

**Universidad de Buenos Aires**

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas



## Trabajo Final de Licenciatura

**“Estudio de la petrofábrica de las sedimentitas miocenas aflorantes en las Huayquerías del Este, sobre la base de estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (Tunuyán, provincia de Mendoza)”**



**Juan Ignacio Otaola**

Directora: Dra. Florencia Milanese

Co-Director: Dr. Guillermo Ré

2024

## **Resumen**

En el presente trabajo se estudiaron las formaciones Huayquerías, Tunuyán y Bajada Grande, ubicadas en las Huayquerías del Este, en la zona centro-norte de la provincia de Mendoza, al sureste de la ciudad de Tunuyán. Mediante estudios geológicos y el análisis de la petrofábrica magnética se logró contribuir al conocimiento general en la región. Para ello se realizó un relevamiento de la geología general en la zona, se levantó un perfil sedimentario que abarca las tres formaciones en cuestión, y se tomaron muestras en 23 sitios estratégicos para las mediciones posteriores de susceptibilidades magnéticas. Esto se logró realizando un estudio de anisotropía de la susceptibilidad magnética en laboratorio a 106 especímenes orientados, en donde se observaron elipsoides de ASM de tipo oblado con buenos agrupamientos en general. Además, en base a las direcciones de K1, K2 y K3 se corroboró la ausencia de una impronta de deformación en la petrofábrica, evidenciándose fábricas típicamente depositacionales con una dirección de flujo hacia el SE que es consistente con la paleocorriente de la zona.

## ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN .....	5
1.1. Objetivos .....	5
1.2. Ubicación del área de estudio .....	5
1.3. Antecedentes .....	8
2. MARCO GEOLÓGICO.....	15
2.1 Segmentación andina.....	15
2.2 Evolución Tectónica .....	18
3. ESTRATIGRAFÍA .....	20
3.1. Formación Huayquerías (Mioceno superior) .....	23
3.2. Formación Tunuyán (Plioceno inferior – medio) .....	28
3.3. Formación Bajada Grande (Plioceno superior – Pleistoceno) .....	32
4. ESTRUCTURA .....	38
4.1. Antecedentes y características generales.....	38
4.2. Estructura local.....	47
5. ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM).....	52
5.1. Marco teórico del método.....	52
5.2. Metodología.....	<b> Error! Marcador no definido.</b>
5.3. Resultados .....	56
5.4.1 Resultados generales .....	56
5.4.2 Resultados Formación Huayquerías .....	59
5.4.3 Resultados Formación Tunuyán.....	62
5.4.4 Resultados Formación Bajada Grande.....	65
7. CONCLUSIONES .....	69
8. AGRADECIMIENTOS .....	71

9. BIBLIOGRAFÍA .....	72
APÉNDICE: Mapa Geológico .....	82

## 1. INTRODUCCIÓN

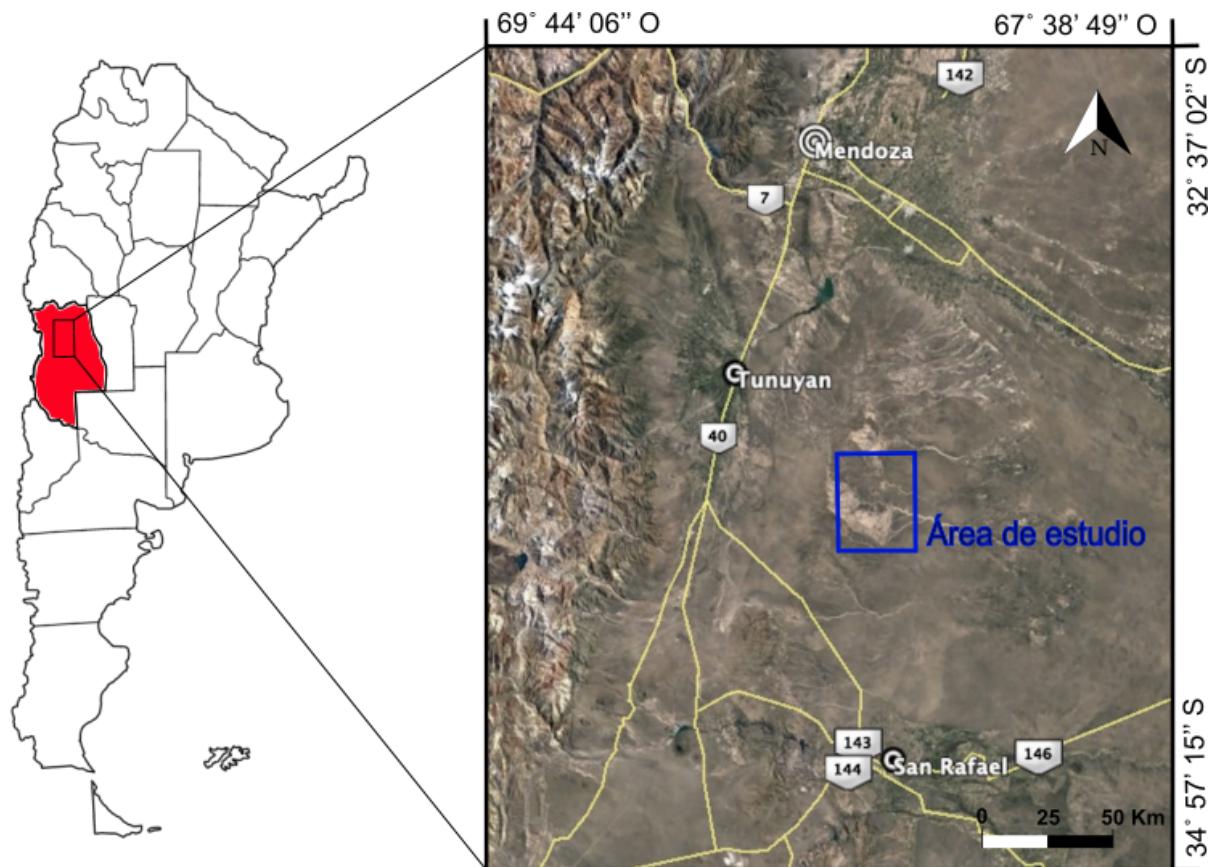
### 1.1. Objetivos

Los principales objetivos de este trabajo final de licenciatura son los siguientes:

- Integración regional de la información del área de estudio mediante a la confección de un mapa geológico.
- Descripción de la geología general de la zona de estudio
- Evaluar la correlación de los depósitos y unidades presentes en el área de estudio con los observados por otros autores.
- Efectuar estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), de modo de poder obtener información sobre direcciones de flujo y fábrica magnética de los depósitos.

### 1.2. Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se ubica en el centro-norte de la provincia de Mendoza, al sureste de la ciudad de Tunuyán, dentro del Departamento de San Carlos (Figura 1). El área se encuentra comprendida entre las coordenadas 33° 49' 98" y 33° 59' 24" latitud sur y 68° 32' 10" y 68° 23' 31" longitud oeste, y está limitada al norte por el Río Seco de la Horqueta y al sur por Rio Seco del Jaguel del Sur.



**Figura 1:** Mapa de ubicación, provincia de Mendoza. Se puede observar las principales localidades y rutas de acceso. El recuadro azul indica la zona de estudio.

La topografía es relativamente llana en superficie, aproximadamente entre 800 y 1000 m.s.n.m., con zonas de valles estrechos de cursos efímeros o secos.

Al área relevada se accede desde la ciudad de Tunuyán, que se encuentra 83 km al sur de la ciudad de Mendoza por la Ruta Nacional N° 40. Desde aquí, nos adentrarnos con dirección sureste en caminos de ripio, senderos menores, valles y ríos secos, recorriendo aproximadamente un trayecto de 80 km hasta llegar a la ubicación del campamento, cuyas coordenadas son 33° 50' 59"S y 68° 27' 48"O (Figuras 2 y 3). Desde el campamento, se recorre un trayecto que demora de 20 a 25 minutos en vehículo para poder llegar al Río seco de la última aguada, en donde se realizó el perfil sedimentario y el muestreo para el estudio de ASM.

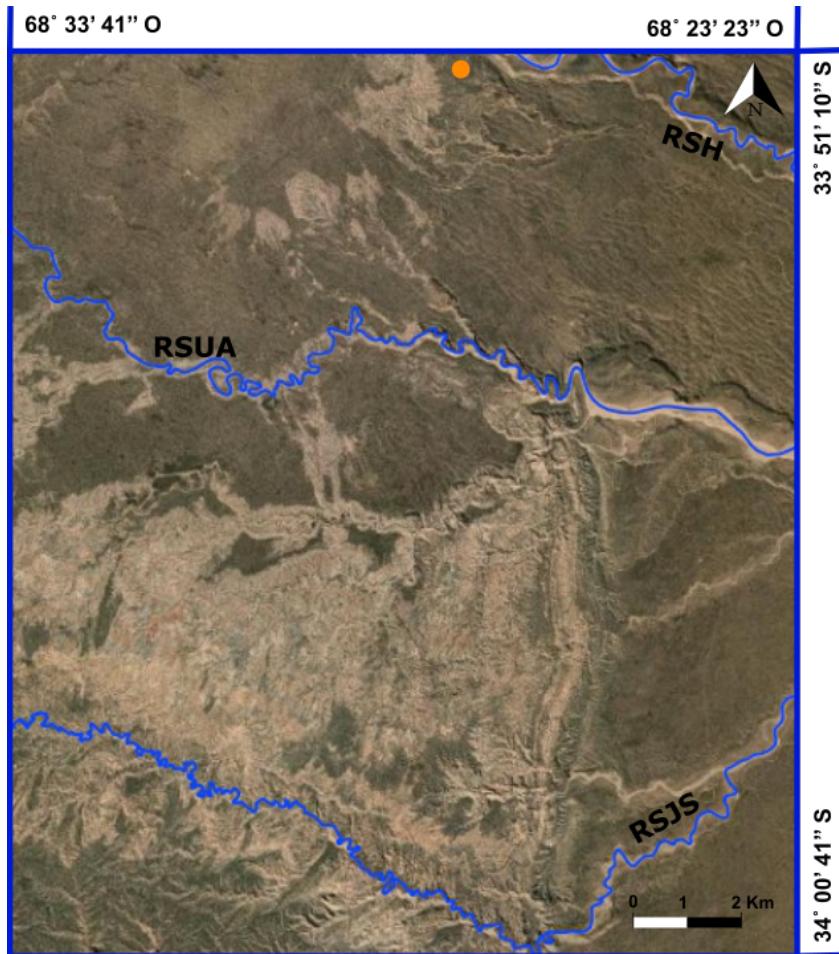


Figura 1.1: Detalle del Área de estudio.

