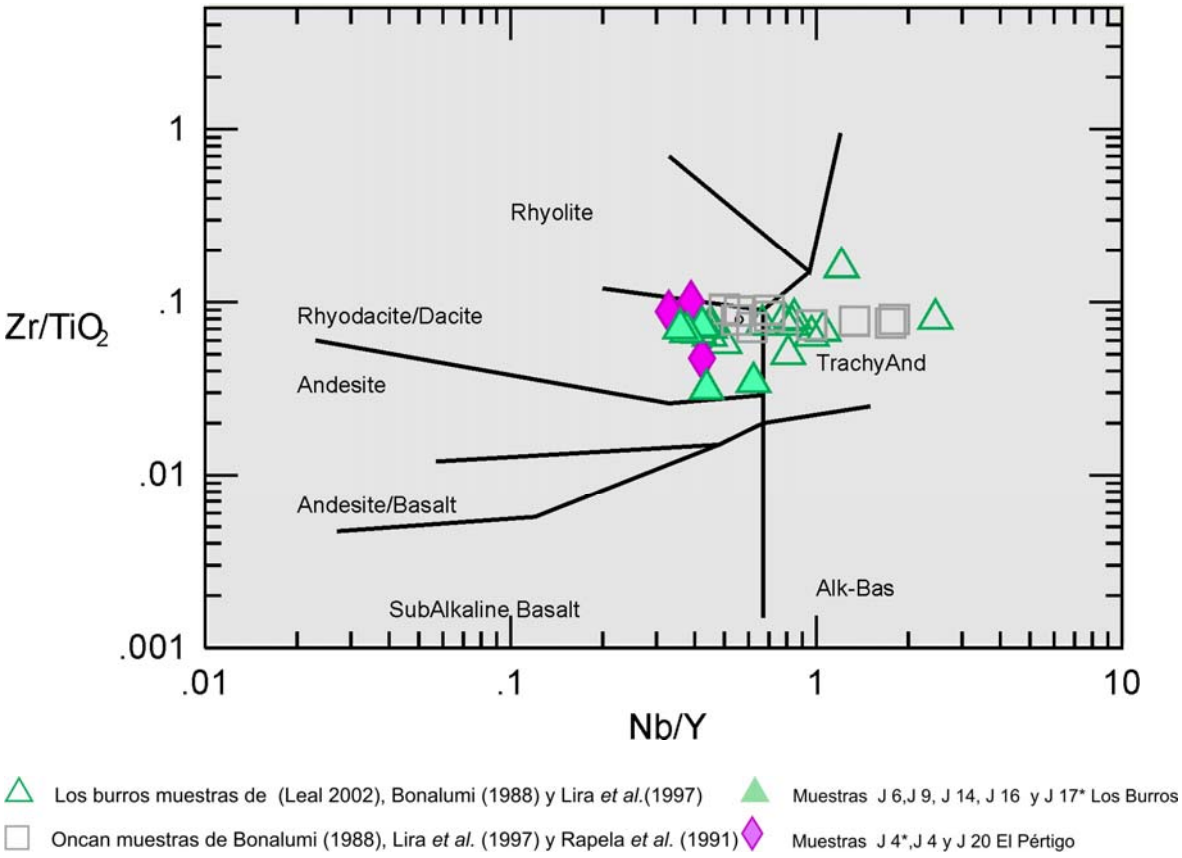


Figura 4.7: Winchester y Floyd (1977).

Dada la similitud petrográfica entre las unidades subvolcánicas se estudiaron los elementos traza con el propósito de poder establecer alguna impronta particular que permita una discriminación certera. Para este propósito se priorizó el uso de los elementos inmóviles intentando evitar caracterizar procesos sobreimpuestos.

Además de los elementos Eu, Rb y Ba se usó la sumatoria del óxido Ca y Fe y a todos estos, se los graficó versus el contenido de sílice (figura 4.8).

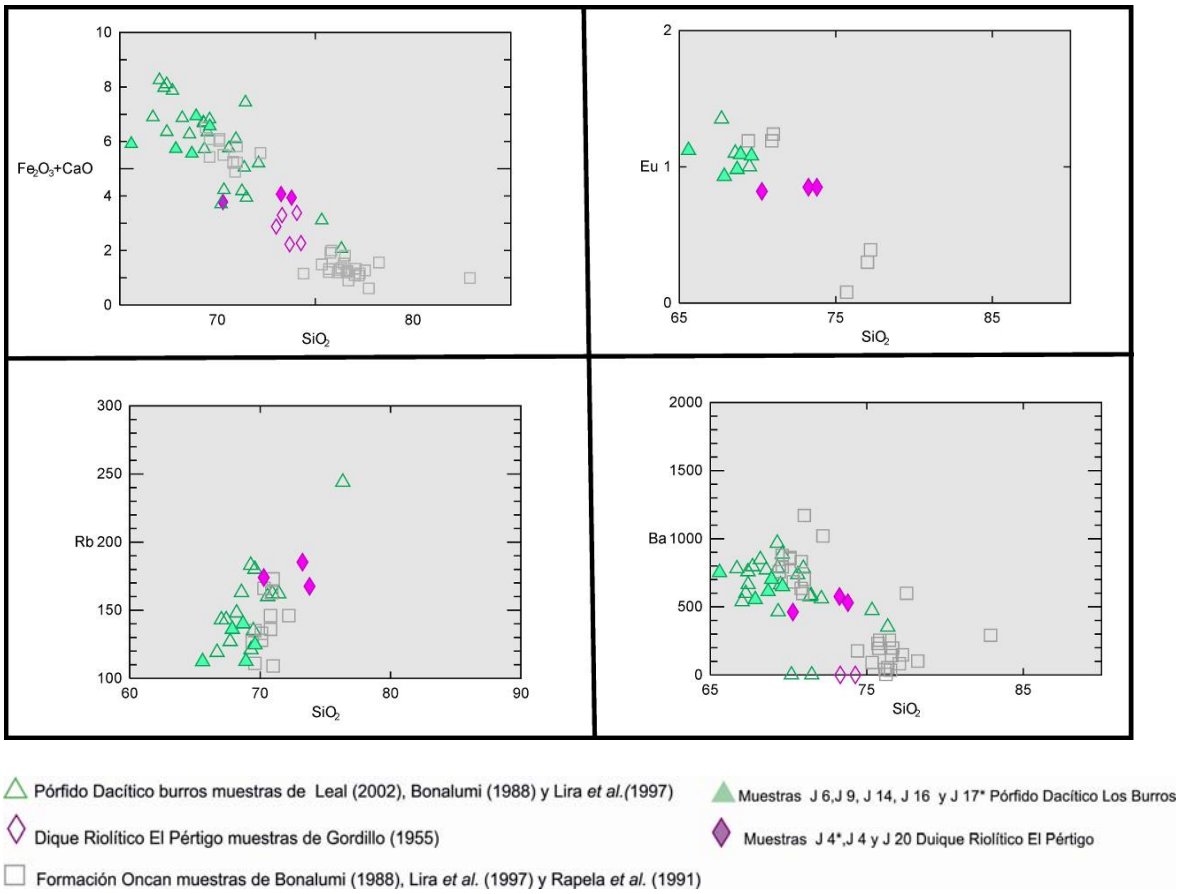


Figura 4.8: Diagramas binarios para diferenciar las unidades Pórfido Dacítico Los Burros del Dique Riolítico el Pértigo.

En dicha figura se usaron las muestras J 4*, J 4, J 20 (Dique Rioítico El Pértigo) y las muestras J 17*, J 6*, J 9, J 14, J 16 (Unidad Los Burros) y todas las muestras regionales de Gordillo (1955), Bonalumi (1988), Lira *et al*. (1997 a), Leal (2002) y Rapela *et al.* (1991) del dique El Pértigo y de las unidades Los burros y Oncan.

En la Figura 4.8 se puede observar que las formaciones presentan distintos contenidos de sílice ya que en las muestras del dique el Pértigo los valores oscilan entre 70 y 75% de óxido de silicio, que en las muestras del Pórfido Dacitico Los Burros los valores están entre 65 y 72% de óxido de silicio, salvo dos muestras con valores cercanos al 75% y que las muestras de la Formación Oncan presenta dos modas, una moda con valores cercanos al 70% y la otra con valores cercanos al 76% óxido de silicio.

En cuanto la sumatoria del óxido Ca y Fe y a los elementos Eu, Rb y Ba lo que se observa en la Figura 4.8 es que existe una diferenciación entre las Unidades Pórfido Dacítico Los burros y el Dique Riolitico El Pértigo ya que los valores de la sumatoria de óxidos de Ca y Fe son menores en este último. En tanto que los valores de Eu y Ba son menores en las muestras del dique El Pértigo comparados con los de la Unidad Los

Burros y por último los valores de Rb de las muestras del dique El Pértigo son mayores.

Las muestras de la Formación Oncan presentan un comportamiento dispar en los elementos analizados y en términos generales sugiere la presencia de dos modas bien marcadas lo cual es coincidente con la variación en el contenido de óxido de silicio.

4.4 Consideraciones parciales sobre la geoquímica de la roca

Como generalidad se corrobora químicamente lo analizado petrográficamente en cuanto a la clasificación petrográfica.

Las rocas graníticas del área presentan la misma impronta subalcalina que caracteriza al basamento ígneo de la región. Se corrobora además que son rocas peraluminosas con una suave tendencia a la peralcalinidad. En cuanto a los discriminadores utilizados estos sugieren que las muestras J11, J11* y 12B son granitos característicos de los arcos volcánicos sincolisionales.

En cuanto a su correlación, la geoquímica permitió comprobar que los granitos que integran el dique semicircular posee una impronta geoquímica similar a la Formación Puesto de Los Caminos con la cual se correlacionó a partir de su petrografía. Estas muestras se caracterizan por representar a los términos más diferenciados de la cristalización magmática del basamento ígneo; hecho que es consistente con su morfología fuertemente controlada por las estructuras de las rocas que les precedieron.

La geoquímica de las rocas extrusivas muestra el carácter calcoalcalino de alto potasio que poseen las rocas del Pórfido Dacítico Los Burros, las rocas de la Formación Oncán y las del Dique El Pértigo.

La diferenciación entre la Unidad Pórfido Dacítico Los Burros y el Dique Riolitico El Pértigo se puede establecer por los distintos contenidos de óxido de silicio mayor porcentaje en el dique el Pértigo, por los contenidos de óxidos de Ca y Fe con valores más altos para El Pórfido Los Burros y por la diferencia que se observa en el comportamiento de los elementos graficados. A este respecto la composición química de ambas formaciones demostró ser una herramienta muy eficiente para su discriminación, puesto que evidencia diferencias composicionales que no se perciben en la petrografía.

La misma comparación entre El Pértigo y los riolitas Oncán no es igual de fructífera debido a la variación del contenido de óxido de silicio de estas últimas. No obstante, puesto que tampoco encontramos coincidencias petrográficas y geoquímicas claras se decidió adoptar la propuesta de O'Leary *et al.* (2014) de considerarlos independientes.

Discusiones y Conclusiones

Según lo observado podemos concluir que en el área de estudio todas las rocas pertenecen a lo que Miro y Sapp (2005) definieron como el Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta. No obstante, dentro de este marco general de coincidencia se observan algunas diferencias importantes de resaltar.

En lo que refiere a las rocas plutónicas, los antecedentes de la Granodiorita Tres Lomitas para el área de estudio, se condicen con la petrografía encontrada por otros autores (Miro y Sapp 2005, Lita *et al.* 1997, Lira *et al.* 2014). Solo en el extremo occidental muestra términos más evolucionados (granitos alcalifeldespáticos) que Lira *et al.* (2014) describen como monzogranitos pertenecientes a la formación La Isla. Aunque la muestra estudiada para este Trabajo Final de Licenciatura sugiere una paragénesis aún más diferenciada.

Una mención aparte merece el dique con geometría anular cuyos antecedentes discrepan respecto de que unidad estratigráfica representaba. Mientras Miro y Sapp (2005) lo consideran pertenecientes a la formación Oncán, O`Leary (2004) lo asocian a la Formación Puesto de los Caminos. Las localidades estudiadas para este trabajo permiten coincidir con la segunda propuesta puesto que las rocas poseen una marcada textura plutónica. La única diferencia con las rocas descriptas por O'Leary (2004) radica en el contenido menor de plagioclasas (5%) en comparación con lo descrito por la mencionada autora (25%).

La composición química de estas rocas graníticas es consistente con los antecedentes. Todas las muestras evidencian una impronta subalcalina de granitos que muestran un carácter peraluminoso con una leve tendencia peralcalina. Al mismo tiempo, los análisis realizados permitieron comprobar el carácter más evolucionado del dique anular respecto del plutón que lo hospeda.

En cuanto a las rocas hipabisales (Dacita Loa Burros y Dique Riolítico El Pértigo) los estudios realizados nos permiten extraer las siguientes conclusiones:

Si bien el Pórfido Dacítico Los Burros posee una composición que varía de dacita a riolita (Miro y Sapp, 2005), en la zona analizada, solo expone rocas de composición riolítica. La homogeneidad petrográfica del mismo sólo cambia en el extremo noreste

debido a variaciones texturales más que mineralógicas que parecen un efecto localmente restringido.

El cuanto al dique riolítico El Pértigo el análisis composicional permitió establecer criterios para su reconocimiento. Acorde a los antecedentes compilados la composición mineralógica del mismo resulta similar a la Dacita Los Burros. No obstante, su impronta geoquímica evidencia que este representa una fase más evolucionada del mismo magmatismo, hecho que fue postulado previamente por Gordillo (1853) y O'Leary *et al.* (2014). Del mismo modo, no se han encontrado coincidencias suficientes que permitan correlacionarlos con el Pórfido Riodacítico Oncán según plantearon otros autores.

Sobre la base de los resultados obtenidos la historia magmática de la región debió comenzar con el emplazamiento de la Granodiorita Tres Lomitas. Con posterioridad este basamento de carácter plutónico debió ser parcialmente exhumado para que sobre el mismo se intruyan los cuerpos de morfología y texturas hipabisales. A partir de sus relaciones de contactos y su impronta geoquímica resulta evidente que la Riodacita Los Burros debió preceder a la intrusión del dique El Pértigo. Durante la etapa póstuma de la orogenia Pampeana (cámbrico superior), se emplazaron pequeños plutones que en el área de estudio están representados por el dique anular perteneciente a la formación Puesto de los Caminos. Dado que no se encontraron rasgos estructurales sobre el dique o sobre la roca que lo hospeda que permitan explicar su geometría anular por procesos posteriores a su emplazamiento, se infiere que la misma puede reflejar condiciones de intrusión. Por último, escasos diques de robas básicas intruyeron a las rocas previas descriptas. Fuera de dichos diques de reducidas dimensiones no se encontraron evidencia de procesos magmáticos sobreimpuestos. Con posterioridad a la formación de la secuencia descripta, la zona fue exhumada mediante estructuras de basamento y sometida al ciclo exógeno que modeló su relieve y esculpió los valles efímeros que generaron la delgada cubierta regolítica que hoy se observa.