### Referencias

- Campamento
- Curso fluvial
- RSH Río Seco de la Horqueta
- RSUA Río Seco Última Aguada
- RSJS Río Seco Jagüel del Sur



**Figura 1.2:** Foto del campamento; ubicado a 7 km aproximadamente, al norte del área de estudio.

### 1.3. Antecedentes

Tanto la región de las Huayquerías de San Carlos, como las Huayquerías del Este, se ubican en el ámbito de la Cuenca cuyana. Ambas regiones, separadas entre sí por la Meseta del Guadal (Fig. 1), han sido más bien conocidas y estudiadas por sus características faunas de vertebrados del Neógeno, que por su geología. De todos modos, se utilizan en el presente trabajo los valiosos aportes hechos a lo largo del tiempo por distintos investigadores, entre ellos De Carles (1911), Rovereto (1914), Frenguelli (1930), Yrigoyen (1994), entre otros.

Las primeras observaciones en el sector fueron realizadas a principio del pasado siglo por De Carles (1911), que estableció la base de los conocimientos paleontológicos y estratigráficos, ya que obtuvo la primera colección de fósiles vertebrados típicos de la zona. Estos aportes, fueron luego descritos y analizados por Rovereto (1914) en el apartado “Los fósiles de las Huayquerías de San Carlos en la provincia de Mendoza”. Posteriormente, Frenguelli (1930) realizó el primer estudio regional de la zona, al publicar una sección esquemática donde reconoce las Huayquerías de San Carlos como flanco occidental de un amplio pliegue simple, que tendría su fin en el medio de la Meseta del Guadal, omitiendo de esta forma las Huayquerías del Este. Más tarde, Tapia (1935) presenta un corte ilustrativo de la estructura sinclinal de la Meseta del Guadal con ambos flancos, oeste y este, correspondientes a las Huayquerías de San Carlos y las Huayquerías del Este respectivamente. Algunos años más tarde, fue Kraglievich (1934) quién le puso los nombres característicos de “Fauna Huayqueriaense”, a la fauna más antigua (Mioceno superior), y “Fauna Tunuyanense”, a la fauna más joven (Plioceno inferior), ambas descritas anteriormente por Rovereto (1914).

A partir de los años 30, la provincia de Mendoza empezó a ser explorada a nivel petrolero por parte de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Fueron los trabajos de Braccini (1938) y Feruglio (1946) los que se focalizaron en la zona de las Huayquerías mendocinas con un detalle más profundo a nivel litológico.

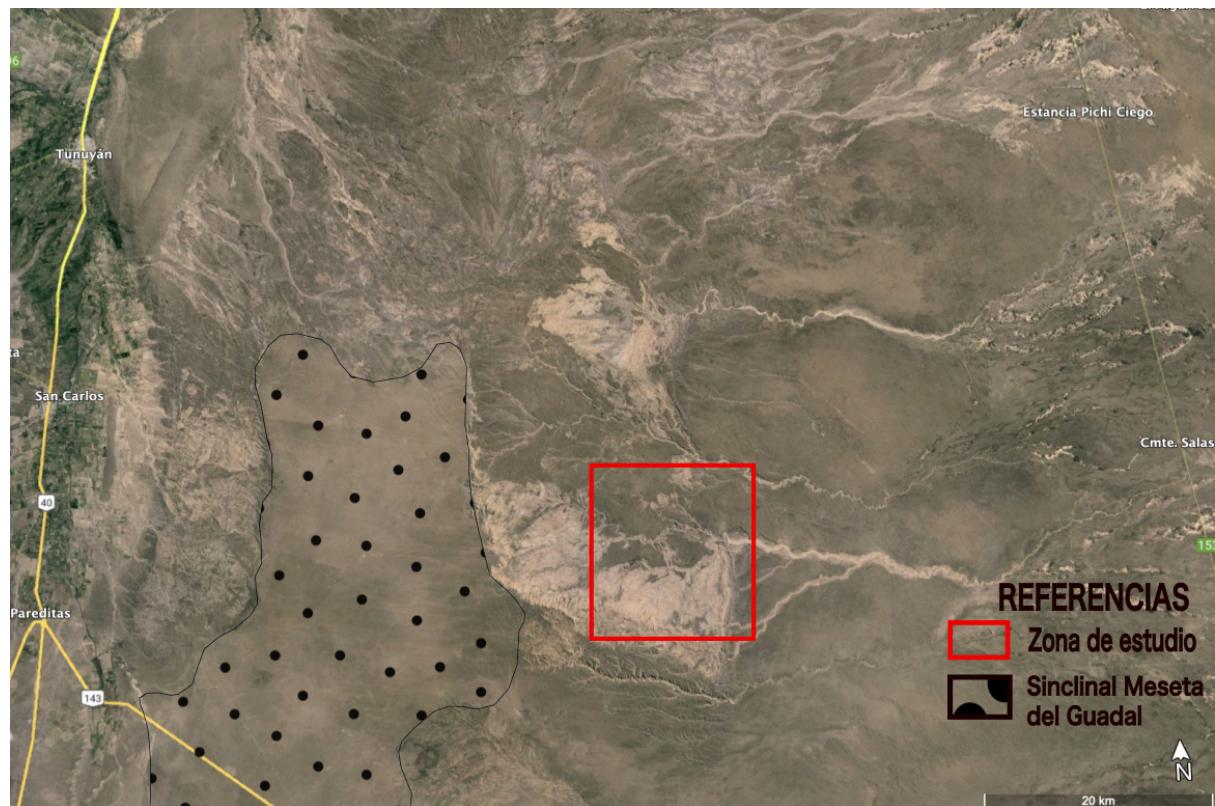
Fué Dessanti (1946) quien asoció los nombres de las faunas propuestos por Kraglievich (1934), a dos unidades litoestratigráficas: la Formación Huayquerías y la Formación Tunuyán. Además, definió la Formación Bajada Grande y el límite entre el Plioceno y el Pleistoceno, que se encuentra en el techo de la Formación Tunuyán.

Una vez más, a través de las exploraciones de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, fue que científicos destacados han publicado grandes descubrimientos, como el caso de Baulés y de Olazábal (1950), que muestran la distribución de la Formación Tunuyán en la parte oeste de la Meseta del Guadal, en donde ubican estratigráficamente en un solo corte, la capa fosilífera portadora de *Chapalmalania altaefrontis*, procedido exhumado por ellos mismos.

El conocimiento geológico de la zona del centro-norte de la provincia de Mendoza, es el resultado de trabajos de Jorge Polanski, quien sentó las bases estratigráficas, aún vigentes y utilizadas por investigadores en lo que se refiere a la región de Cuyo. Se denominó Formación Mogotes a lo que en la actualidad es llamada Formación Bajada Grande (Polanski 1963, y

Marshall *et al.*, 1986). Además, a partir del descubrimiento y entendimiento de elementos básicos estructurales de la zona por parte de Tapia (1953), fue Polanski (1963) quien denominó “Braquianticlinorio de los Huarpes” al conjunto de estructuras presentes en la zona, proponiendo a este, como una unidad tectónica mayor, entendiendo que el área de las Huayquerías es parte de un extenso valle ubicado entre la Cordillera Frontal y el bloque de San Rafael.

Importantes descubrimientos paleontológicos de restos fósiles de vertebrados fueron realizados por Yrigoyen (1954). Estos restos han sido exhumados en el sector de las Huayquerías del Este, y sobresale una especie nueva de gliptodonte denominada *Plophophorus*, luego descrita en mayor detalle y llamada *Plophophorus yrigoyeni* por Castellanos (1957).



**Figura 1.3:** Imagen de Google Earth; Recuadro rojo muestra zona de estudio. Tramado de puntos negro indica el sinclinal de la Meseta del Guadal.

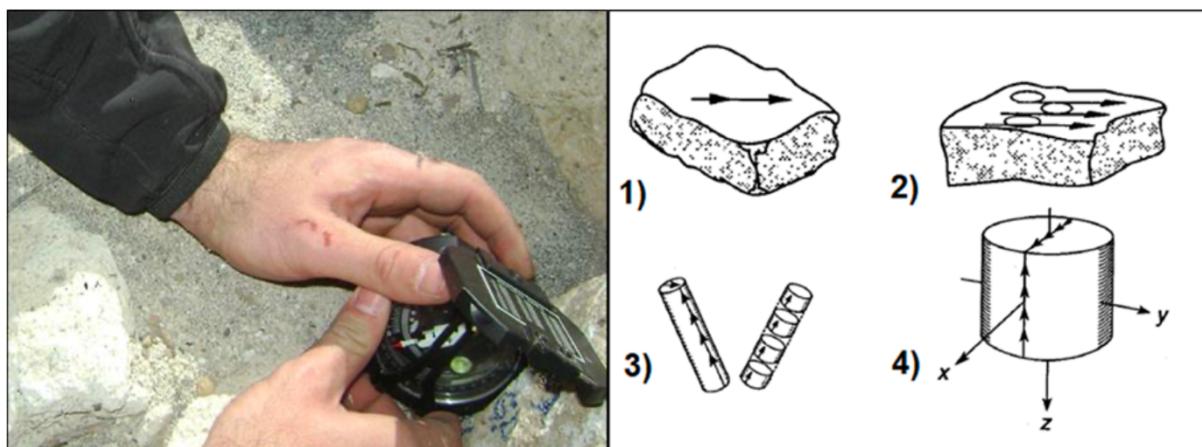
Los primeros estudios de dataciones radimétricas ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ) fueron realizados por Marshall *et al.* (1986). Estas dataciones se realizaron en los niveles tobáceos que se encuentran intercalados en los depósitos sedimentarios continentales mio-pliocenos aflorantes en la región de las Huayquerías del norte de la provincia de Mendoza. Su principal aporte fue la calibración temporal de las formaciones portadoras de las faunas huayquerienses y montehermosenses definidas por De Carles (1911). El completo trabajo de Marshall *et al.* (1986) presenta, además, mediciones y muestreos de secciones estratigráficas en localidades que se encuentran en ambos faldeos de la Meseta del Guadal (vertiente oriental y vertiente occidental; Fig.1.3).

A partir del trabajo de Marshal *et al.* (1986), Yrigoyen (1994) realizó una serie de nuevos relevamientos geológicos de detalle y perfiles transversales del área. En su trabajo, se centra en observaciones estratigráficas, relaciones formacionales, y ubicación precisa de hallazgos fosilíferos. De esta forma, perfecciona el cuadro de edades de los depósitos sedimentarios del Neógeno. Por otro lado, Yrigoyen (1994) también confeccionó los primeros bosquejos geológicos de alta precisión de las zonas de Huayquerías del Este y Huayquerías de San Carlos.

Recientemente, Bonini (2016) realizó un análisis sedimentológico y paleontológico por parte de en donde presenta una interesante asociación de mamíferos (*Megatheriops rectidens*, *Proscelidodon gracillimus*, *Hemiheterotherium achataleptum*, *Neobrachytherium* sp., *Huayqueriana cristata*, *Cyonasua pascuali*, y *Lagostomus pretrichodactyla*), a partir de la cual define la edad Huayqueriense (Mioceno Tardío). También, el mencionado trabajo, expresa que varios géneros faunísticos se encuentran en formaciones situadas en el noroeste argentino. Garrido (2017), muestra una tabla muy completa en donde compara mamíferos fósiles a nivel genérico de la formación Huayquerías, con otras unidades del Mioceno tardío-Plioceno de Argentina.

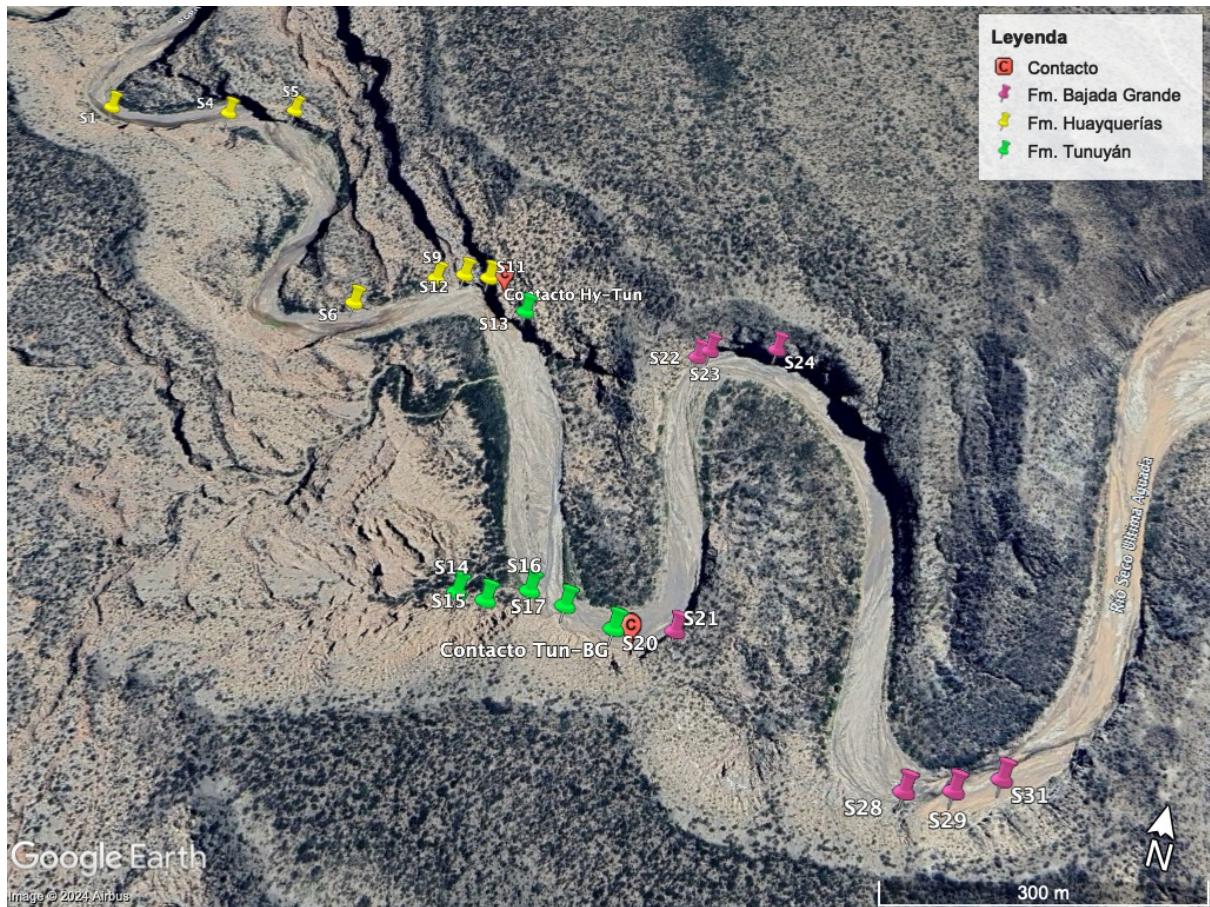
## 1.4. Metodología

El desarrollo del trabajo consistió en diferentes etapas. En primer lugar, se hizo un análisis preliminar del contexto general de la zona de estudio, en donde se compilaron diferentes elementos cartográficos para poder reconocer las unidades y estructuras que propone Yrigoyen (1994) en su trabajo, que es el más completo y nuevo disponible. En función a este primer análisis de antecedentes y bibliografía, se elaboró la logística de las siguientes etapas.



**Figura 5.2.1:** Izquierda: Toma de datos de rumbo e inclinación de la muestra de mano en el terreno. Derecha: Descripción de los pasos a seguir desde la toma de la muestra hasta obtener el espécimen.

En primer lugar se realizó un reconocimiento de la zona de estudio. La siguiente fase del trabajo consistió en la extracción de muestras de mano de los afloramientos (Figura 5.2.2.), se trajeron hasta 5 muestras de mano orientadas por sitio, para lo cual se realizaron marcas fiduciarias con un marcador indeleble y brújula magnética (Figura 5.2.1).



**Figura 5.2.2.:** Imagen satelital del Río Seco Última Aguada, en donde se puede observar los sitios donde se tomaron las muestras. Amarillo: Fm. Huayquerías; Verde: Fm. Tunuyán; Rosa: Fm. Bajada Grande.

El proceso de obtención de especímenes se realizó en el Laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel A. Valencio” del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Se horizontalizaron las caras marcadas de las muestras de mano para luego perforar los testigos cilíndricos y luego rebanarlos para obtener los especímenes de 2,54 cm de diámetro por 2,20 cm de alto (Figura 5.2.3.). Cada espécimen se identifica con el sitio de muestreo al que corresponde, el número de muestra de mano, el testigo de donde se extrajo, y una letra que identifica al espécimen propiamente dicho. Un ejemplo sería HYQ 12\_2\_3B, en donde las letras representan la zona de estudio, el número 12 es el número de sitio (nivel de donde se sacó la muestra), el número 2 es el número de muestra del nivel 12, y por último el 3B es el número de cilindro de la muestra 2. En total se obtuvieron 138 especímenes, a partir de los 23 sitios muestreados.



**Figura 5.2.3.: Especímenes para la realización de estudios de ASM.**

La última etapa se realizó también en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel A. Valencio. Aquí se midió la anisotropía de susceptibilidad magnética con un susceptibilímetro AGICO modelo MFK1-A (Figura 5.2.4.).



**Figura 5.2.4.:** Equipamiento utilizado para la medición de la susceptibilidad magnética. Susceptibilímetro AGICO (modelo MFK1-A).