Es importante destacar que esta secuencia de sucesos se sustenta con la edad de la Riodacita Los Burros que varía entre 607±7,5Ma y 512,6± 3.5Ma (Millone *et al.* 2003, Söllner *et al.* 2000, Schwartz *et al.* 2003, Castellote 1985 y Leal *et al.*, 2003) y la edad de la formación Puesto de los Caminos en su localidad tipo de 523 ± 4Ma (Milone *et al.* 2003). No obstante, esta secuencia de sucesos basados en las relaciones de campo, las texturas, la geoquímica y las edades sugieren que luego del emplazamiento de los

cuerpos hipabisales la presión debió incrementarse nuevamente para permitir la cristalización de plutones. Este supuesto se sustenta con el carácter pre a sincolisionales asignado a los intrusivos menores de edad mas jóvenes (Lira *et al.* 2014). Bajo este escenario los plutones menores se habrían emplazado en una corteza engrosada debido a la colisión entre el terreno Pampia y el Cratón del Río de La Plata. Así, los resultados obtenidos en este Trabajo Final de Licenciatura son consistentes con los datos regionales de esta porción de las Sierras Pampeanas. Sin embargo, cabe destacar que no disponemos de una edad del dique anular que permitiría confirmar su correlación con la formación Puesto de Los Caminos, asi como tampoco del dique El Pértigo. Por lo tanto, la sucesión de eventos debe permanecer en el campo hipotético hasta no se realicen estudios geocronológicos de cada litología.

Por último, cabe destacar que en el área de estudio no se hallaron evidencias de actividad hidrotermal o manifestaciones de manganeso similares a las encontradas al este de la misma. Puesto que esta mineralización está fuertemente controlada por antiguas estructuras de orientación norte-sur (Leal 2002, Leal *et al.* 2008), que no son evidentes en la zona de estudio, es posible que las soluciones no hayan encontrado zonas permeables dentro de la misma. No obstante, pese a la falta de evidencias encontradas hasta el momento, no podemos descartar la presencia de mineralizaciones en la zona debido a las extensas áreas ocultas por el monte o la cubierta regolítica.

Sobre la base de estas consideraciones petrológicas se confeccionó el mapa geológico de detalle del área cuya estratigrafía sienta las bases para futuros estudios (véase Apéndice I).

BIBLIOGRAFÍA

ACEÑOLAZA, E. G. y A. J. TOSELLI, 1981. Geología del noroeste Argentino. Publicación especial. Facultad de Ciencias Naturales UNT Nº 1287:1-212. Tucumán.

BEDER, R., 1931. Los yacimientos de minerales de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero. Anales Museo Nacional de Historia Natural 36:431-502.

BONALUMI, 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. 5 Congreso Geológico Chileno. 2:47-61.

BODENBENDER, G., 1905. Las Sierras de Córdoba. Anales. Ministerio de Agricultura. Secretaria de Geología, Mineralogía y Minería. T.1. Buenos Aires.

BRODTKORB, M. K. de y M. KOUKHARSKY, 2000. Las andesitas-dacitas presentes al oeste de la localidad de Ojo de Agua. CONICET. Informe inédito. Buenos Aires.

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. Inédito.

CASTELLOTE, P. 1982. La formación La Clemira y edad de su metamorfismo. Acta Geológica Lilloana XVI. 1:71-76.

CASTELLOTE, P., 1985a. La formación "Pozo del Macho", integrante del basamento metamórfico de la sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero. Acta Geológica Lilloana. 16(2):275-280.

CASTELLOTE, P. 1985b. Algunas observaciones geológicas en las sierras de Ambargasta y Sumampa (provincia de Santiago del Estero). Acta Geológica Lilloana. 16(2):259-269.

DALLA SALDA, L., C. CINGOLANI Y R. VARELA, 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Gondwana y el Orógeno Famatinano. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 3: 358-366. Mendoza

GONZÁLEZ, R. A., 1977. Geología del sector noroccidental de la sierra de Ambargasta (provincia de Santiago del Estero) Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.

GONZÁLEZ, R. R., 1971. Edades radimétricas de algunos cuerpos eruptivos de Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26 (3): 411-412.

GONZÁLEZ, R. R., M. CABRERA, P. BORTOLOTTI, P. CASTELLOTE, M. CUENYA, M. OMIL, R. MOYANO Y J. OJEDA, 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematización geográfica y temporal. Acta geológica Lilloana, 16 (2):289-318.

GONZALEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Asociación Geológica Argentina, Revista 5(3):081-110.

GORDILLO, C. E., 1955. 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).

IRVINE, T.N. y W.R.A. BARAGAR, 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523–548.

JORDAN, T., B. ISACKS, R. ALLMENDINGER, J. BREWER, V. RAMOS y C. ANDO, 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America Bulletin 94: 341-361.

KOUKHARSKY, M., F. MUNIZAGA, P.R. LEAL, M.J. CORREA y M.K. BRODTKORB, de, 1999. New K/Ar ages in the Ambargasta and Norte de Córdoba ranges, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology. Actas 2: 76-77.

KOUKHARSKY, M., M.K. BRODTKORB de, V.A. RAMOS, S.M. KAY y P.R. LEAL, 2002. Magmatismo básico y ultrabásico del Neopaleozoico en las Sierras Pampeanas y regiones aledañas. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 105-110.

KOUKHARSKY, M., M.K. BRODTKORB de, S.M. KAY y F. MUNIZAGA, 2003. La Formación Balbuena, integrante del arco magmático pampeano en la sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero. Asociación Geológica Argentina, Revista 5(3):081-110.

LEAL, P.R. 2002. Estudio metalogenético de los yacimientos de manganeso del departamento de Sobremonte, provincia de Córdoba, sierras Pampeanas Orientales. Tesis doctoral de la Universidad Nacional de La Plata. 151p. Inédito.

LEAL, P.R., L.A. HARTMANN, J.O.S. SANTOS, R.C MIRÓ y V.A. RAMOS. 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 58 (4): 593-607.

LEAL P.R., M.J. CORREA, S. AMETRANO, R. ETCHEVERRY y M.K. BRODTKORB de, 2008. The manganese deposits of the Pampean Ranges, Argentina. Canadian Mineralogist. 46(5):1215-1233.

LE MAITRE, R. W., P. BATEMAN, A. DUDEK, J. KELLER, J. LAMEYRE, M. J. LE BAS, P. A. SABINE, R. SCHMID, H. SORENSEN, A. STRECKEISEN, A. R. WOOLLEY y B. ZANETTIN, 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the

International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific.

LIRA, R., H. MILLONE, A. KIRSCHBAUM y R. MORENO, 1997a. Calc-Alkaline Arc Granitoid Activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. Journal of South American Earth Sciences 10: 157–177.

LIRA, R., V. MARTINEZ y H. MILLONE, 1997b. Sierra Norte project. Geology and geochemistry. BHP Minerals Int. Exp. Inc., 78 p., 4 anexos y 36 mapas. (Inédito).

LIRA, R., M. F. POKLEPOVIC y M. S. O'LEARY, 2014 El magmatismo cámbrico en el batolito de Sierra Norte-Ambargasta. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. 183-215.

LUCERO, H.N. 1948. Estudio geológico y petrográfico de la sección meridional de la sierra Norte, entre Deán Funes y Quilino, provincia de Córdoba, en especial de los pórfidos cuarcíferos de la misma. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba. Inédito.

LUCERO, H.N. 1969. Descripción geológica de las hojas 16h (Pozo Grande) y 16i (Chuña Huasi), provincia de Córdoba y Santiago del Estero. Boletín de la Direc. Nac. Geol. Min. 107.

LUCERO, H.N., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudes- te de Tucumán. Geología Regional Argentina, I: 293-347

LUCERO, H.N. y A. GAMKOSIAN, 1995. Mapa geológico de la provincia de Córdoba, 1:500.000. DNSG

MANIAR, P.D Y P.M. PICCOLI, 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Bulletin of the Geological Society of America, 101: 635-643.

MARTINO, R.D., R. PAINCEYRA, A.B. GUERESCHI y J. SFRAGULLA, 1999. Transcurrencia paralela al arco magmatico de la sierra Norte de Cordoba: la faja de deformacion de Sauce Punco. 14o Congreso Geologico Argentino. Actas 1: 37.

MASSABIE, A., D. MUTTI, A. SANGUINETTI, M. CEGARRA Y M. MOZETIC, 1997. Facies de deformación dúctil en formaciones eopaleopaleozoicas de las sierras de Ambargasta, Santiago del Estero y su significado estratigráfico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (2): 209-218. Buenos Aires.

MILLONE, H.A., C.C.G. TASSINARI, R. LIRA, y M.F. POKLEPOVIC, 2003. Age and strontium-neodymium isotope geochemistry of granitoids of the Sierra Norte-Ambargasta batholith, central Argentina. 4th South American Symposium on Isotope Geology 2: 617–620. Salvador de Bahia, Brasil.

MIRÓ, R.C., M. F. GAIDO y J. C. CANDIANI, 1999. Fajas de deformación del batolito de la sierra Norte de Córdoba y Santiago del Estero. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:152-155, Salta.

MIRÓ, R.C. y M. SAPP 2005. Hoja Geológica 2963-III, Villa Ojo de Agua, provincias de Santiago del Estero y Córdoba. Secretaría de Minería de la Nación, Boletín 315:59pp.

O´LEARY, M.S. 2004. Petrología, geoquímica y metalogénesis de los diques dacítico-riolíticos del arco magmático cambro-ordovícico de la Sierra Norte-Ambargasta, provincias de Córdoba y Santiago del Estero. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 293 p. (Inédita).

O'LEARY, M.S., R. LIRA, M.J. DORAIS, y C.C.G. TASSINARI, 2009. Post-collisional lamprophyric event in Sierra Norte, Cordoba, Argentina: mineralogical, geochemical and isotopical characteristics. Journal of South American Earth Sciences 28(3): 277–287.

O'LEARY, M. S, R. LIRA, M. F. POKLEPOVIC 2014 Volcanismo y subvolcanismo cámbrico del sector centro-oeste del batolito de Sierra Norte-Ambargasta. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.

PEARCE, J.A., N.B.W. HARRIS y A.G. TINDLE, 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology 25(4): 956–983.

PECCERLLO A. y S.R. TAYLOR, 1976. Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic Rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58: 63-81.

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., 1968. Recursos minerales de la provincia de Santiago del Estero. Minera TEA. Consejo Federal de Inversiones. Inédito. Buenos Aires.

QUARTINO, B.J., A.C. MASSABIE y J.R. MORELLI, 1978. Formaciones Eopaleozoicas en el norte de Córdoba y sur de Santiago del estero, su magmatismo y significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33: 90-92

RAMOS, V.A. 1993. Terranes of southern gondwanaland and their control Andean structure (30°-33° S Latitude). En K. Reutter, E. Sceuber & P.J Wigger (eds.) Tectonics of The southern Central Andes: structure and evolution of an active continental margin: 249-261, Springer Verlag.

RAMOS, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. In Geología Argentina, Ed R. Caminos, Anales 29(3):41-96.

RAPELA, C.W., R.J. PANKHURST y A.A.BONALUMI, 1991. Edad y geoquímica del pórfiro granítico de Oncán, sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. 6 Congreso Geológico Chileno. 19-22.

ROSSELLO, E. A. y M. E. MOZETIC, 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, Rio Claro.

SCHWARTZ, J.J., L.P. GROMET y R. MIRÓ, 2003. Neoproterozoic-Elarly Cambrian calc-alkaline magmatism in the eastern Sierras Pampeanas, Argentina: U-P zircon and isotopic contrains. M*eeting,* Seattle, USA.

SÖLLNER, F., P.R. LEAL, H., MILLER y M.K. BRODTKORB, 2000. Edades U/Pb en circones de la riodacita de la Sierra de Ambargasta, Provincia de Córdoba. En Schalamuk, I., Brodtkorb, M.K. y Etcheverry, R. (eds.), Mineralogía y Metalogenia 2000, INREMI, Publicación 6: 465–469. La Plata.

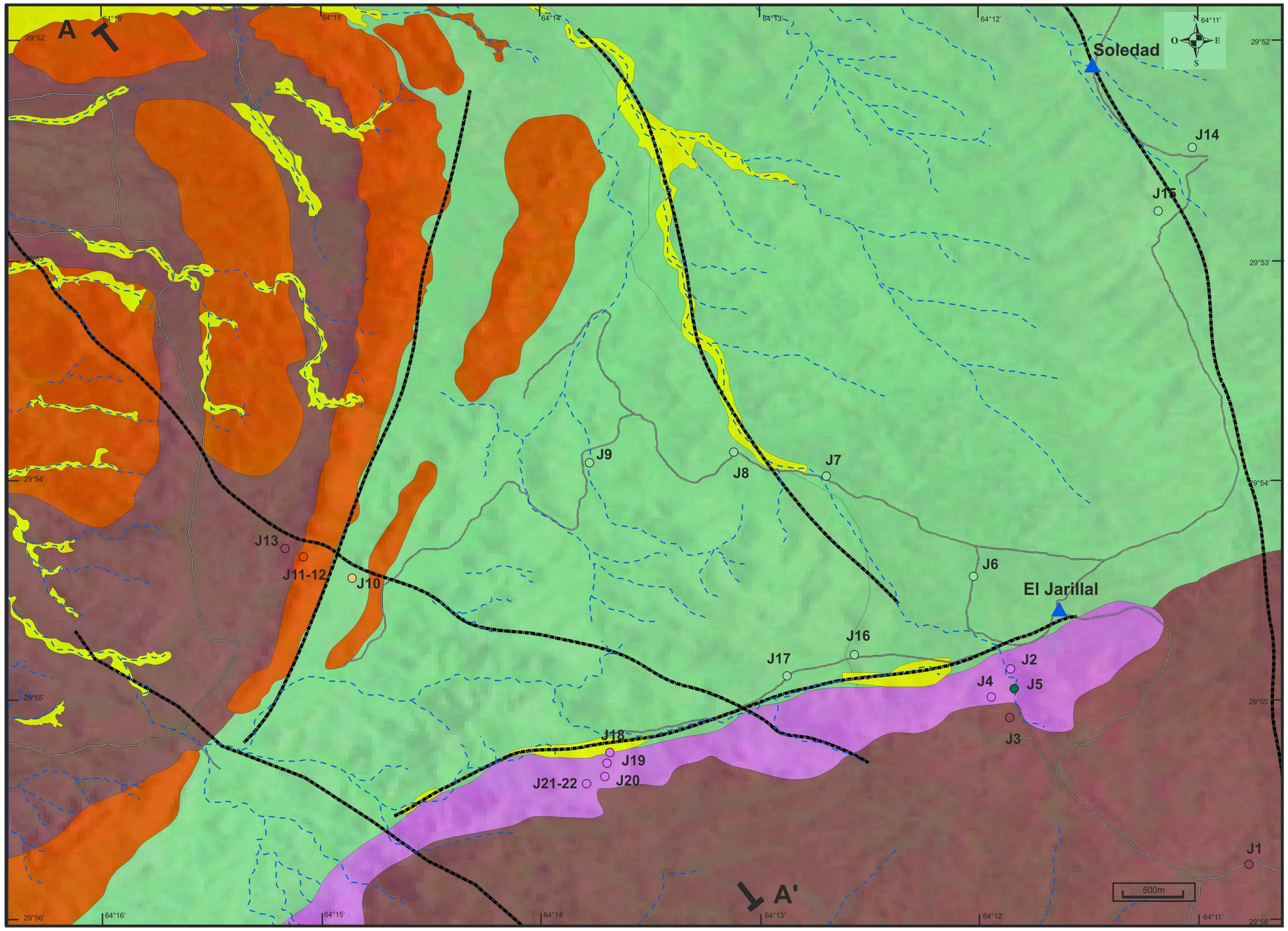
STELZNER, A., 1871, 1872, 1873. Comunicaciones al Profesor H.B. Geinitz. Neues Jahrbuch Für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie, Jahrgang 1872: 193-198 y 630-636, Stuttgart 1872, e Ibidem 1873: 726-746, 1873. Traducido por R. Kittl, 1966 en Academia Nacional de Ciencias, Boletín 45: 115-150, Buenos Aires.