El procesamiento de los datos y la obtención de resultados se hizo con el software Anisoft 6 Anisotropy data browser (de la misma firma que el susceptibilímetro), volcando los datos en diagramas estereográficos para su posterior análisis.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

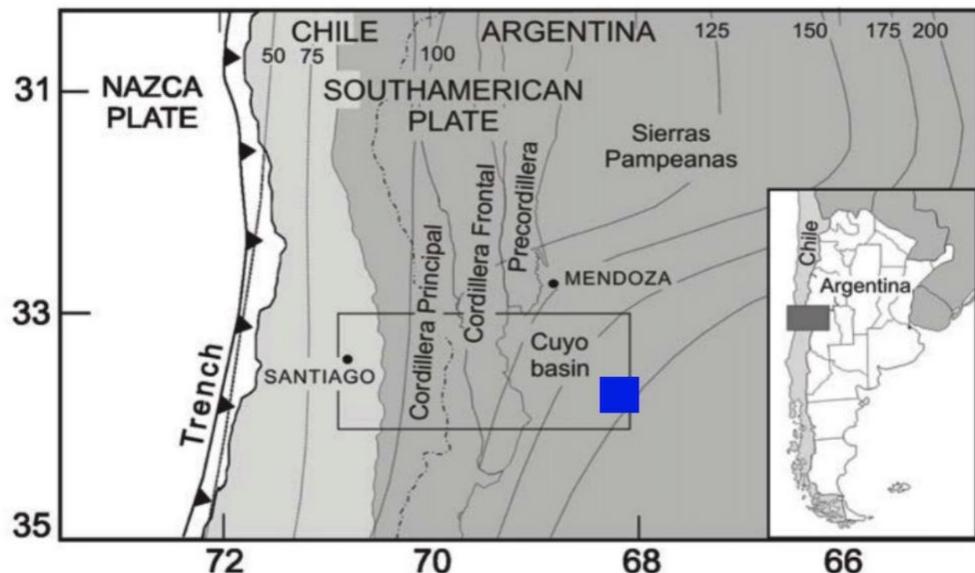
### 2.1 Segmentación andina

Gansser (1973), dividió a los Andes en tres sectores, según la placa oceánica subductada. La zona de estudio se encuentra dentro de los Andes Centrales, que corresponde al sector por debajo del cual se subducta la Placa de Nazca y se encuentra entre los 4° y los 46° 30'

latitud sur. Estas latitudes corresponden al Golfo de Guayaquil como límite superior, y al Golfo de Penas como límite inferior. Una de las características más importantes de los Andes, tiene que ver con la variación en los ángulos de subducción de las placas oceánicas. Barazangi y Isacks (1976) identificaron dos regiones en los Andes Centrales con ángulos de subducción de  $\sim 10^\circ$  que se asocian a un mayor desarrollo en sentido E-O de la cadena montañosa y a la interrupción del arco magmático, y dos regiones cuyos ángulos de subducción “normales” se encuentran entre los  $25^\circ$  y  $30^\circ$  (Fig. 2.1). Uno de los sectores de subducción subhorizontal se encuentra entre los  $27^\circ$  y los  $33^\circ\text{S}$  y se conoce como *Flat Slab Pampeano* (Fig. 2.2). El área de estudio se encuentra en la zona de transición entre el mencionado *Flat Slab* y la subducción normal al sur de los  $\sim 33^\circ\text{S}$ .



**Figura 2.1.: Zonas de la Cordillera de los Andes con subducción subhorizontal por debajo. El recuadro azul representa la zona de estudio aproximada. Nótese la zona de transición de la entre la zona de subducción subhorizontal y la zona de subducción normal. Imagen tomada de Ramos (2009).**



**Figura 2.2.:** Mapa regional de la zona de subducción subhorizontal y de transición. Muestra la forma de la placa oceánica subductada a través de curvas de profundidad de la zona de Wadati-Benioff (Cahill e Isacks, 1992). El recuadro azul muestra la zona de estudio aproximada. Imagen tomada de Giambiagi (2003).

## 2.2 Evolución Tectónica

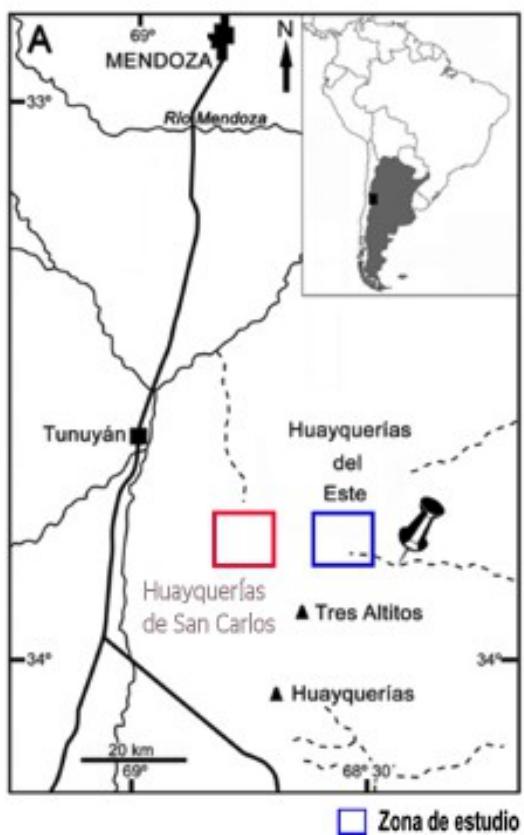
La zona de estudio se encuentra entre los 33° S y 34° S, en la zona de transición entre la zona de subducción subhorizontal y la zona de subducción normal (Giambiagi *et al.*, 2003), en la unidad provincia geológica de Cuenca de Cuyo, según Ramos (1999). Según Giambiagi (2003) en esta zona, tanto la Cordillera Principal como la Cordillera Frontal, se encuentran bien desarrolladas y desaparecen la Precordillera y Sierras Pampeanas, además se produce una importante reducción en el ancho del orógeno con respecto a la zona de *Flat Slab*.

Charrier *et al.* (2015) proponen cinco ciclos principales tectónicos para la zona de estudio, siendo el primero el que fue denominado Ciclo Pampeano por Aceñolaza y Tosselli (1976), que ocurrió entre el Neoproterozoico y el Cámbrico Temprano, donde Ramos (1988) propone que un terreno llamado Pampia se anexó al margen occidental de Gondwana (Cratón del Río de La Plata). El segundo ciclo es denominado Famatiniano por Aceñolaza y Tosselli (1976) quienes lo asignan entre los períodos Ordovícico Tardío y Devónico Tardío. Este ciclo involucra el desarrollo de un arco magmático en el margen occidental de Pampia que finaliza

con la orogenia Oclóbica durante el Ordovícico Medio-Tardío, que se corresponde con la acreción del terreno Precordillera/Cuyania a Pampia (Astini et al. 1995). Una segunda etapa del Ciclo Gondwánico se conoce como la orogenia Chánica, y es interpretada como originada a partir de la colisión entre el terreno Chilenia y Cuyania (Ramos *et al.* 1984), durante el Devónico Tardío. Luego está el ciclo Gondwánico, que tiene inicio en el Carbonífero temprano y su fin en el Pérmico tardío. Se caracteriza principalmente por la subducción activa en el margen occidental de Gondwana y el desarrollo de la orogenia San Rafaéllica. Ramos y Folguera (2009) atribuyen esta orogenia a las variaciones del ángulo de subducción de la placa oceánica y a la migración del arco volcánico hacia el antepaís, que deformaron la Cordillera Frontal y el Bloque San Rafael. A continuación, el ciclo pre-andino se inicia en el Pérmico tardío y se extiende hasta el Jurásico Temprano. Su principal característica es la instalación de un régimen extensional, sumado a la reactivación de antiguas suturas de terrenos acrecionados en el Paleozoico (Ramos y Kay, 1991). A este ciclo lo vinculan con el desmembramiento de Pangea. El quinto y último ciclo, es el denominado Andino y se extiende desde el Jurásico Temprano hasta el presente. Su principal característica tiene que ver con el inicio del desarrollo de una zona de relieve en los Andes asociado a la subducción de la losa oceánica por debajo del continente Sudamericano. Esencialmente se reconocen dos períodos, uno extensivo y otro compresivo. El primero tiene que ver con relaciones de convergencia de placa negativa, asociado al desarrollo de un arco magmático, cuencas de intraarco y de retroarco. En el segundo período, se inicia una fase de esfuerzos compresivos y se reconocen diferentes fases o pulsos; la orogenia peruana que culmina en el Cretácico Tardío, la fase Incaica que se da entre el Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano, la fase Pehuenche del Mioceno temprano, la fase Quechua del Mioceno Tardío y la fase Diaguita en el Plioceno Tardío (Nullo y Combina, 2002).

### 3. ESTRATIGRAFÍA

En el presente capítulo se desarrollará una síntesis de la estratigrafía de la región. Ésta se encuentra entre los 33° y 34° S correspondiente a la zona de transición entre los segmentos de subducción subhorizontal y normal (Giambiagi *et al.*, 2003), sobre el frente oriental de la Cordillera Frontal mendocina. Aquí, se observan los afloramientos de las Huayquerías del Este (Figura 3.1), en la vertiente Este de la Meseta Sinclinal del Guadal, que fueron objeto de estudio desde principios del siglo XX por De Carles (1911), Roveretto (1914), Frenguelli (1930), Dessanti (1946) y tiempo después revisado por Yrigoyen (1994).

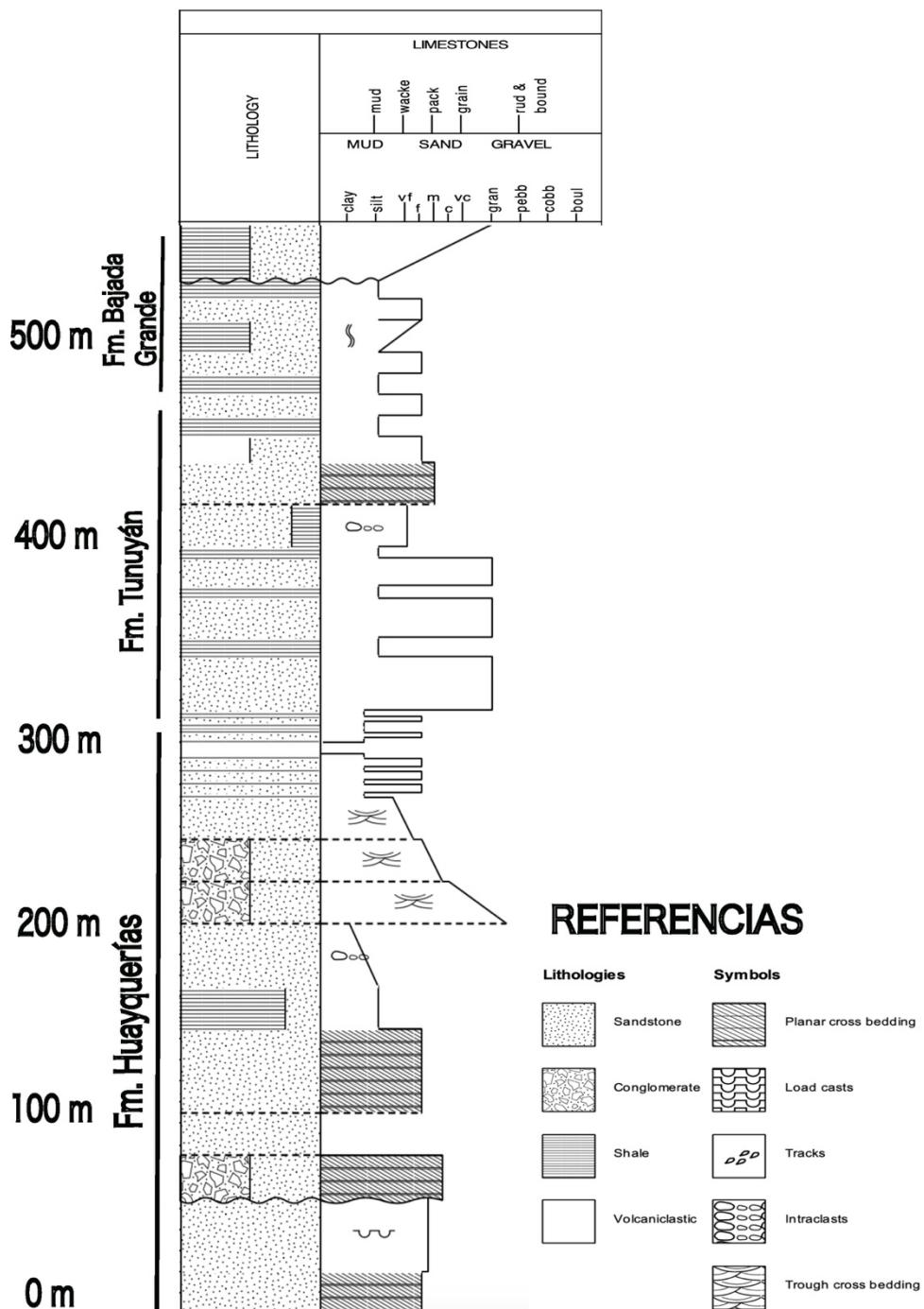


**Figura 3.1.:** Contexto geográfico de la zona de estudio (recuadro azul), al Este de la Meseta del Guadal. Aquí se realizó el perfil estratigráfico, ubicado en el valle del Río Seco de la Última Aguada. El recuadro rojo muestra las Huayquerías de San Carlos. Tomado y modificado de Forasiepi *et al.* (2016).

Específicamente, en la Huayquerías de San Carlos (las occidentales) afloran las Formaciones Tunuyán y Bajada Grande, mientras que en las Huayquerías del Este (Figura 3.1.) se exponen tres unidades litoestratigráficas según Yrigoyen (1994): la Formación Huayquerías, Formación Tunuyán y Formación Bajada Grande (Figura 3.2.). Éstas representan depósitos continentales fluviales, aluviales y eólicos, pertenecientes a una cuenca de antepaís. El Grupo Choiyoi, complejo volcánico clástico permo-triásico, constituye el basamento estructural de la cuenca.

ERA	PERÍODO	SERIE	UNIDAD			
			Formación	Miembro	Litología/Ambiente sedimentario	
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno			Depósitos eólicos	
		Pleistoceno	Bajada Grande		Depósitos aluviales	
				Medio	Conglomerados y areniscas cineríticas / Fluvial - aluvial	
	Neógeno	Plioceno		La Represa	Tilloides - conglomerados / Fluvio - glacial	
				El Quemado	Arenisca y conglomerados / Fluvial - aluvial distal	
		Mioceno	Tunuyán		Areniscas medias a finas - conglomerados / Fluvial - aluvial distal - Eólico	

Figura 3.2.: Cuadro estratigráfico para la zona de estudio. Basado en Yrigoyen (1994) y Milicich (2020).



**Figura 3.3.: Perfil sedimentario realizado sobre la transecta A - A' señalada en el mapa geológico (Apéndice 1), sobre el Río Seco Última Aguada.**

### 3.1. Formación Huayquerías (Mioceno superior)

#### Antecedentes

La unidad fue estudiada inicialmente por De Carles (1911) y luego revisada por Roveretto (1914), quien realizó un estudio paleontológico de detalle. Para estos autores la Formación Huayquerías y la Formación Tunuyán eran un complejo dividido en dos faunas sucesivas de mamíferos. Posteriormente, Kraglievich *et al.* (1934) definió la fauna Huayqueriense, que correspondería a la asociación de restos fósiles hallados en la unidad inferior del complejo sedimentario.

Tiempo después, fue Dessanti (1946) quién hizo una revisión completa de todos los estudios existentes de estas faunas y unidades litoestratigráficas, llegando a la conclusión de que la unidad inferior portadora de la fauna Huayqueriense, llevaría el nombre Formación Huayquerías, que actualmente sigue vigente.

La Formación Huayquerías marca el límite inferior de la edad mamífero Huayqueriense, evidenciado por los hallazgos fosilíferos por parte de Dessanti (1946). Estos corresponden a piezas dentarias de un trozo maxilar correspondiente al ungulado *Typotheriodon subinsignis*, asignadas al Mioceno Tardío (Kraglievich, 1934 y Simpson, 1940). Si bien hay pocos estudios de la edad de la unidad litoestratigráfica en cuestión, existen dataciones radimétricas de tobas realizadas por Marshall *et al.* (1986) que arrojan una edad de  $5,8 \pm 0,1$  Ma. Calibraciones cronológicas más recientes en niveles de cenizas, realizadas por Garrido *et al.* (2017), dan edades U/Pb de  $5,84 \pm 0,41$  Ma (Mesiniano, Mioceno Tardío).

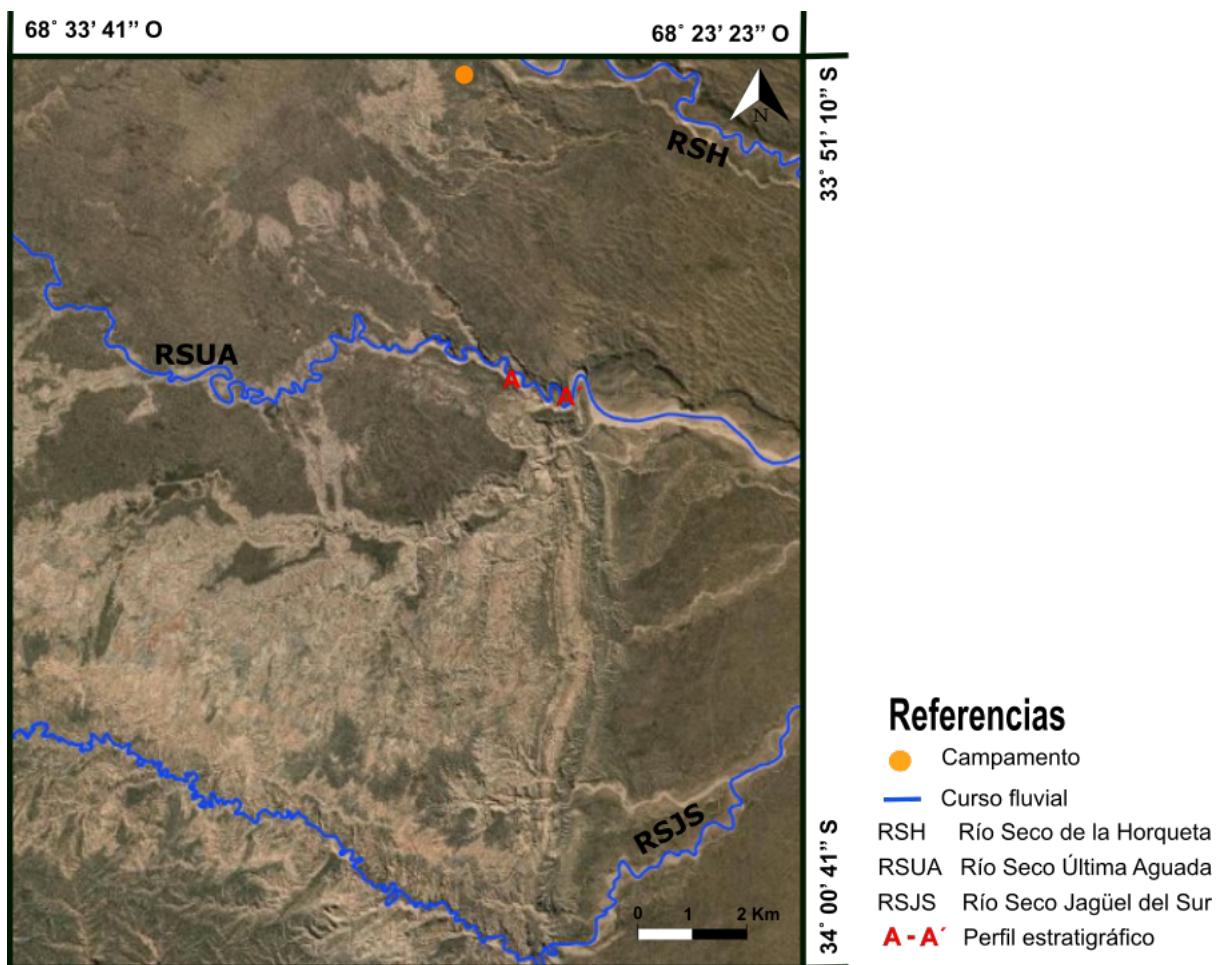


**Figura 3.1.1.: Afloramientos de la Formación Huayquerías sobre el Río Seco Última Aguada.**

### **Descripción del perfil**

La Formación Huayquerías posee un espesor aproximado de 300 metros y está plegada y fallada (Marshall *et al.*, 1986; Yrigoyen, 1994). Está compuesta en general por espesos bancos de arenas color castaño grisáceos, con intercalaciones de limos rojizos (Dessanti, 1946; Marshall *et al.*, 1986). La Figura 3.3. ilustra el aspecto general de los afloramientos de la Formación Huayquerías sobre los márgenes del Río Seco Última Aguada.