STRECKEISEN, A. L., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS subcommissión on the systematic of igneous rocks. Geology, 7:331-335.

VIDELA, J., 1944 Observaciones geológicas en la sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero. Museo de Mineralogía y Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Córdoba.

WILLNER, A., H. MILLER y P. JEZEK, 1985. Geochemical features of an Upper Precambrian-Lower Cambrian greywacke/pelite sequence (Puncoviscana trough) from the basement of the NW-Argentine Andes, Newes Jarbuch für Geologie und Paläontologie, Monaschrift 56:498-512.

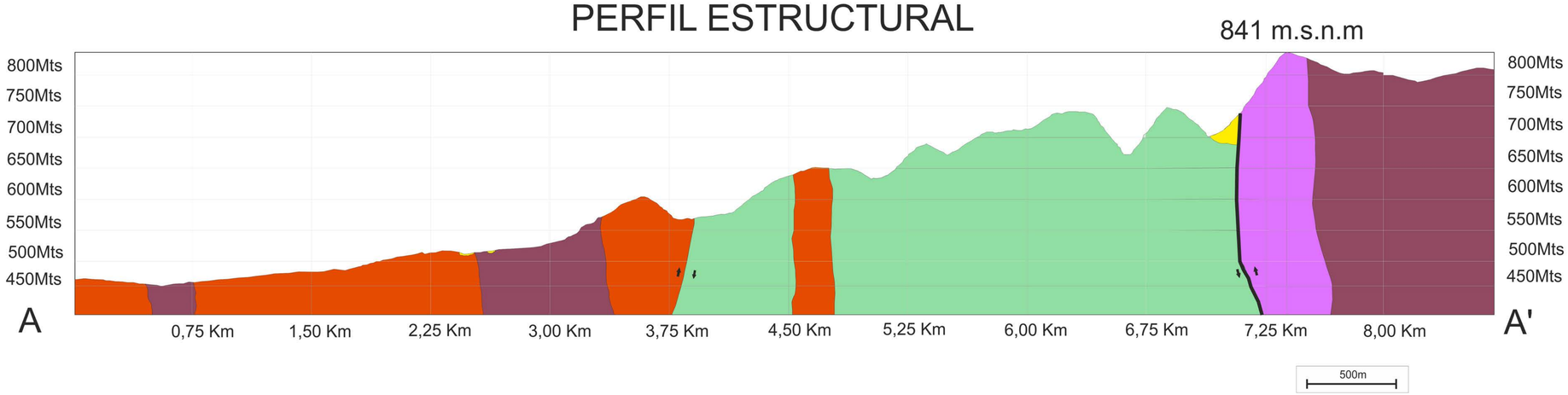
WINCHESTER, J.A. y P.A. FLOYD, 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325–343.



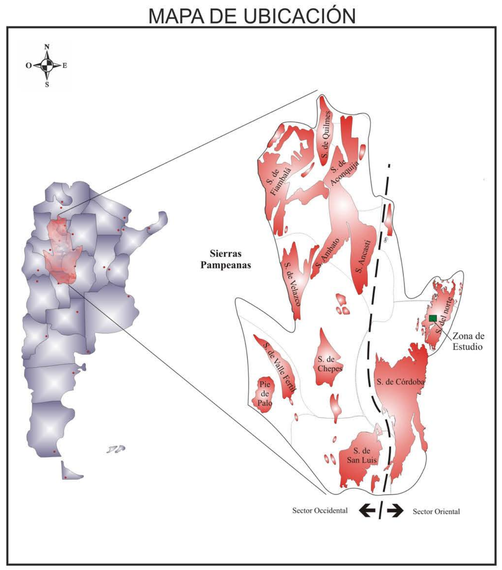
REFERENCIAS

- Causes Efimeros
- Caminos
- Falla inferida
- Estancias
- J1 Muestras
- A Perfil

PERFIL ESTRUCTURAL



MAPA DE UBICACIÓN



CUADRO ESTRATIGRÁFICO

ERAS	SIST.	EDADES	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	
CENOZÓICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósitos coluviales y fluvio-eólicos de las sierras	
PALEOZÓICO	CÁMBRICO	CÁMBRICO MEDIO A SUPERIOR	Complejo Igneo Ojo de Agua Ambargasta	Lamprofiros Sierra Norte
				Puesto de los caminos
				Dique El Pértigo
				Pórfido dacítico Los Burros
				Granodiorita Tres Lomitas

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
Departamento de Ciencias Geológicas

GEOLOGÍA DEL DIQUE RIOLÍTICO EL PÉRTIGO Y SUS ALREDEDORES, SIERRA NORTE DE CÓRDOBA

Trabajo Final de Licenciatura
PABLO DANIEL JUAREZ

Dr. PABLO RODRIGO LEAL
Director

Lic. GUILLERO COZZI
Co-Director

2016

APÉNDICE II

Perfil

En la figura II.1 a modo gráfico se muestra imagen satelital de Google Earth con la línea por donde se realizó el perfil desde los puntos 29°52´LS, 64°16´LO a 29°56´LS, 64°13´LO y un perfil topográfico.

La orientación fue elegida de modo tal de incluir a la mayor cantidad de unidades litológicas y estructuras posibles. El perfil de la figura II.2 muestra un esquema en profundidad de la geología de superficie. Es importante resaltar que dada la falta de información de subsuelo la inclinación de los planos de falla y los contactos son inferidos a partir de datos regionales. Por otro lado, dada la escasa manifestación de las estructuras en el campo, debido a su antigüedad y a la erosión sobreimpuesta, los contactos entre los cuerpos se suponen de carácter intrusivo cuando las imágenes satelitales no evidencian lineamientos asociados.

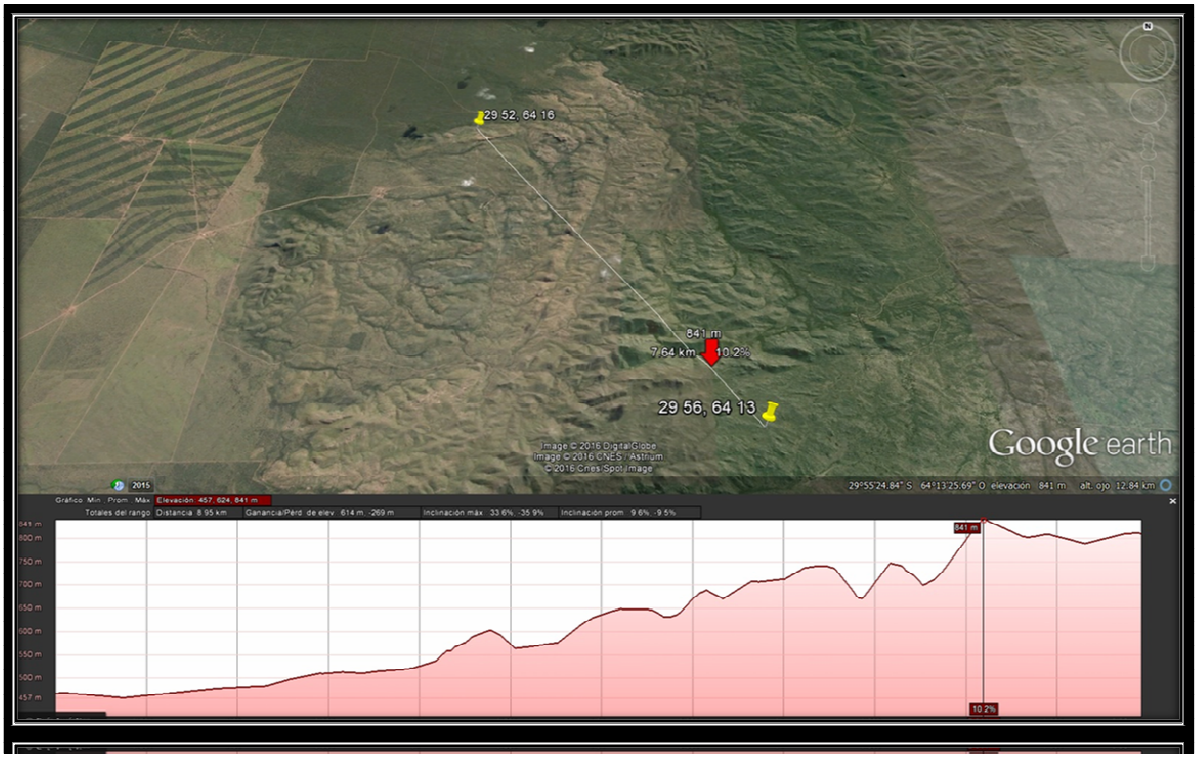


Figura II,1: Imagen satelital con la transcepta del perfil y perfil topográfico.

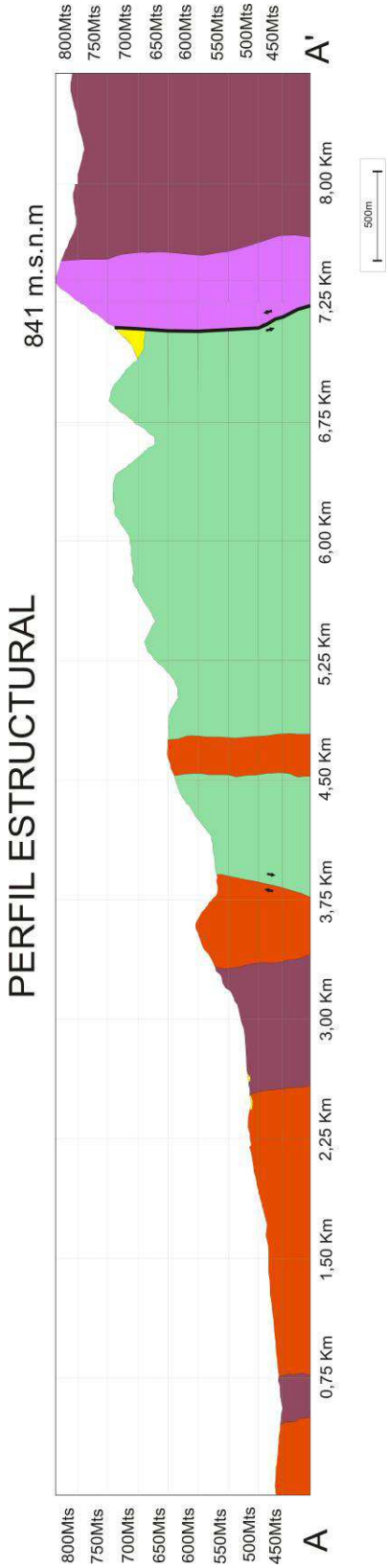


Figura II.2: Perfil topográfico donde se muestra esquemáticamente la estructura y la litología.

APÉNDICE III

DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

En este apéndice se presentan las descripciones petrográficas y las fotos de las muestras, que detallan las texturas, los minerales, los hábitos y los tamaños de cada uno de los componentes. Las muestras de rocas analizadas fueron recogidas de los afloramientos más representativos del área y la información aquí presentada es la que sustenta las interpretaciones desarrolladas en los capítulos precedentes.