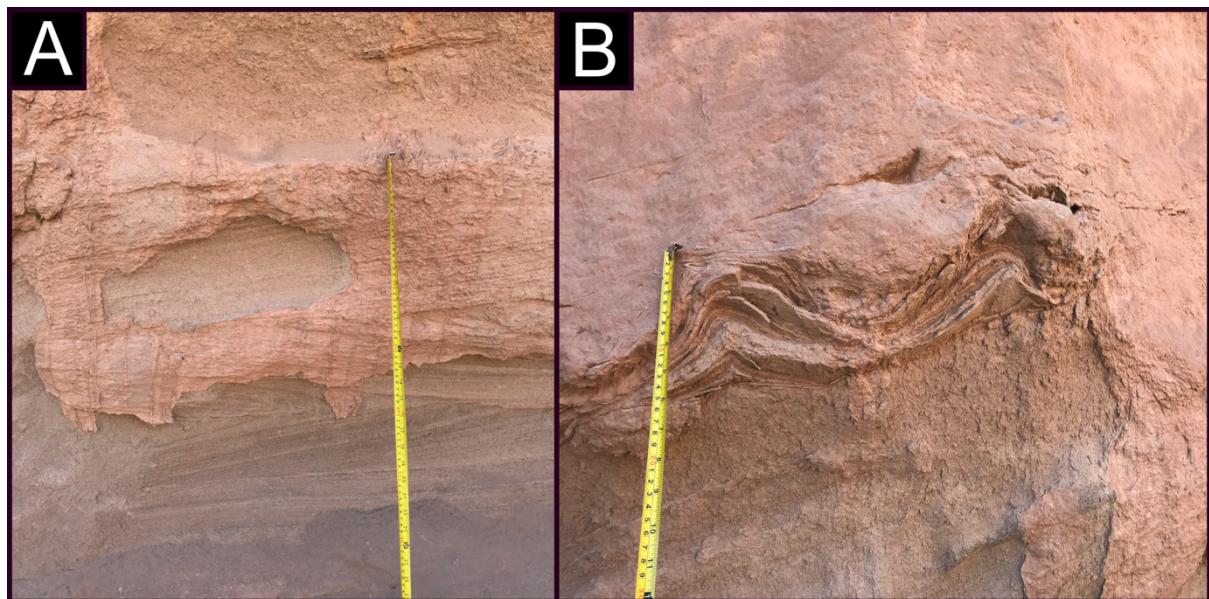
La litología de esta unidad se encuentra comprendida por areniscas finas castañas a grisáceas con intercalaciones de limos con tonalidades rojizas; además hay presencia de areniscas tobáceas y secuencias conglomerádicas (Dessanti, 1946; Marshall, 1986).



**Figura 3.1.2.:** Imagen satelital tomada de Google Earth, en donde se puede observar el recorrido realizado para el perfil estratigráfico. En color rojo el tramo mencionado A – A' sobre el Río Seco Última Aguada.

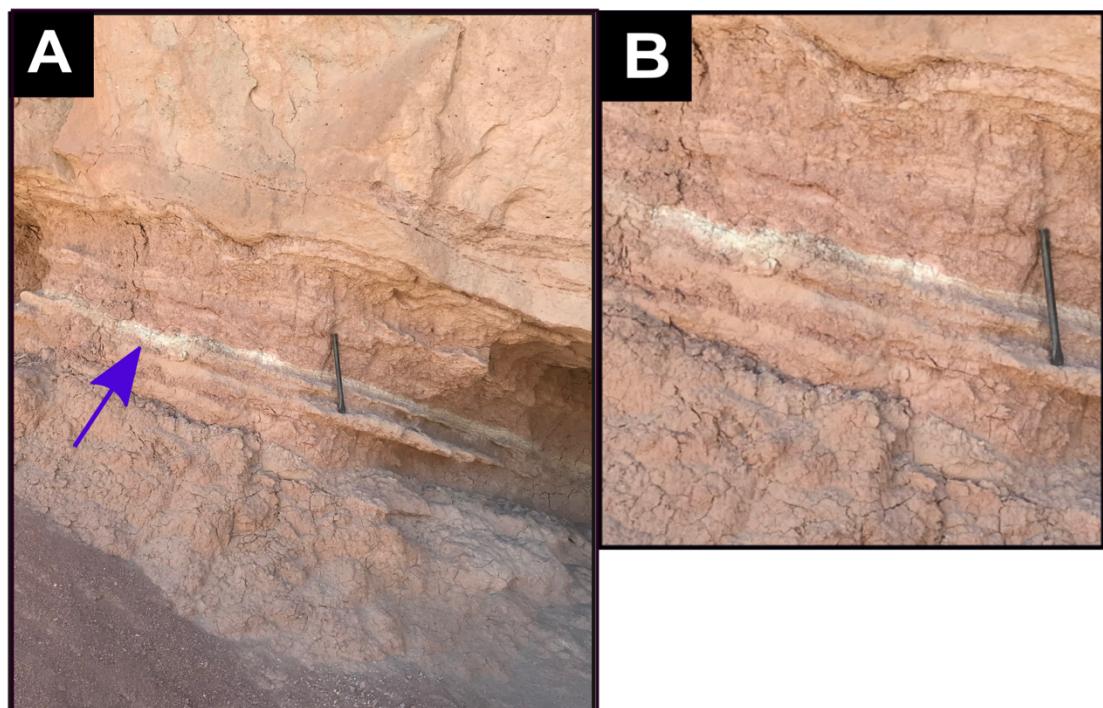
En la base del mismo aflora 1 metro de espesor de arena fina, sin estructura interna visible, con 3 intercalaciones de 4 centímetros de pelita, y con presencia de intraclastos. Por encima se ve un potente nivel de arena mediana a gruesa, con estructuras sedimentarias típicas de depósitos de barra (Milicich, 2020). El siguiente banco, con 3,5 metros de espesor, presenta estructuras sedimentarias de carga (Figura 3.1.3). En contacto erosivo sobre el banco anterior, se observa la alternancia de bancos conglomerádicos finos, con arenas medianas a gruesas de color castaño, con estructuras con estratificación entrecruzada planar y presencia de bioturbación. En contacto transicional siguen varios metros de espesor de arenas masivas, de color marrón en donde no hay estructuras internas visibles. Transicionalmente se observaron arenas eólicas de 6 a 7 metros de espesor, con estratificación entrecruzada planar

y homogeneidad en la granulometría. En contacto neto se apoyan 1 metro de intercalación de pelitas y arenas de finas a media, con relación de tamaño estratal 2 a 1 de la pelita, en un total de 2 metros de espesor. Sobre este banco, se apoyan arenas masivas de grano medio a grueso en contacto neto, de 1,5 metros de espesor, en las cuales se puede apreciar que en la base el tamaño de grano es sabulítico, de aproximadamente 2 a 4 milímetros, y porta pequeños intraclastos.



**Figura 3.1.3..:** A) Nivel de arena mediana a gruesa, con estructura entrecruzada en artesa. B) Estructuras sedimentarias de carga.

El siguiente banco se encuentra en contacto transicional y tiene un arreglo granodecreciente con conglomerados en la base y arenas de tamaño medio hacia el tope. En el sector conglomerádico pueden observarse grandes clastos de hasta 20 centímetros, y artesas en el sector arenoso. Por encima, continúan unos 30 metros de alternancia de bancos arenosos y conglomerádicos, similares a los descriptos anteriormente. Luego continúan arenas finas, con intraclastos pelíticos, en contacto planar con la unidad infrayacente. Siguen, en contacto planar con las areniscas descriptas previamente, arenas masivas castaño rojizas, alternando con lentes pelíticos que, hacia arriba, pasan a ser predominantes. Intercalado con los niveles pelíticos se hace visible un delgado nivel de tobas, de 5 centímetros de espesor, de color blanco verdoso (Figura 3.1.4). En los últimos metros de esta unidad, pueden observarse varios paquetes con alternancia de arenas de grano medio a grueso, intercalados por niveles sabulíticos, con presencia de artesas, y niveles delgados de pelitas masivas. Todos estos tienen en general espesores menores de 1 metro.



**Figura 3.1.4.: A)** Estrato de tobas de aproximadamente 5 cm de espesor. **B)** Ampliación de la imagen en donde se puede observar el color blanco verdoso del nivel de tobas.

## Correlación y paleoambiente

Esta Formación está caracterizada por paleoambientes correspondientes a planicies de inundación pelíticas, cursos fluviales efímeros, desarrollo de barrales y depósitos eólicos que denotan un ambiente fluvio-aluvial (Garrido *et al.*, 2017 y Milicich, 2020). El área de aporte proviene del oeste, evidenciado por las paleocorrientes de los ríos efímeros que presenta la zona (Garrido *et al.*, 2017), indicando una posible relación con la estructuración de la Cordillera Frontal en el Mioceno Tardío (Giambiagi, 2003).

Esta unidad litoestratigráfica, y su contenido fosilífero, han sido objeto de numerosas correlaciones lito- y bioestratigráficas. Análisis comparativos entre las faunas presentes en el Huayqueriense y en otras regiones, han sido objeto de estudio a partir de registros estratigráficos y geocronológicos más recientes y precisos, permitiendo la correlación de las asociaciones faunísticas del Neógeno (Bonini *et al.*, 2016 y Forasiepi *et al.*, 2016); estos autores mencionan que al menos 10 géneros presentes en la Formación Huayqueriense, se compartirían con la asociación faunística conocida para el techo de la Formación Chiquimil (Miembro El Jarillal) y la base de la Formación Andalhuala, aflorantes en las provincias de Catamarca, cuyas edades se encuentran comprendidas en el Neógeno (Bonini Ricardo A., Georgieff Sergio M., y Candela Adriaa M., 2017). La Formación Huayquerías se encuentra cubierta por las sedimentitas de la Formación Tunuyán, en donde no se ha llegado a un acuerdo general respecto a las características del contacto entre ambas unidades.

### 3.2. Formación Tunuyán (Plioceno inferior – medio)

#### Antecedentes

Los afloramientos de la Formación Tunuyán han sido estudiados desde el siglo XX, por varios de los investigadores mencionados anteriormente. Las primeras menciones de esta unidad

fueron establecidas por De Carles (1911), luego revisada por Roveretto (1914). Dessanti (1946) fue el primero en definir y darle el nombre que usamos actualmente. Por último, Yrigoyen (1994) amplia los conocimientos, aportando las últimas descripciones de la Formación.



**Figura 3.2.1.:** Afloramientos de la Formación Tunuyán sobre el Río Seco Última Aguada

La unidad no tiene información contundente respecto a su edad, ya que no existen dataciones radimétricas conocidas hasta el momento. Haq *et al.*, (1987) menciona una edad entre los 5,5 Ma y 3,8 M, tomando como referencia a elementos fosilíferos como el prociónido *Chapalmalania altaefrontis*, que fue exhumado por Kraglievich y Olazábal (1959), asignándole una edad de 3,8 Ma al límite superior de esta Formación, perteneciendo a una edad Plioceno inferior a medio.

En términos generales, la unidad se caracteriza por estratos de areniscas finas a medias de colores pardos rojizos, y limos de coloraciones pardos arenosos. Se pueden observar en algunos sectores lentes conglomerádicas (Yrigoyen, 1994). Puede notarse más friabilidad en estos depósitos con respecto a la Formación subyacente. Los bancos más espesos de la unidad se encuentran la localidad de Huayquerías del Este y tienen un espesor de 200 metros.



**Figura 3.2.2.: Contacto entre las Formaciones Huayquerías y Tunuyán.**

### **Descripción del perfil**

El contacto entre la formación Huayquerías y la formación Tunuyán no está claro. En las zonas más basales de esta unidad, la litología está compuesta por areniscas finas a medianas fango sostén poco consolidadas, con presencia de limos masivos. El primer banco tiene unos

20 metros aproximadamente y está en contacto plano con el subyacente. Dentro de este, hay una secuencia en que se repite entre paquetes de 1 metro de pelita masiva rojiza castaño, con intercalaciones de arenas sabulíticas de 3 metros de espesor, de grano grueso y colores castaños claros. Estas secuencias son estratos decrecientes y se pueden apreciar en algunas zonas formas lenticulares. A continuación, en contacto transicional se encuentra el siguiente banco compuesto de arena fina de color castaño rojizo, con un mayor grado de friabilidad que el anterior. Se observan intraclastos de 1 a 2 milímetros dispersos por toda la masa, sin presencia de estructuras sedimentarias. Lentes pelíticos se encuentran intercalados en las areniscas mencionadas, de 10 centímetros de espesor. Luego se encuentra una secuencia similar a la anterior, de aproximadamente 15 metros, en donde se pueden apreciar mejor algunas estructuras sedimentarias de tipo planar y otras lenticulares (MUESTRA 7). Por último, se observa otra secuencia como las mencionadas anteriormente, de 5 metros de espesor y algunas pocas intercalaciones de niveles pelíticos.

### **Correlación y paleoambiente**

El paleoambiente en base a estudios sedimentológicos, se propone un ambiente fluvial-aluvial estacional, ya que los ríos efímeros de migración lateral y espesas planicies arcillosas se encuentran bien representados en el sector más antiguo de la unidad. A medida que ascendemos estratigráficamente en la Formación, podemos ver como merman los depósitos finos arenosos y comienzan a aparecer estructuras tanto entrecruzadas como planares. Hacia la parte superior de la unidad, en sectores cercanos al límite con la Formación suprayacente (Formación Bajada Grande), se reconocen rocas de proveniencia volcánica como tobas y areniscas tobáceas, evidenciando eventos volcánicos sinsedimentarios para el Plioceno inferior, coincidiendo con la actividad volcánica de la Cordillera Frontal y Precordillera (Yrigoyen *et al.*, 2000; Giambiagi *et al.*, 2003).

La Formación Bajada Grande se encuentra por encima en un contacto discordante angular y erosivo de segundo orden (Fauqué y Limarino, 1990).

### 3.3. Formación Bajada Grande (Plioceno superior – Pleistoceno)

#### Antecedentes

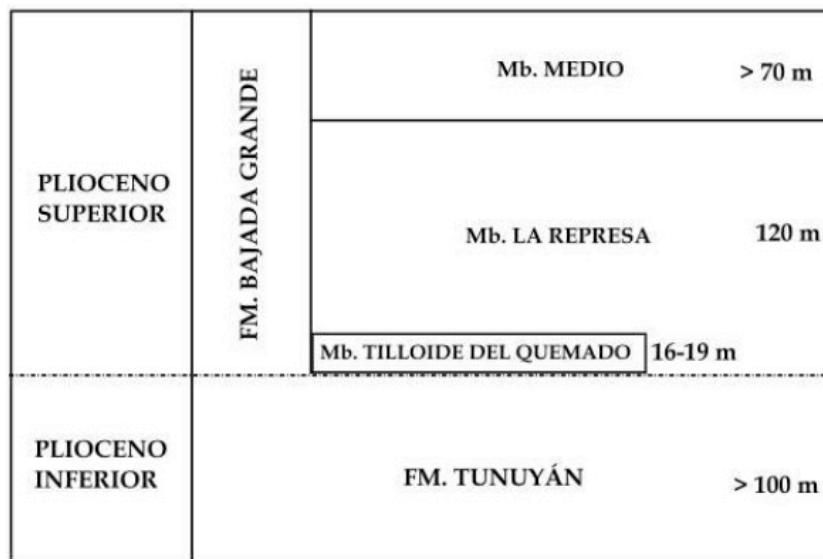
Stappenbeck (1910) fue el primero que realizó estudios en la región y describió la estratigrafía, nombrando como “rodados dislocados” a un conjunto de estratos en la provincia geológica de Precordillera, en las provincias de Mendoza y San Juan. Dessanti (1946) fue quien dividió a la Formación (Figura 3.3.1) en tres Miembros: Miembro Tilloide del Quemado, Miembro La Represa y Miembro Medio. Esta división fue aceptada años más tarde, luego de obtención de datos aportados por relevamientos por parte de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Se han hecho dataciones en niveles tobáceos por parte de Marshall *et al.* (1986), que tiempo después Yrigoyen (1994) ha analizado y realizado una mayor contribución en aspectos de temporales y litológicos de la unidad.



Figura 3.3.1.: Afloramientos de la Formación Bajada Grande sobre el Río Seco Última Aguada.

La edad de la unidad fue estudiada inicialmente por parte de Castellanos (1957), quien analizó una serie de fósiles del Miembro La Represa, particularmente del tipo gliptodóntido *Plophophurus yrigoyeni*, asignándole una edad mamífera Montehermosense (5,5-3,8 Ma). Además, Yrigoyen (1994) cita en su trabajo una numerosa cantidad de restos fósiles encontrados por Vicente (1958), que datan una edad mamífera al igual que el mencionado anteriormente. Entre ellos se reconocen *Eleutherocercus cf., vilardeboi Krag.*; *Megatherium cf. gaudry Moreno*; *Megatherium aff. istilarti*. La existencia de dataciones radimétricas realizadas por Marshall *et al.* (1986), permitieron asignarle a la toba LGM 233, ubicada en el Miembro Tilloide del Quemado, una edad de  $2,6 \pm 0,1$  Ma, mientras que la toba LGM 235, ubicada en el Miembro Medio, dio como resultado  $2,4 \pm 0,3$  Ma.

Yrigoyen (1994) dividió la unidad en tres Miembros: Miembro Tilloide del Quemado, Mb. La Represa y Miembro Medio (Figura 3.3.2). Esta división está asociada a su litología y ubicación (se encuentra en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este).



**Figura 3.3.2.: Estratigrafía y espesores aproximados de las formaciones Tunuyán y Bajada Grande según Yrigoyen (1994).**

El Miembro Tilloide del Quemado es el más basal y está por encima de la Formación Tunuyán (Figura 3.3.2.), en discordancia erosiva y angular (Yrigoyen, 1994). El mismo autor, describe este Miembro como una zona caracterizada por bloques de distribución caótica, con la presencia de andesitas, granitos y sedimentitas, con abundante material volcánico. Tiene un espesor de entre 16 y 19 metros y muestra un paisaje aterrazado localmente que está asociado a la resistencia que presenta su litología en general.