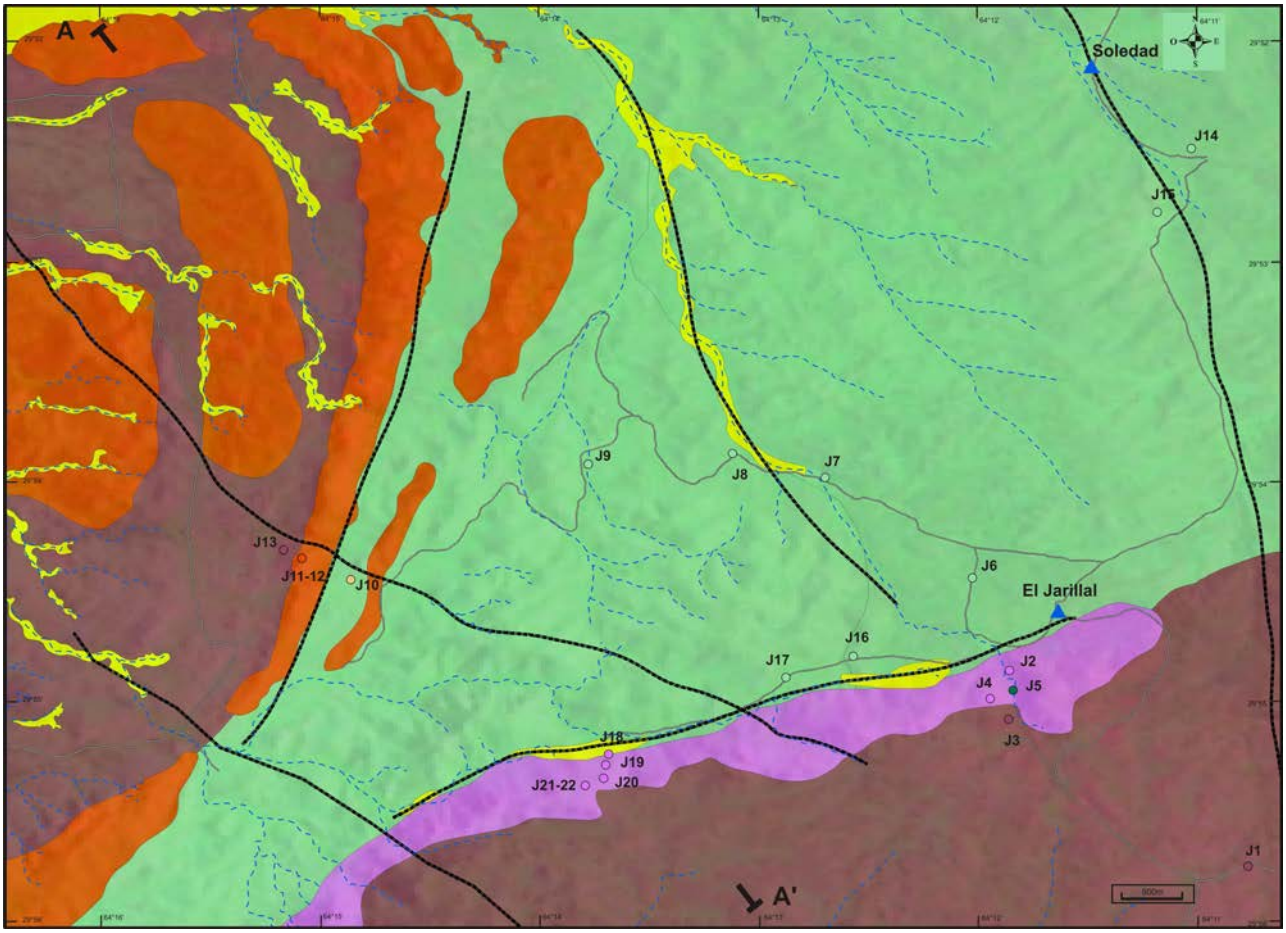


Figura A2.1: ubicación geográfica de las muestras y la unidad litológica a la que pertenecen.

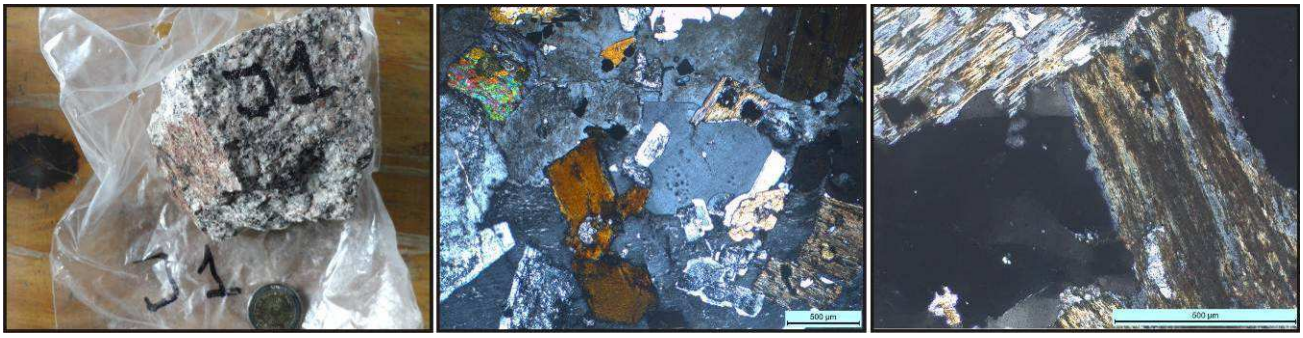
Las rocas descriptas son agrupadas según la formación a la que fueron asignadas. Dentro de cada grupo se las describe en forma ascendente.

MUESTRAS DE LA UNIDAD GRANODIORITA TRES LOMITAS

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J1 (*64°10´44,3"O 29°55'48,8"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea de color gris, de fractura irregular, tenaz y compacta. Posee textura granosa media, compuesta principalmente por prismas de plagioclasa de color blanco y de 1,5 mm de tamaño promedio. Además se observa la presencia de cuarzo, feldespato potásico y biotita con tamaños entre 1 y 1,5 milímetros de promedio.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura granosa media en la que se observan cristales de plagioclasa (45%), cristales de cuarzo (20%), minerales máficos (20%) feldespatos potásicos (10%) y minerales opacos (5%). La plagioclasa se presenta con formas subhedrales, hábito prismático con maclado polisintético y en algunos casos zonación. Además exhiben una alteración sericítica que impide aplicar el método de Michel Levy y un tamaño promedio de 1,2 milímetros. El cuarzo presenta formas enhébrales y extinción de tipo relámpago. La ortosa posee formas subhedrales y una moderada alteración a arcillas. La fracción máfica está compuesta por anfíboles y biotita. Los primeros se encuentran parcialmente alterados donde, en algunos casos, podemos observar la secuencia de alteración anfíbol-biotita-clorita. No obstante, se reconocen secciones basales con planos de clivaje oblicuos típicos de anfíboles. Son frecuentes las maclas de dos individuos y ángulos de extinción superiores a 35° que sugieren una composición de tipo hornblenda. Respecto a los tamaños, el promedio es de 0,8 milímetros. Las biotitas se encuentran parcialmente cloritizadas en algunos casos presencia de epidoto y poseen un tamaño promedio de un milímetro. Como minerales minoritarios observamos la presencia de titanita de habito anhedral y de tamaño menor al un milímetro, la presencia de apatito euhedral de tamaño menor a 200 micrones y de circón de habito prismático menor a 150 micrones. Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una granodiorita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.2).



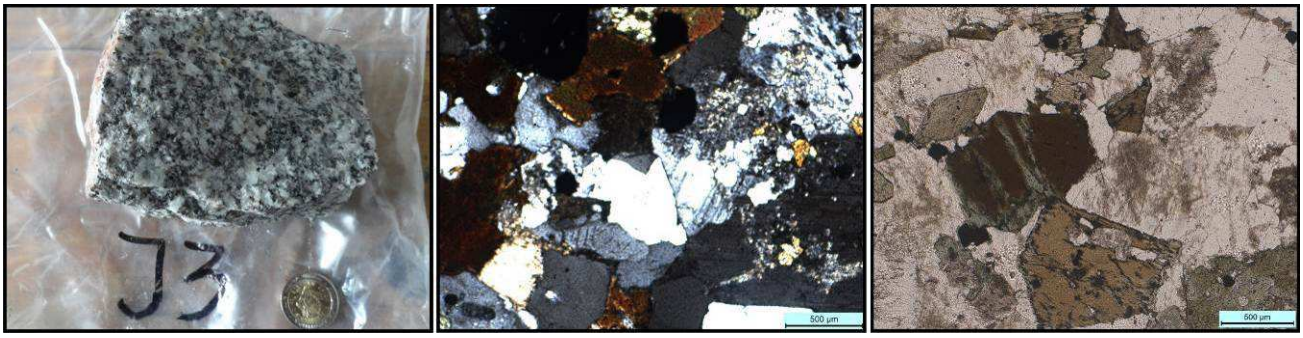
A **B** **C**

Figura A2.2: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J1. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la alteración de biotita a clorita con presencia de opacos.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J3 (*64°11´50,2"O 29°55'8,4"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color gris, fractura irregular, tenaz y compacta. Posee textura granosa media, compuesta principalmente por prismas de plagioclasa de color blanco y de 1,5 mm de tamaño promedio. A simple vista se reconoce la presencia de cuarzo, feldespato potásico y biotita con tamaños entre 1 y 1,5 milímetros de promedio.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura granosa media en la que se observan cristales de plagioclasa (45%), cristales de cuarzo (20%), minerales máficos (25%) y feldespatos potásicos (10%). La plagioclasa se presenta con formas prismáticas maclado polisintético y en algunos casos zonación. Exhiben una alteración sericítica que se concentra hacia el interior de los cristales e impide en la mayoría de los individuos aplicar el método de Michel Levy. Esta especie alcanza un tamaño promedio de 1,2 milímetros. El cuarzo presenta formas anhedrales, y extinción de tipo relámpago. La ortosa desarrolla texturas poikilíticas dado el mayor tamaño de sus individuos, posee formas subhedrales y una moderada alteración a arcillas. La fracción máfica está compuesta por anfíboles (10%), biotita (10%) y minerales opacos (5%). Los primeros se encuentran parcialmente alterados donde, en algunos casos, podemos observar la secuencia de alteración anfíbol-biotita-clorita. No obstante, se reconocen secciones basales con planos de clivaje oblicuos típicos de anfíboles. Son frecuentes las maclas de dos individuos y ángulos de extinción superiores a 35° que sugieren una composición de tipo hornblenda. Respecto a los tamaños, el promedio es de 0,8 milímetros. Las biotitas poseen un tamaño promedio de un milímetro y se encuentran parcialmente cloritizadas en equilibrio con epidoto y prehnita. Los minerales opacos son los cristales primarios de menor tamaño. Presentan formas euhedrales y se presentan principalmente asociados a los anfíboles. Como minerales minoritarios observamos la presencia de titanita de habito anhedral y de tamaño menor a un milímetro y la presencia de apatito euhedral de tamaño menor a 200 micrones. Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una granodiorita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.3).



A **B** **C**

Figura A2.3: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J3. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia sección basal del anfíbol y la alteración del mismo a biotita.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J3B (*64°11´50,2"O 29°55'8,4"S)*

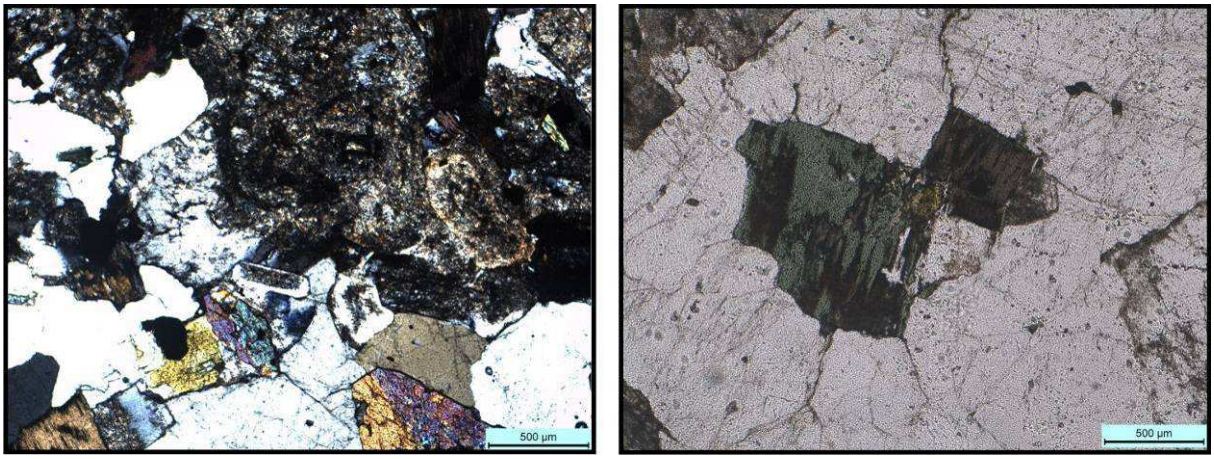
Este corte fue realizado para caracterizar a los xenolitos que se encuentran dentro de las rocas granodioriticas anteriormente descriptas corte J1 y J3.

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: El tamaño promedio de los xenolitos es de 300 milímetros de diámetro, poseen una forma semiesférica y el contacto con la roca es difuso aunque se pueden apreciar fácilmente puesto que los xenolitos son gris oscuro y de tamaño de grano mas fino.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura granosa media en la cual los cristales de feldespato potásico (40%) desarrollan una marcada textura poikilítica con cristales de 3 a 5 milímetros. Presentan una leve alteración a arcillas e incluyen a cristales de tamaños inferiores a los 0,5 milímetros entre los que destacan por su abundancia anfíboles, biotitas y minerales opacos. Los plagioclasas (25%) se hallan intensamente alteradas a sericita y solo preservan el hábito de los cristales originales. Le siguen en abundancia prismas de hornblenda (20%) bien preservados y lámina de biotita (10%) fuertemente alteradas a clorita y epidoto. Los minerales opacos son los cristales de menor tamaño, se encuentran en estado fresco y poseen formas euhedrales. Dentro de estos enclaves el cuarzo es un fase que no supera el 5% del volumen de la roca y se concentra rellenando intersticios entre los cristales mayores de feldespatos.

En cantidades accesorias se observan individuos de esfena y epidoto.

A partir de los porcentajes modales de la roca se la clasifica como una monzonita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.4).



A **B**

Figura A2.4: A. fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura del corte J3b. **B.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la alteración del anfibol a biotita.

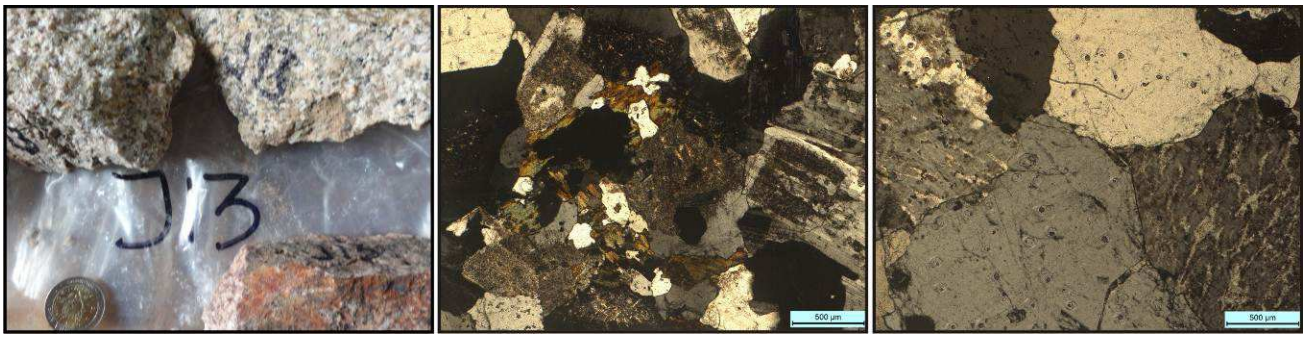
CÓDIGO DE LA MUESTRA: J13 (64°15´9,7"O 29°54'21,9"S)

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea de color castaño rosado, de fractura irregular, tenaz y compacta. Presenta textura granosa media y está compuesta por feldespatos, cuarzo y minerales máficos. La roca posee un tamaño de grano promedio de 5 milímetros.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura granosa media en la que se observan cristales de feldespatos potásicos (60%), cuarzo (25 %), biotita (10%), plagioclasa (5%) y cantidades subordinadas de minerales opacos. La ortosa posee formas subhedrales, la mayoría de los cristales presentan textura pertítica y poseen una moderada alteración a arcillas. Son frecuentes los cristales con sus características maclas de dos individuos. Los cristales de cuarzo presentan formas anhedrales y extinción de tipo relámpago. Tanto estos últimos como la ortosa presentan una variación en el tamaño de grano que varía de 1 a 3 milímetros de promedio. La biotita se presenta un tamaño de grano entre 1 y 1,5 milímetros, alteración leve a clorita y siempre acompañada de opacos. Por último la plagioclasas presenta un tamaño promedio de 0,5 milímetros, hábito prismático con maclado polisintético, moderada alteración a sericita.

Como minerales accesorios se reconocen zircones.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como un granito de feldespato alcalino según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.5).



A **B** **C**

Figura A2.5: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J13. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia textura pertítica.

MUESTRAS DE LOS LAMPRÓFIROS SIERRA NORTE

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J5 (*64°11´49"O 29°55'0,4"S)*

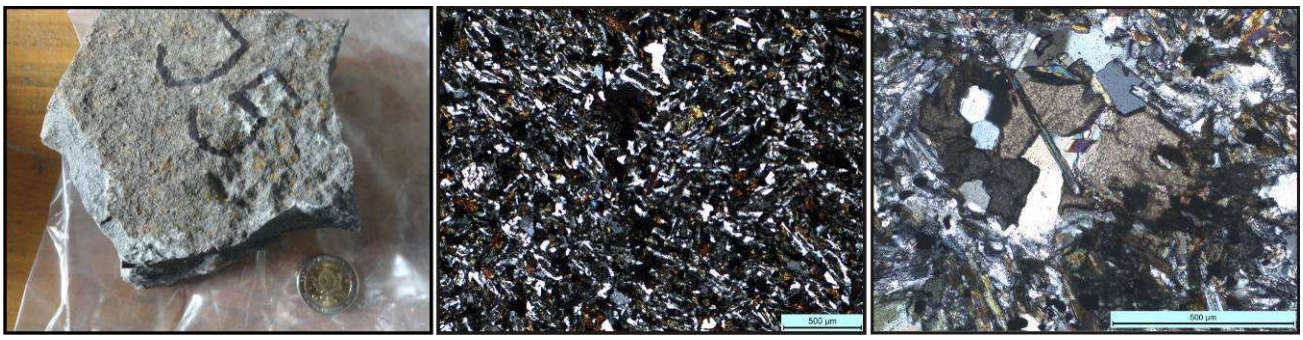
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color gris oscuro, fractura irregular, tenaz y compacta. Presenta textura porfírica compuesta en un 95% de pasta, con escasos fenocristales, de aproximadamente un milímetro. Se observan venillas de color rojizo de 0,5 milímetros de espesor promedio.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la que se observa una pasta (95% del total de la roca) compuesta por plagioclasa, anfíboles, biotita y minerales opacos. Los fenocristales ocupan el restante 5% y poseen un tamaño aproximado de un milímetro. Los cristales que alcanzan mayor desarrollo son prismas de plagioclasas que se hallan con un grado de alteración notoriamente superior al de sus pares en la pasta. En ellos solo se reconocen agregados de sericita y arcilla que solo preservan el hábito de los prismas originales. Le siguen en abundancia fenocristales de anfíboles cuyos tamaños varían gradualmente entre la fracción fenocristales y los microlitos de la pasta. Si bien se encuentran alterados a cloritas aun quedan remanentes de los cristales originales. Estos últimos se reconocen por sus secciones pseudohexagonales o rómbicas, sus clivajes y sus maclas de dos individuos. Presentan pleocroísmo del verde al verde claro y relieve medio. En algunos sectores los anfíboles se agrupan formando glomérulos de dos milímetros de diámetro promedio.

Como minerales minoritarios destaca la presencia de esfena de tamaño inferior a 0,3 milímetro, cuarzo rellenando algunos intersticios de la pasta, epidoto y diminutos cristales de apatito.

En algunas fracturas se concentra la alteración meteórica que genera una concentración de arcillas y sericita producto de la hidrólisis de las plagioclasas.

Pese al grado de alteración de los fenocristales félsicos resulta evidente la textura porfírica y la presencia de plagioclasa y anfíboles como especies predominantes tanto en los fenocristales como en la pasta. Sobre la base de estas premisas y los porcentajes modales estimados se clasifica a lo roca como un basalto/andesita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.6).



A **B** **C**

Figura A2.6: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J5. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia acícula de anfíbol cortando la titanita.

MUESTRAS DEL PÓRFIDO DACÍTICO LOS BURROS

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J6 (*64°12´0,2"O 29°54'29,5"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color gris, de fractura irregular, tenaz y compacta. En muestra de mano presenta textura porfírica dentro de la cual se distinguen dos pastas distintas. Una pasta de color gris predomina en la muestra y es la responsable del color de la misma; en menor proporción se identifica otra pasta de tonalidad anaranjada sin límites definidos y presente solo en algunos sectores. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea, poseen tamaños de aproximadamente entre 1 y 2 milímetros y se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 60% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano promedio de 20 micrones, dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen minerales opacos y biotitas que no ocupan más de 5% del total de esta fracción. Esta última se considera de génesis secundaria debido a la presencia de esta especie como producto de alteración de otros minerales máficos.

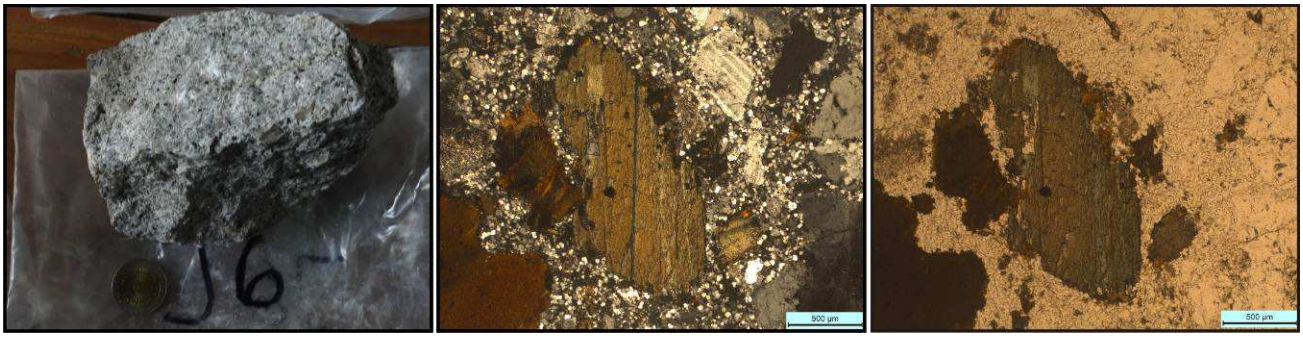
Los fenocristales en promedio alcanzan entre 1 y 2,5 milímetros. Entre ellos predominan prismas de plagioclasa de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación y alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método de Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Oligoclasa (An25) Estos cristales representan el 50% de la fracción de fenocristales.

Le siguen en abundancia cantidades similares de cuarzo 20% y ortosa 15% que en conjunto ocupan el 35% del volumen de los fenocristales. El cuarzo presenta formas anhedrales, bordes engolfados y extinción de tipo relámpago. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración a sericita y con formas subhedrales.

El restante 15% lo ocupan los fenocristales máficos algunos de los cuales forman glomérulos que se componen principalmente de anfíboles y en menor proporción de láminas de biotita y minerales opacos. Los anfíboles poseen maclas y pleocroismo típico de la hornblenda y su tamaño promedio es de 1 milímetro. Las biotitas algunas de las cuales presentan alteración clorítica poseen un tamaño promedio entre 1 y 2 milímetros y en ciertos casos se presentan flexuradas. Los opacos menores a 0,8 milímetros son en su mayoría euhedrales y de hábito cúbico.

Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y cloritas como alteración de los anfíboles y las biotitas.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.7).



A **B** **C**

Figura A2.7: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J6. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia el tamaño promedio de la biotita y el anfíbol.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J7 (*64°12´40,7"O 29°54'1,9"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color gris, de fractura irregular, tenaz y compacta. En muestra de mano presenta textura porfírica dentro de la cual se distingue una pasta de color gris. Los fenocristales que se distribuyen en forma homogénea poseen tamaños de aproximadamente 1 a 2 milímetros y se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 70% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano promedio de 20 micrones, dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen minerales opacos y biotitas que no ocupan más de 5% del total de esta fracción.

Los fenocristales en promedio alcanzan entre 1 y 1,5 milímetros. Entre ellos predominan prismas de plagioclasa de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación y alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método de Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Andesina (An_{40}). Estos cristales representan el 60% de la fracción de fenocristales.

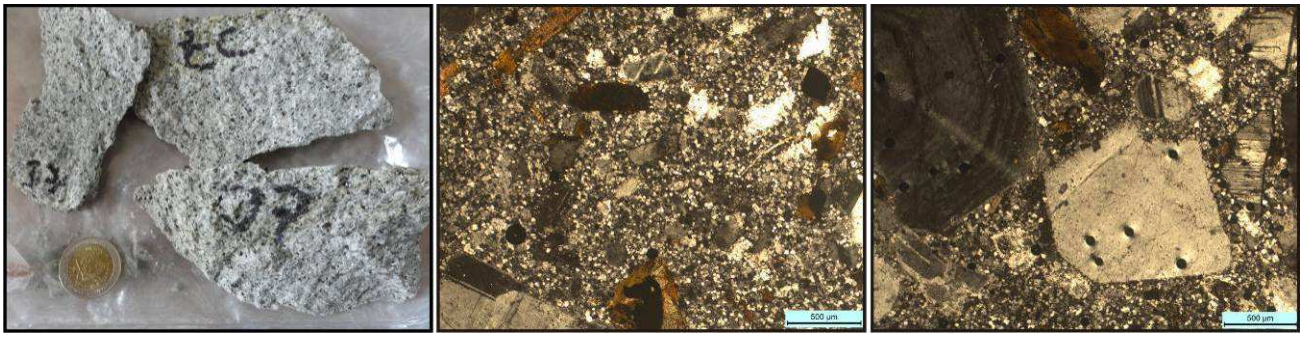
Le siguen en abundancia cantidades similares de cuarzo 15% y ortosa 15% que en conjunto ocupan el 30% del volumen de los fenocristales. El cuarzo presenta formas anhedrales, bordes

engolfados y extinción de tipo relámpago. La ortosa se encuentra con alteración moderada y con formas subhedrales.

El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos algunos de los cuales forman glomérulos que se componen principalmente de anfíboles y en menor proporción de láminas de biotita y minerales opacos. Los anfíboles poseen maclas de dos individuos y pleocroismo típico de la hornblenda y su tamaño promedio es de un milímetro. Las biotitas, algunas de las cuales presentan alteración cloritica, poseen un tamaño promedio de 1 milímetro. Los opacos menores a 0,5 milímetros son en su mayoría euhedrales y de habito cúbico.

Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y cloritas como alteración de los anfíboles y las biotitas.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.8).



A **B** **C**

Figura A2.8: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J7. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la zonación de la plagioclasa.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J8 (*64°13´6,2"O 29°53'55,3"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño rojizo, de fractura irregular, tenaz y compacta. En muestra de mano presenta textura porfírica dentro de la cual se distinguen dos pastas distintas (Fig. A2.9a). Una pasta de color castaño rojizo predomina en la muestra y es la responsable del color de la misma; en menor proporción se identifica una pasta de color gris sin límites definidos entre ambas. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea, poseen tamaños de aproximadamente dos milímetros y se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 60% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano

promedio de 20 micrones, dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen minerales opacos que no ocupan más de 2% del total de esta fracción.

Los fenocristales tienen un tamaño entre 1 y 3 milímetros. Entre ellos predominan prismas de plagioclasa de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación y alteración a sericita y agregados de epidoto que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método de Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Andesina (An_{40}) Estos cristales representan el 50% de la fracción de fenocristales.

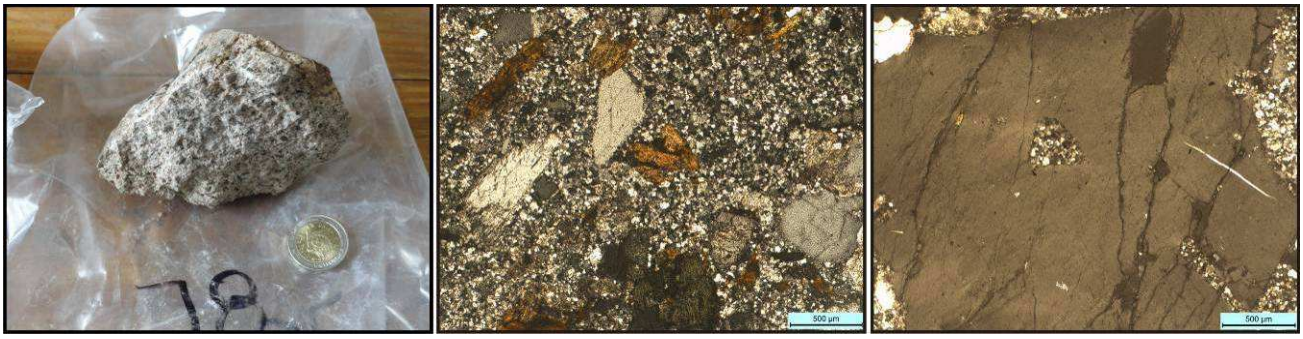
Le siguen en abundancia cantidades similares de cuarzo 20% y ortosa 15% que en conjunto ocupan el 35% del volumen de los fenocristales. El cuarzo presenta formas anhedrales, bordes engolfados y extinción de tipo relámpago. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración a arcillas y con formas subhedrales.

El restante 15% lo ocupan los fenocristales máficos que se componen principalmente de anfíboles y en menor proporción de láminas de biotita y minerales opacos. Todos ellos de tamaños considerablemente menor que los félsicos descriptos. Los anfíboles poseen maclas múltiples, pleocroismo típico hornblenda y su tamaño promedio es de 1 milímetro. Las biotitas algunas de las cuales presentan alteración a clorita poseen un tamaño promedio de 1 milímetro y en ciertos casos se presentan flexuradas. Los opacos menores a 0,8 milímetros son en su mayoría euhedrales.

En cantidades subordinadas se reconocen pequeños prismas de circón y agregados de titanita; ambos espacialmente asociados a las láminas de biotita.

Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y cloritas como alteración de los anfíboles y las biotitas.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.9).



A **B** **C**

Figura A2.9: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J8. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la forma en que la pasta reacciono con los fenocristales.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J9 (*64°13´45.9"O 29°53'58,2"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño rojizo, de fractura irregular, tenaz y compacta. En muestra de mano presenta textura porfírica dentro de la cual se distinguen una pasta de color castaño rojizo. Abundante cantidad de fenocristales que se distribuyen en forma homogénea con tamaños de aproximadamente 1 a 3 milímetros y se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 65% del total de la misma y donde destaca el avanzado estado de alteración. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano promedio de 20 micrones, dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen minerales opacos 5% del total de esta fracción.

Los fenocristales en promedio alcanzan entre 1 y 2 milímetros. Entre ellos predominan los que habrían sido prismas de plagioclasas que se encuentran completamente alterados a sericita, carbonatos y cloritas a tal punto que se infieren como tales. Estos cristales representan el 50% de la fracción de fenocristales.

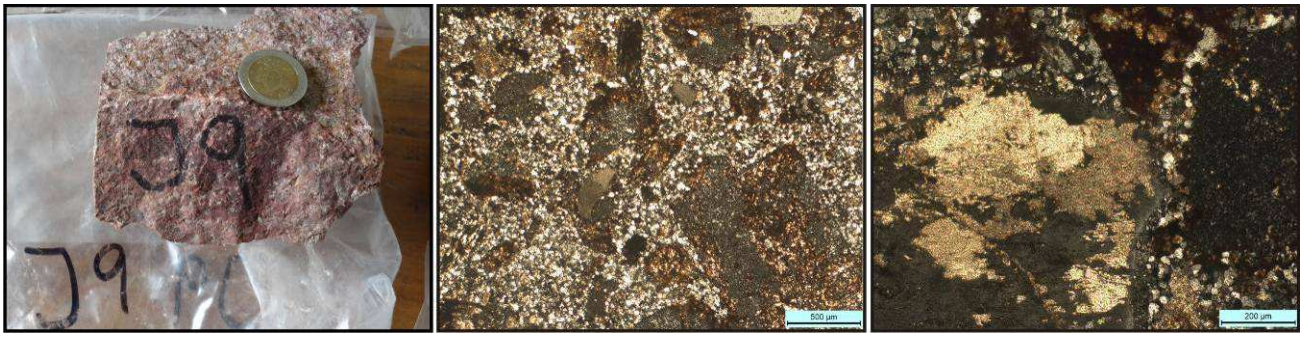
Le siguen en abundancia cantidades similares de cuarzo 15% y ortosa 15% que en conjunto ocupan el 30% del volumen de los fenocristales. El cuarzo presenta formas anhedrales, bordes engolfados y extinción de tipo relámpago. La ortosa se encuentra también inferida con un alto nivel de alteración a arcillas y cloritas que preservan sus contornos de formas subhedrales.

El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos que se componen principalmente de láminas de 1 milímetro de biotita con fuerte alteración a clorita. Además se observan minerales opacos menores a 0,5 milímetros son en su mayoría euhedrales y relictos de los anfíboles totalmente alterados y su tamaño promedio es de 1 milímetro.

Tanto la pasta como algunos fenocristales se observan parcialmente reemplazados por óxidos de hierro que le confiere el color rojizo a la muestra. Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita, arcillas y clorita como alteración de las plagioclasas y cloritas como alteración de los anfíboles y las biotitas.

Si bien no resulta sencillo distinguir entre plagioclasas y feldespatos potásicos, sobre la base de los hábitos remanentes observados se estimaron los porcentajes modales que periten clasificar

a la roca se clasifica como una riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.10).



A **B** **C**

Figura A2.10: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J9. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la abundante alteración.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J14 (*64°10´59,9"O 29°52'31,4"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño grisáceo, de fractura irregular, tenaz y compacta, de textura porfírica donde los fenocristales se distribuyen en forma homogénea los cuales poseen un de tamaño promedio de menor a 3 milímetros y se componen fundamentalmente de feldespato, cuarzo y máficos. Además se observan venillas de espesor menor a 1 milímetro donde la pasta adquiere una tonalidad anaranjada.

DESCRIPCIÓN MICROSCOPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 50% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano promedio de 5 micrones, dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen minerales opacos que no ocupan más de 5% del total de esta fracción.

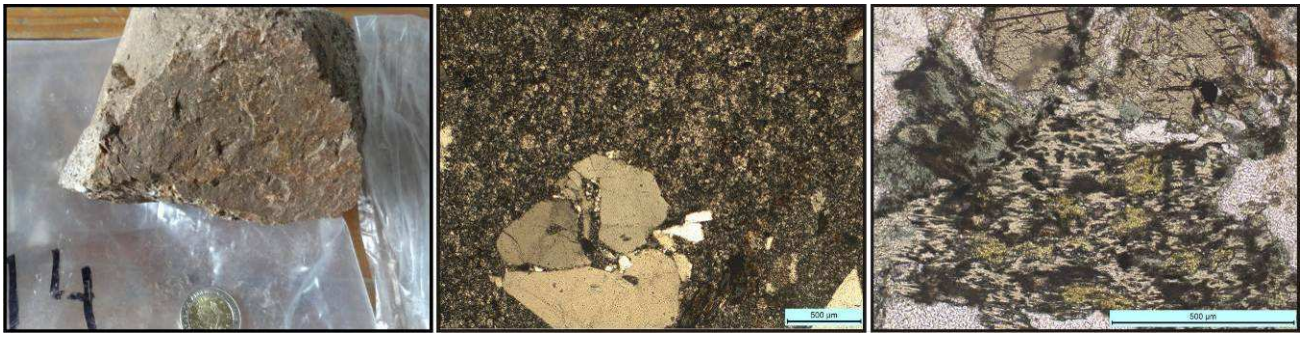
Los fenocristales en promedio poseen entre 2 y 3 milímetros y algunos pueden alcanzar los 5 milímetros. Entre ellos predominan prismas de plagioclasa de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación. Los cristales presentan alteración a sericita y epidoto que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método de Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Andesina (An_{42}). Estos cristales representan el 50% de la fracción de fenocristales. Le siguen en abundancia cristales cantidades similares de cuarzo (20%) y ortosa (15%) que en conjunto ocupan el 35% del volumen de los fenocristales. El cuarzo presenta formas anhedrales y bordes engolfados. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración y con formas subhedrales.

El restante 15% lo ocupan los fenocristales máficos que se componen principalmente de anfíboles y en menor proporción de láminas de biotita algunas de las cuales se halan flexuradas y fuertemente alteradas a cloritas.

Como minerales accesorios encontramos cristales de esfena de secciones rómbicas de 0,2 milímetros.

Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y cloritas como alteración de los anfíboles y las biotitas.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.11).



A **B** **C**

Figura A2.11: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J14. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la presencia de anfíbol y epidoto.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J15 (*64°11´9,3"O 29°52'48,9"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño rojizo, de fractura irregular, tenaz y compacta. En muestra de mano presenta textura porfírica dentro de la cual se distinguen una pasta de color castaño rojiza que es la responsable del color de la misma. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea, poseen tamaños de aproximadamente dos milímetros y se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos (Fig. A2.12).

Figura A2.12: ejemplar en muestra de mano.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J16 (*64°12´33"O 29°54'51,1"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color gris, de fractura irregular, tenaz y compacta. En muestra de mano presenta textura porfírica dentro de la cual se distinguen dos pastas distintas. Una pasta de color gris predomina en la muestra y es la responsable del color de la misma; en menor proporción se identifica una pasta de tonalidad anaranjada sin límites definidos entre ambas. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea, poseen tamaños de aproximadamente dos milímetros y se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 50% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano promedio de 20 micrones, dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen minerales opacos y biotitas que no ocupan más de 5% del total de esta fracción.

Los fenocristales en promedio alcanzan entre 1 y 2 milímetros. Entre ellos predominan prismas de plagioclasa de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación y alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método de Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Andesina (An_{34}) Estos cristales representan el 55% de la fracción de fenocristales.

Le siguen en abundancia cantidades similares de cuarzo (20%) y ortosa (15%) que en conjunto ocupan el 35% del volumen de los fenocristales. El cuarzo presenta formas anhedrales, bordes engolfados y extinción de tipo relámpago. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración y con formas subhedrales.

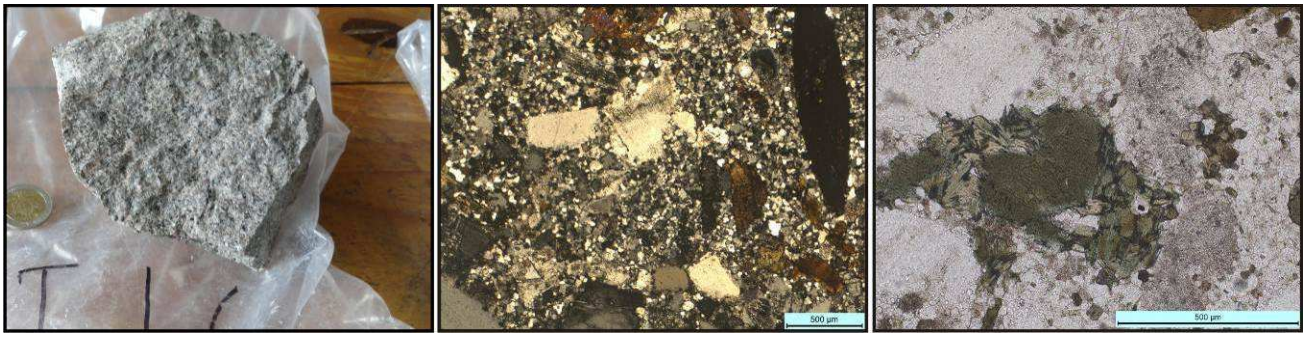
El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos algunos de los cuales forman glomérulos que se componen principalmente de anfíboles y en menor proporción de láminas de biotita y minerales opacos. Los anfíboles poseen maclas, pleocroismo típicas de la hornblenda y su

tamaño promedio es de 1 milímetro. Las biotitas algunas de las cuales presentan alteración cloritica poseen un tamaño promedio de 1 milímetro. Los opacos menores a 0,8 milímetros son en su mayoría euhedrales y de hábito cúbico.

Como minerales accesorios se reconocen prismas de circones que alcanzan los 200 micrones. En cantidades accesorias se reconocen agregados de esfena de 0,5 milímetros junto a pequeñas láminas de biotita secundaria.

Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y cloritas como alteración de los anfíboles y las biotitas.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.13).



A **B** **C**

Figura A2.13: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J16. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia glomérulos de minerales maticos.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J17 (*64°12´51,5"O 29°54'56,9"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color gris, de fractura irregular, tenaz y compacta. En muestra de mano presenta textura porfírica dentro de la cual se distinguen dos pastas distintas. Una pasta de color gris predomina en la muestra y es la responsable del color de la misma; en menor proporción se identifica una pasta de tonalidad anaranjada sin límites definidos entre ambas. Los fenocristales si bien se distribuyen en forma homogénea, en distintos sectores se observa una mayor concentración de fenocristales máficos. Los fenocristales poseen tamaños de aproximadamente dos milímetros promedio y en algún caso puede alcanzar los cinco milímetros se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 60% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano

promedio de 20 micrones, dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen minerales opacos y biotitas que no ocupan más de 5% del total de esta fracción.

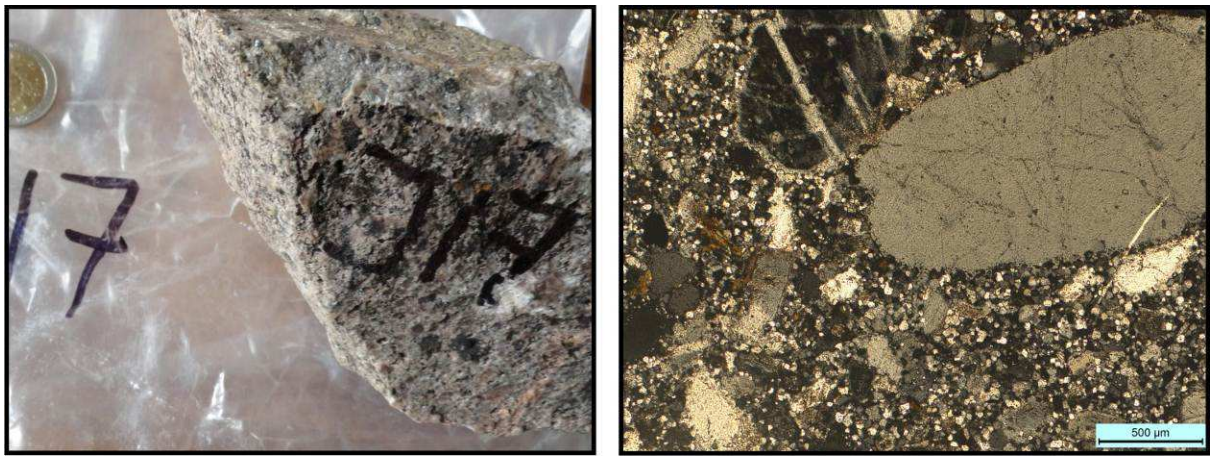
Los fenocristales en promedio alcanzan entre 1 y 2 milímetros. Entre ellos predominan prismas de plagioclasa de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación y alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método de Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Andesina (An_{33}). Estos cristales representan el 45 % de la fracción de fenocristales.

Le siguen en abundancia cantidades similares de cuarzo (25%) y ortosa (20%) que en conjunto ocupan el 45% del volumen de los fenocristales. El cuarzo presenta formas anhedrales, bordes engolfados y extinción de tipo relámpago. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración, presenta maclas de dos individuos y formas subhedrales.

El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos. Los anfíboles poseen maclas, pleocroismo típicas de la hornblenda y su tamaño promedio es de 1 milímetro. Las biotitas algunas de las cuales presentan alteración clorítica poseen un tamaño promedio de 1 milímetro. Los opacos menores a 0,5 milímetros son en su mayoría euhedrales y de hábito cúbico.

Como accesorios se observa esfena en forma rómbica con tamaños menores a 0,2 milímetros y diminutos cristales de circón. Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y cloritas como alteración de los anfíboles y las biotitas.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.14).



A **B** **C**

Figura A2.14: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J17.

MUESTRAS DEL DIQUE RIOLITICO EL PÉRTIGO

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J2 (*64°11´50"O 29°54'55"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño grisáceo, de fractura irregular, tenaz y compacta. Presenta textura porfírica, dentro de la cual se distinguen dos pastas distintas. Una pasta de color gris predomina en la muestra y es la responsable del color de la misma; en menor proporción se identifica una pasta de tonalidad anaranjada sin límites definidos entre ambas. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea, poseen tamaños promedio de aproximadamente dos milímetros y algunos pueden superar los 5 mm. Se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 50% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano promedio de 20 micrones, aunque en sectores los microlitos pueden alcanzar los 150 micrones. Está compuesta por cuarzo y feldespato potásico y, en menor proporción, se reconocen minerales opacos y biotitas que no ocupan más de 5% del total de esta fracción.

Los fenocristales en promedio alcanzan entre 1 y 2 milímetros. Entre ellos se reconocen prismas de plagioclasa de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación. Los cristales presentan escasa alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Oligoclasa (An_{15}). Estos cristales representan el 25% de la fracción de fenocristales.

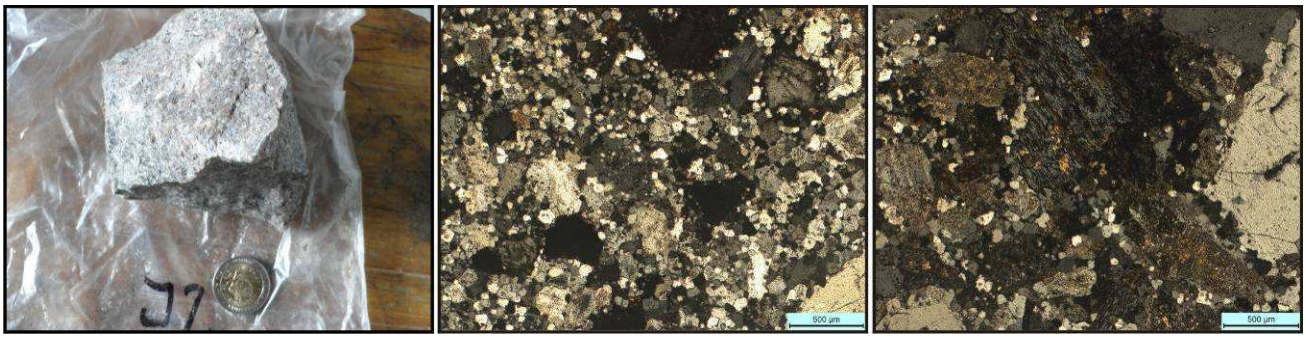
El cuarzo es el fenocristal más frecuente (40%) y el que mayor tamaño alcanza. Presenta formas anhedrales y bordes engolfados. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración argílica, formas subhedrales y en cantidades cercanas al 25%.

El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos que se componen principalmente de láminas biotita y en menor proporción anfíboles y minerales opacos. Las biotitas en ocasiones presentan alteración a clorita y poseen un tamaño promedio de 1 milímetro. Los anfíboles poseen maclas, pleocroismo característico de la hornblenda y su tamaño promedio es de menor a 1 milímetro. Los opacos menores a 0,5 milímetros son en su mayoría euhedrales y de habito cúbico.

Debe mencionarse también la presencia de un fenocristal de hábito prismático que se encuentra completamente reemplazado por carbonatos, cloritas y opacos. Si bien su composición no puede determinarse su hábito sugiere que pueden corresponder a láminas de biotitas.

Como minerales minoritarios se reconocen esfena, circones y epidoto. Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y de la ortosa, además de cloritas como alteración de las biotitas y los anfíboles.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolíta según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.15).



A **B** **C**

Figura A2.15: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J2. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la presencia de biotita cloritizada.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J4 (*64°11´55,3"O 29°55'2,7"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño grisáceo, de fractura irregular, tenaz y compacta, de textura porfírica, dentro de la cual se distinguen dos pastas distintas (Fig. A2.15). Una pasta de color gris predomina en la muestra y es la responsable del color de la misma; en menor proporción se identifica una pasta de tonalidad anaranjada sin límites definidos entre ambas. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea, poseen tamaños promedio de aproximadamente 2 milímetros y algunos pueden superar los 5 milímetros. Se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 50% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano promedio de 20 micrones, aunque en sectores presenta una variación del tamaño de grano y puede alcanzar los 130 micrones. Está compuesta por cuarzo y feldespato potásico y se reconocen además minerales opacos y biotitas que no ocupan más de 5% del total de esta fracción.

Los fenocristales de plagioclasa en promedio alcanzan entre 1 y 2 milímetros aunque algunos pueden alcanzar los 5 milímetros, de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación. Los cristales presentan alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según Michel Levy la

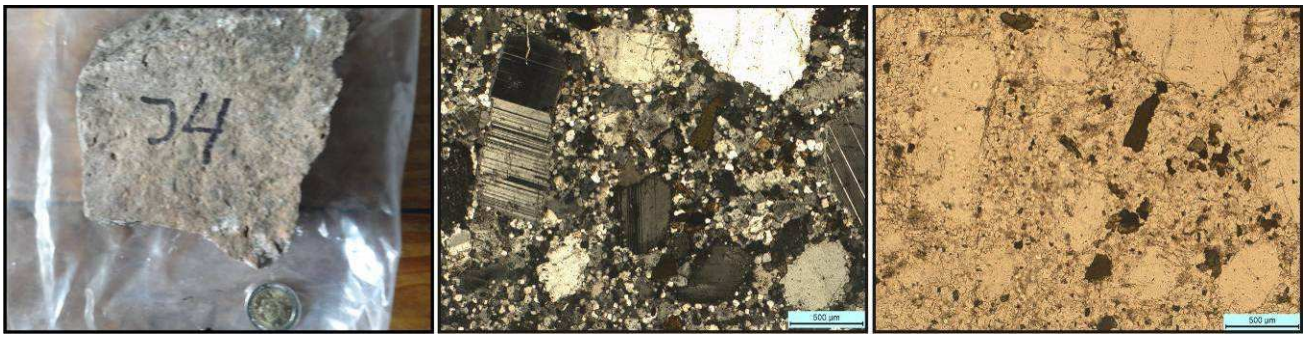
composición de la plagioclasa es de tipo Oligoclasa (An_{20}). Estos cristales representan el 25% de la fracción de fenocristales.

El cuarzo presenta formas anhedrales y bordes engolfados y representan el 35% de los fenocristales. La ortosa se encuentra en formas subhedrales con un bajo nivel de alteración arcillosa y son el 30% de los fenocristales.

El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos que se componen principalmente de láminas biotita y en menor proporción anfíboles y opacos algunos de los cuales forman glomérulos. Las biotitas poseen un tamaño promedio de 1 milímetro. Los anfíboles poseen maclas, pleocroismo típico de la hornblenda y su tamaño promedio es de menor a 1 milímetro. Los opacos menores a 0,5 milímetros son en su mayoría euhedrales y de hábito cúbico.

Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolíta según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.16).



A **B** **C**

Figura A2.16: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J4. **C.** fotografía al microscopio petrográfico sin nicoles cruzados donde se evidencia textura de la roca J4.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J18 (*64°13´40,3"O 29°55'18"S)*

Esta muestra es representativa de los xenolitos que se encuentran dentro de las rocas del Dique Riolítico El Pértigo anteriormente descriptas (cortes J2, J4, J20 y J21).

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color negra de fractura irregular, tenaz y compacta. Posee textura porfírica en la cual la pasta ocupa más del 90% de la roca que le otorga el color a la misma. Se observan fenocristales de 1 a 3 milímetros promedio.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Al microscopio la roca evidencia una textura seriada puesto que sus fenocristales de cuarzo varían de tamaño gradualmente hasta la fracción de microlitos. Los cristales mayores no superan el 5% del volumen de la roca, mientras que en la pasta representan aproximadamente el 50% de la misma. Acompañan al cuarzo como minerales félsicos cristales menores de plagioclasas que se reconocen por su maclado polisintético y su alteración a sericita y cristales de ortosa alterados a arcillas. Estos últimos representan aproximadamente un 10% del volumen de la muestra.

El restante 35% de la roca lo integra la fracción de minerales máficos que se concentran exclusivamente dentro de la pasta. Los anfíboles (20%) son los más abundantes y su tamaño alcanza los 1,5 milímetros. Los más pequeños se distribuyen en forma aleatoria o formando glomérulos que no superan al milímetro. Los más grandes desarrollan una textura poiquilítica. Finalmente diminutas láminas de biotita se distribuyen entre los intersticios de la pasta con tamaños promedio de 0,05 milímetros de largo. Su distribución es errática y representan el restante 15% del volumen de la muestra.

Como minerales accesorios se reconocen pequeños cristales de esfena y opacos. Por tratarse de un enclave no debe desestimarse posibles aportes durante su incorporación a la roca que los hospeda, en particular de cuarzo en la pasta y por este motivo no se le asigna clasificación alguna.

A **B**

Figura A2.17: A. xenolito J18en roca hospedante **B.** ejemplar en muestra de mano J18.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J19 (*64°13´41,1"O 29°55'20,9"S)*

Esta muestra es representativa de otros xenolitos que se encuentran dentro de las rocas del Dique Riolítico El Pértigo anteriormente descriptas (cortes J2, J4, J20 y J21).

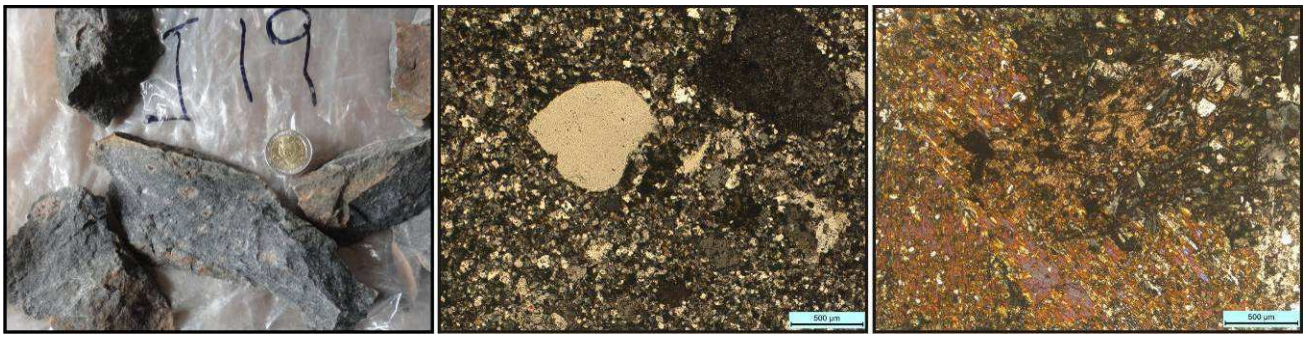
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color negra de fractura irregular, tenaz y compacta. Posee textura porfírica en la cual la pasta ocupa más del 80% de la roca y le otorga el color a la misma. Se observan fenocristales de minerales máficos prismáticos de 3 a 6 milímetros promedio rodeados de halos de color anaranjado.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica donde la pasta ocupa el 80% del volumen total. Esta última presenta textura microgranosa donde los microlitos de cuarzo (50% de esta fracción) predominan sobre el feldespato alcalino (38% del volumen de la pasta). Los minerales máficos que se distribuyen entre los microlitos félsicos ocupan aproximadamente el restante 12% de la pasta y se componen de biotitas (especie que predomina sobre el resto), anfíboles y minerales opacos con un tamaño de grano promedio de 10 micrones.

Los fenocristales varían su tamaño entre 0,5 milímetros y 5 milímetros. Los más abundantes y de mayor tamaño son cristales de anfíboles (50% de esta fracción) que se concentran formando glomérulos dentro de los cuales también se observan cristales de titanita que alcanza un milímetro de largo y cristales de cuarzo de mayor tamaño que los microlitos de la pasta (60 micrones). Los anfíboles poseen un fuerte pleocroismo del verde claro al verde oscuro, ángulos de extinción superiores a 24° y relieve medio.

Los fenocristales más chicos (que varían entre 0,5 y 1,5 milímetros) son de prismas de plagioclasa (25% de la fracción de fenocristales) de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas y de cuarzo (25% de esta fracción) que presenta formas anhedrales y bordes engolfados. Completan la paragénesis de la roca cantidades accesorias de apatito, titanita y zircones.

Como minerales secundarios se observan cloritas formándose a expensas de láminas de biotita y sericita a partir de feldespatos. Por tratarse de un enclave no debe desestimarse posibles aportes durante su incorporación a la roca que los hospeda, en particular de cuarzo en la pasta y en tal sentido no ha sido clasificada (Fig. A2.18).



A **B** **C**

Figura A2.18: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J19. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la presencia de titanita.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J20 (*64°13´41,7"O 29°55'24,6"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño grisáceo, de fractura irregular, tenaz y compacta, de textura porfírica, dentro de la cual se distinguen dos pastas distintas. Una pasta de color gris predomina en la muestra y es la responsable del color de la misma; en menor proporción se identifica una pasta de tonalidad anaranjada sin límites definidos entre ambas. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea, poseen tamaños promedio de aproximadamente 2 milímetros y algunos pueden superar los 5 milímetros. Se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos.

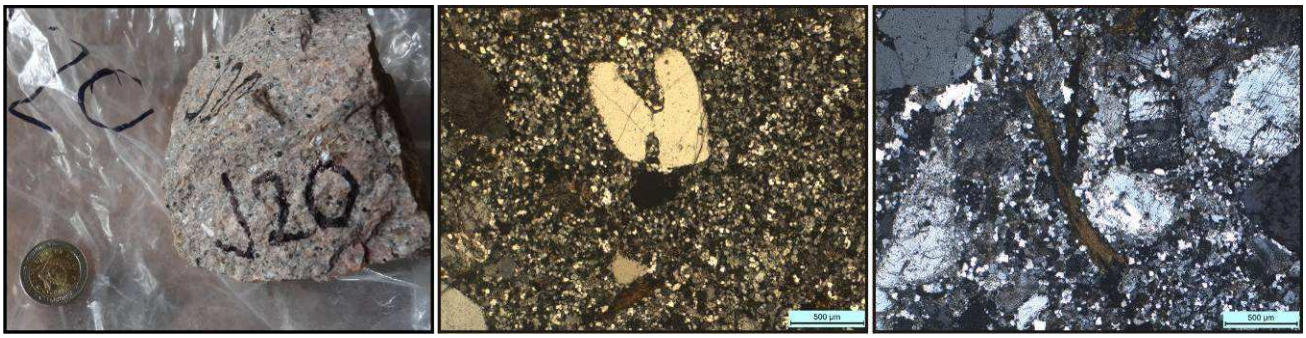
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica en la cual los fenocristales ocupan un 55% del total de la misma. La pasta presenta textura microgranosa, con un tamaño de grano promedio de 20 micrones, dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen minerales opacos y biotitas que no ocupan más de 5% del total de esta fracción.

Los fenocristales en promedio alcanzan entre 2 y 3 milímetros. Se reconocen cantidades similares de cuarzo 35% y ortosa 30% que en conjunto ocupan el 65% del volumen de los fenocristales. El cuarzo presenta formas anhedrales y bordes engolfados. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración a sericita y formas suhedrales.

Le siguen en abundancia prismas de plagioclasas de bordes irregulares que se reconocen por sus maclas polisintéticas. Algunos presentan zonación. Los cristales presentan alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Oligoclasa (An_{17}) y son el 25% de los fenocristales.

El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos que se componen principalmente de láminas biotita y en menor proporción anfíboles y opacos. Las biotitas algunas de las cuales presentan alteración cloritica poseen un tamaño promedio de 1 milímetro y en su mayoría presentan flexura. Los anfíboles poseen maclas, pleocroismo típicas de la hornblenda y su

tamaño promedio es de menor a 1 milímetro. Los opacos menores a 0,8 milímetros son en su mayoría euhedrales y de hábito cúbico.



A **B** **C**

Figura A2.19: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J20. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia la biotita flexurada.

Como accesorios se observa esfena en forma rómbica y con tamaños menores a 0,2 milímetros. Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas, arcillas como producto secundario de la ortosa y cloritas como alteración de las biotitas y los anfíboles.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolíta según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS (Fig. A2.19).

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J21 (*64°13´46,7"O 29°55'26,6"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño grisáceo, de fractura irregular, tenaz y compacta, de textura porfírica, dentro de la cual se distinguen dos pastas distintas. Una pasta de color gris predomina en la muestra y es la responsable del color de la misma; en menor proporción se identifica una pasta de tonalidad anaranjada sin límites definidos entre ambas. Los fenocristales se distribuyen en forma homogénea, poseen tamaños promedio de aproximadamente dos milímetros. Se componen principalmente de feldespato, cuarzo y máficos (Fig. A2.20a).

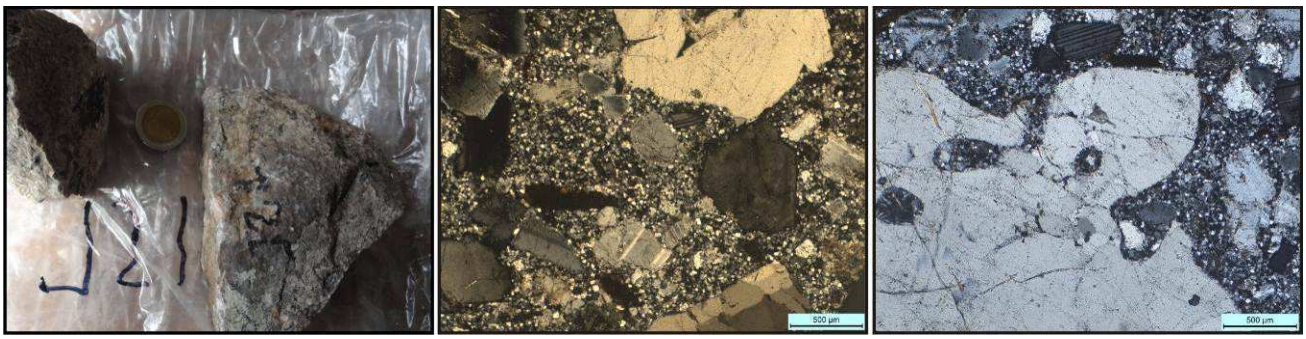
DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura porfírica en la que los fenocristales ocupan un 65% del total de la roca, la pasta presenta una textura microgranosa, con un tamaño de grano de 20 micrones y en algunos sectores puede alcanzar los 60 micrones dentro de la cual, además del cuarzo y el feldespato potásico, se reconocen biotitas y escasos minerales opacos que no ocupan más de 5% del total de esta fracción (Fig. A2.20b y c).

Los fenocristales varían su tamaño entre 0,5 milímetros los más pequeños y los 4 milímetros los más grandes. El cuarzo es el fenocristal más frecuente (40%) y el que mayor tamaño alcanza. Presenta formas anhedrales y bordes engolfados extinción tipo relámpago y en algunos casos de tipo fragmentosa. La ortosa se encuentra con un bajo nivel de alteración a arcillas, formas subhedrales y en cantidades cercanas al 25%. Se reconocen además prismas de plagioclasas de bordes irregulares y maclas polisintéticas. Los cristales presentan escasa alteración a sericita que se concentra en los planos de fractura o hacia el centro de los prismas. Según el método Michel Levy la composición de la plagioclasa es de tipo Oligoclasa (An_{18}). Estos cristales representan el 25% de la fracción de fenocristales. El restante 10% lo ocupan los fenocristales máficos que se componen principalmente de láminas biotita y cantidades accesorias de anfíboles y minerales opacos. Las biotitas en ocasiones presentan alteración a clorita y poseen un tamaño promedio de 1 milímetro. Los anfíboles poseen maclas, pleocroismo característico de la hornblenda y su tamaño promedio es de menor a 1 milímetro. Los opacos menores a 0,5 milímetros son en su mayoría euhedrales y de hábito cúbico.

Debe mencionarse también la presencia de un fenocristal de hábito prismático que se encuentra completamente reemplazado por carbonatos, cloritas y opacos. Si bien su composición no puede determinarse su hábito sugiere que pueden corresponder a láminas de biotitas.

Como minerales minoritarios se reconocen esfena, circones y epidoto. Dentro de la paragénesis de minerales secundarios se destacan los agregados de sericita como alteración de las plagioclasas y de la ortosa, además de cloritas como alteración de las biotitas y los anfíboles.

Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como una riolita según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS.



A **B** **C**

Figura A2.20: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J21 **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia el engolfamiento de los cristales de cuarzo.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J22 (*64°13´46,7"O 29°55'26,6"S)*

Esta muestra es representativa de otros xenolitos que se encuentran dentro de las rocas del Dique Riolítico El Pértigo anteriormente descriptas (cortes J2, J4, J20 y J21).

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color gris oscuro y aspecto granular. Se reconocen en muestra de mano feldespatos de que alcanzan los 5 mm de largo y prismas de anfíboles de 3 milímetros de largo. Ambas especies minerales se distribuyen erráticamente y ninguna de ella predomina sobre la otra (Fig A2.21 a y b).

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura porfírica donde los fenocristales representan el 50% de su volumen. Los mismos se componen, en orden de abundancia, de plagioclasa (20%), cuarzo (10%), anfíboles (15%) y biotita (5%).

Las plagioclasas se encuentran con formas euhedrales pero con marcada evidencia de deformación mecánica sobreimpuesta que se refleja en la discontinuidad de los planos de maclas. Algunos individuos se encuentran marcadamente zonados y solo ocasionalmente muestran alteración a sericita. Según escasas tres secciones (adecuadas para el método de Michel Levy) su composición podría corresponder a una andesita (An_{48}). Sus bordes evidencian un crecimiento secundario que adquieren una textura de tipo poiquilítica. Le siguen en abundancia prismas de anfíboles que alcanzan los 5 milímetros de largo. Se trata de cristales de hornblenda (15%) con maclas múltiples y bordes rodeados de diminutas láminas de biotita. Los fenocristales de cuarzo (10%) poseen un tamaño promedio de 3 milímetros y la mayoría presentan bordes engolfados. Por último la biotita es el fenocristal de menor abundancia (5%) y el de menor tamaño. Sus láminas no superan el milímetro y se concentran preferentemente rodeando a los anfíboles.

La pasta presenta textura microgranosa donde la abundancia de cuarzo y feldespato se presume similar puesto que su tamaño impide mayores precisiones. Por tratarse de un enclave no debe desestimarse posibles aportes durante su incorporación a la roca que los hospeda, en particular de cuarzo en la pasta y en consecuencia no se le asigna ningún tipo de clasificación.

A **B**

Figura A2.21: A. xenolito en roca hospedante. **J22. B.** ejemplar en muestra de mano J22.

MUESTRAS DE LA FORMACIÓN PUESTO DE LOS CAMINOS

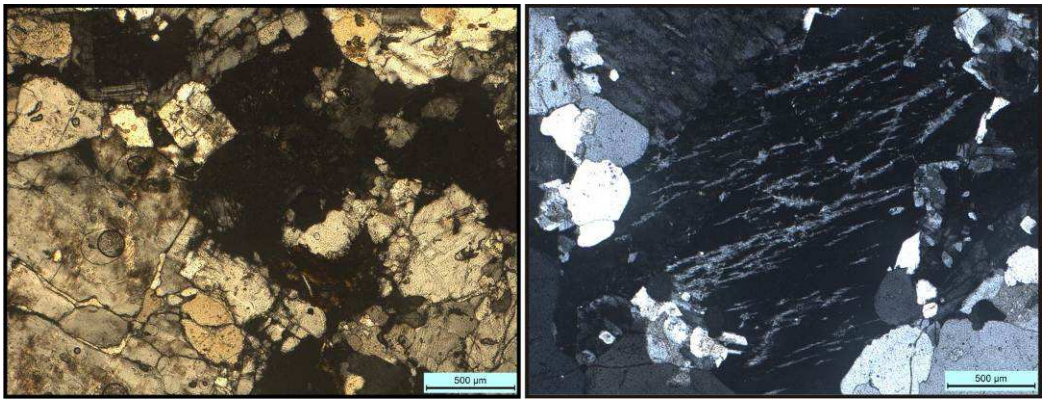
CÓDIGO DE LA MUESTRA: J11 y J12b (*64°15´4,7"O 29°54'24,1"S)*

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca de color castaño rojizo, fractura irregular, tenaz y con un grado de alteración meteórica que la hace muy friable. Presenta textura granosa media compuesta por feldespatos, cuarzo y minerales máficos con un tamaño de grano que varía entre 0,5 y 2 milímetros (Fig. A2.22).

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Roca de textura granosa inequigranular en la cual el tamaño de los cristales varía entre los 5 milímetros y los escasos 0,2 milímetros sin definir una clara moda. Esta variación granulométrica es una de las características particulares de esta roca. Entre ellos se observan cristales de feldespatos potásicos (45%), cuarzo (40 %), biotita (10%), plagioclasa (5%) y cantidades subordinadas de minerales opacos. La ortosa alcanza los tamaños mas importantes, posee formas subhedrales, algunos cristales presentan textura pertítica (Fig. A2.23) y poseen una moderada alteración a arcillas. Son frecuentes los cristales con sus características maclas de dos individuos. Los cristales de cuarzo presentan formas anhedrales, extinción de tipo relámpago y una variación en el tamaño de grano que varía de 0,12 a 2 milímetros. La biotita se presenta con un tamaño de grano de entre 1 y 1,5 milímetros y siempre acompañada de opacos. Por último, la plagioclasa presenta un tamaño promedio de 0,5 milímetros, hábito prismático con maclado polisintético, moderada alteración a sericita.

A **B**

Figura A2.22: A. ejemplar en muestra de mano J11. **B.** ejemplar en muestra de mano J12.



A **B**

Figura A2.23: A. fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura del corte J12b. **B.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencian la textura pertítica.

Como minerales accesorios se reconocen zircones, diminutas láminas de moscovita cuyo origen pude corresponder a procesos sobreimpuestos.

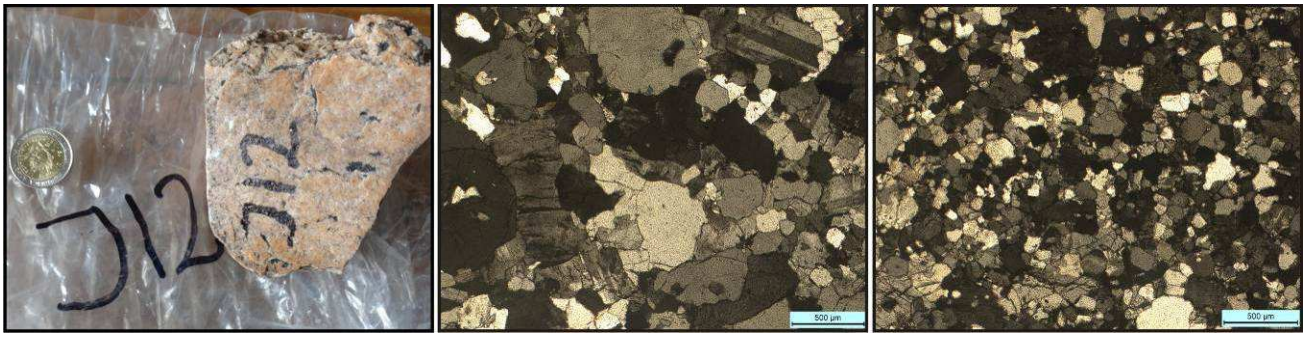
Sobre la base de los porcentajes descriptos la roca se clasifica como un granito según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS.

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J12 (*64°15´4,7"O 29°54'24,1"S)*

Esta muestra es representativa de las aplítas que atraviesan al dique de geometría anular formando un enjambre de diques menores con espesores que varían entre 5 y 20 cm.

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea de color castaño rosado, de fractura irregular, tenaz y compacta. Presenta textura granosa fina y está compuesta por feldespatos, cuarzo y escasos minerales de color negro. Los cristales mayores poseen un tamaño de grano promedio menor a los 0,5 milímetros (Fig. A2.24a).

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: roca de textura granosa fina en la que se observan cristales de cuarzo (50 %), feldespatos potásicos (45%), plagioclasa (5%) y cantidades subordinadas de biotita y minerales opacos (Fig. A2.24b y c). Los cristales de cuarzo presentan formas anhedrales y extinción de tipo relámpago y en algunos casos de tipo fragmentosa. La ortosa posee formas subhedrales, algunos cristales presentan textura pertítica y poseen una moderada alteración a arcillas. Tanto estos últimos como el cuarzo presentan una variación en el tamaño de grano que varía de 0,06 a 1 milímetro que se distribuyen en forma inhomogenea provocando sectores de distinta granulometría en el mismo preparado. La plagioclasa presenta un tamaño promedio de 0,3 milímetros, hábito prismático y maclado polisintético. Por último, la biotita y los minerales opacos se presentan en cantidades inferiores al 1% con tamaños de grano promedio de 0,3 milímetros.



A **B** **C**

Figura A2.24: A. ejemplar en muestra de mano. **B.** fotografía de un corte delgado con nicoles cruzados donde se observa la textura de la roca J12. **C.** fotografía al microscopio petrográfico donde se evidencia textura aplitica.

La fábrica y la textura de la roca la clasifican como una aplita. Sobre la base de los porcentajes modales descriptos su composición es la de un granito según la clasificación de Streckeisen (1979) propuesta por la IUGS.

DIQUE DE CUARZO

CÓDIGO DE LA MUESTRA: J10 (64°14´51,3"O 29°54'30"S)

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea de color castaño rosado, de fractura irregular, tenaz y compacta. Presenta textura granosa media a gruesa está compuesta por feldespatos y cuarzo. La roca posee un tamaño de grano promedio que varia de 5 milímetros a 15 milímetros.

Se observa una vena de cuarzo de 15 milímetros de textura diente de perro en borde neto con la roca (Fig. A2.25).

Figura A2.25: ejemplar en muestra de mano.