Ascendiendo estratigráficamente se encuentra el Mb. La Represa, que tiene una serie de conglomerados polimícticos clasto sostén, con una matriz arenosa de tamaño medio a grueso y base erosiva. Por momentos los bancos tienen continuidad lateral y grades espesores de decenas de metros. Es importante mencionar que en este Miembro se encuentra un nivel fosilífero limo-arenoso portador de los restos de *Ploophorus yrigoyeni*, que se le asigna una edad de 5,5 – 3,8 Ma (Yrigoyen, 1994). Por arriba se apoya el Mb. Medio, que Dessanti (1946) llamaba “Formación Bajada Grande” y según Bracaccini (1938) se denominaba “Serie Tobácea con franjas blancas”. En este Miembro se puede apreciar una granulometría con una mayor heterogeneidad litológica. En términos generales se puede observar estratos de coloraciones claras correspondientes a limos y a tobas volcánicas, y de mayor friabilidad (Yrigoyen, 1994).

### **Descripción del perfil**

La litología de esta unidad en la zona de estudio comienza con una secuencia de 3 metros de espesor, la cual presenta un fino nivel pelítico de 2 centímetros color marrón claro, seguido de arenas sabulíticas masivas con tonalidades grisáceas. Además, se puede ver alternancias con arenas finas con texturas más friables y ásperas probablemente debido a la presencia de material piroclástico. El siguiente banco, está compuesto por pelitas en la base, con posible bioturbación, intercaladas con arenas masivas de granulometría fina. Vuelven a repetirse tanto las pelitas como las arenas mencionadas. En contacto neto planar se apoya un banco de 8 metros de espesor compuesto de pelitas color marrón y arenas finas a medias de color pardo con tonalidades pastel. Por sectores se puede observar material piroclástico. En contacto planar, se observa un estrato de pelitas masivas rojizas castaño de 1,5 metros de espesor. Por encima, se puede ver tres secuencias repetitivas iguales a la primera descripta

de esta unidad, con espesores de 3 metros, 1,5 metros y 1,5 metros respectivamente. En los últimos metros de la unidad, puede apreciarse un cambio generalizado en la dureza de la litología. Sobre arenas finas pardo rojizas de 50 centímetros de espesor, se apoyan en contacto erosivo una secuencia de arenas sabulíticas con intercalaciones de niveles pelíticos marrones claros de 2 centímetros de espesor. Este último banco tiene un espesor aproximado de 4 metros.

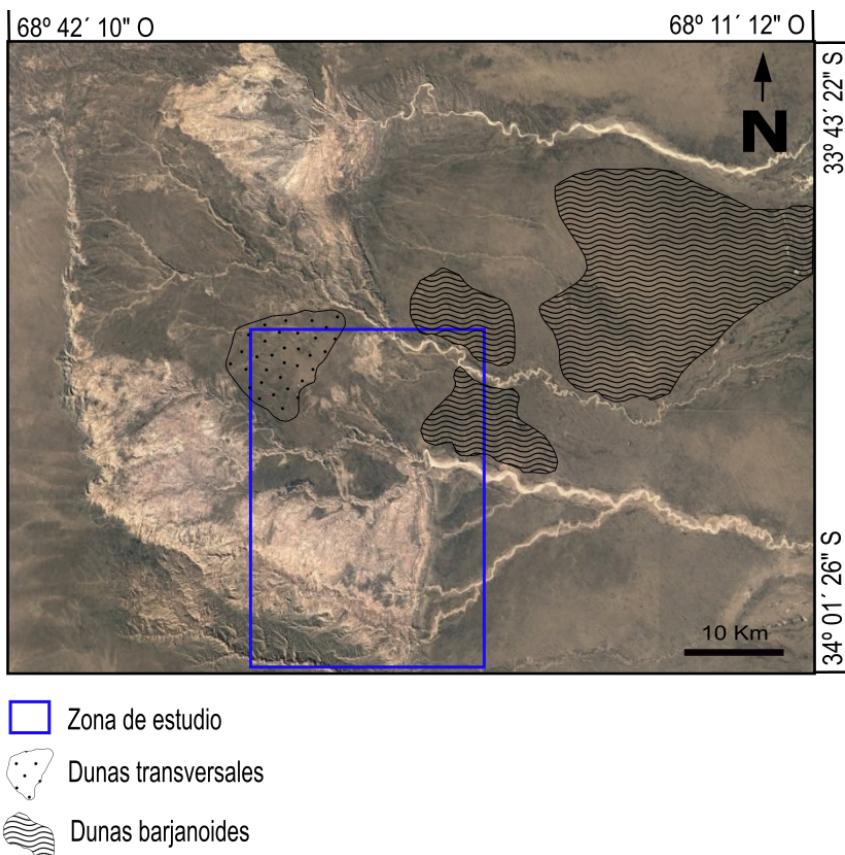
### **Correlación y paleoambiente**

El paleoambiente de la Fm. Bajada Grande es, según Yrigoyen (1994), fluvioglacial a fluvial, representado por los conglomerados descriptos en el Miembro La Represa y Miembro del Tilloide del Quemado.

Algunas correlaciones y relaciones estratigráficas han sido propuestas por Trümpy y Lehz (1937) y Polanski (1963), donde sostienen que algunas localidades particulares del sector más occidental de las Huayquerías (La Pilona, Refugio, Tupungato y Piedras Coloradas) se pueden asociar a la Formación Mogotes debido a que esta posee la misma edad cronoestratigráfica, pliocena superior y además, se encuentra por encima en discordancia angular sobre la Formación Río de Pozo (equivalente a formaciones Huayquerías - Tunuyán).

### **3.4. Sedimentos recientes y actuales**

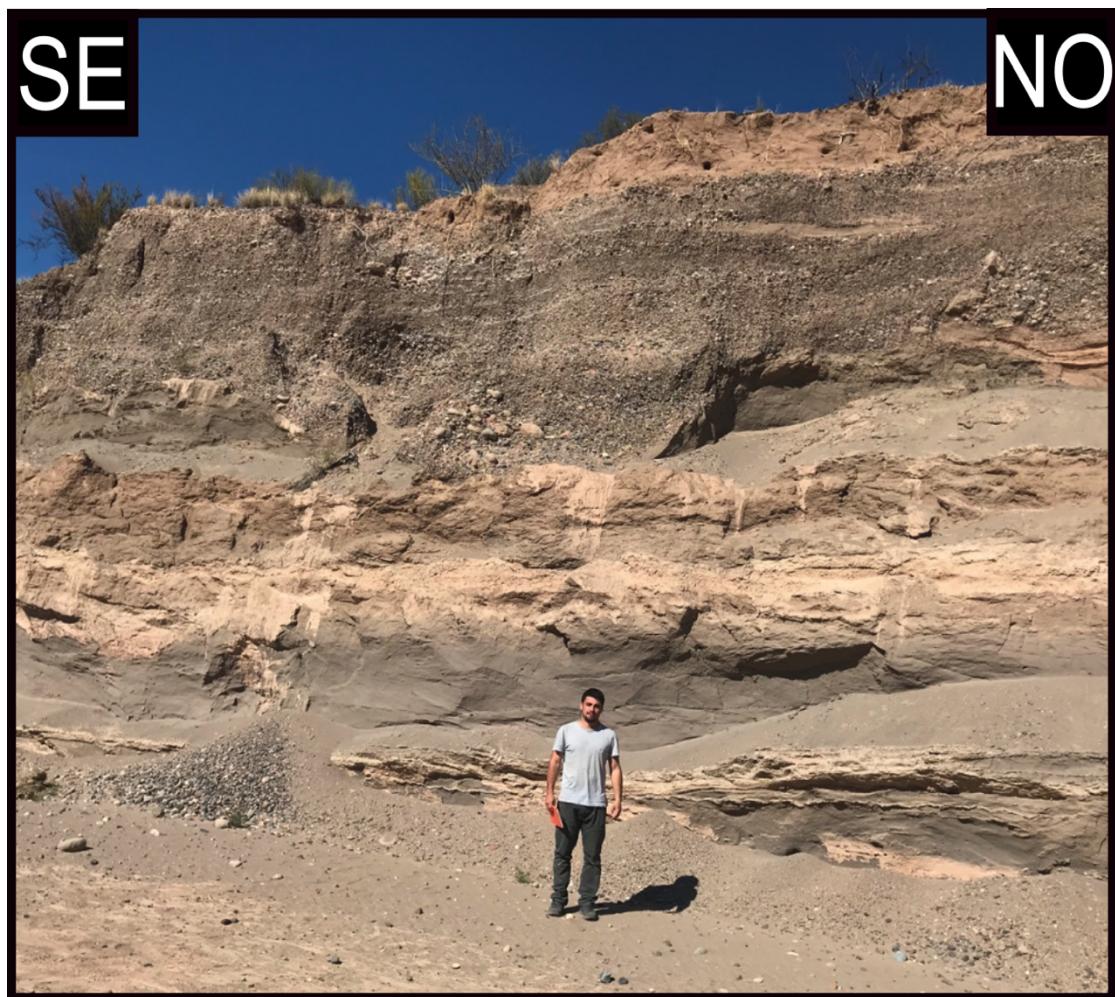
Hacia lo alto de la zona que se ha relevado, se encuentra un área cubierta por sedimentos recientes y actuales, que están representados en gran medida por materiales no consolidados de diferentes tamaños, principalmente arena y grava.



**Figura 3.4.1.:** Ubicación geográfica de distintos campos de dunas observados.

Las arenas se concentran principalmente en cauces de cursos fluviales efímeros que drenan en abanicos aluviales. Tienen una distribución más restringida que las gravas, y además se las halla formando estructuras y geoformas de acumulación eólica, tales como dunas tipo barjan o dunas transversales (Figura 3.4.1.).

Por otro lado, las gravas se encuentran constituidas por una gran variedad composicional, y tienen una gran distribución areal (Milicich, 2020). Estas gravas corresponderían a grandes depósitos de abanicos aluviales recientes.



**Figura 3.4.2.:** Afloramientos de la Formación Bajada Grande y depósitos del Cuaternario por encima.

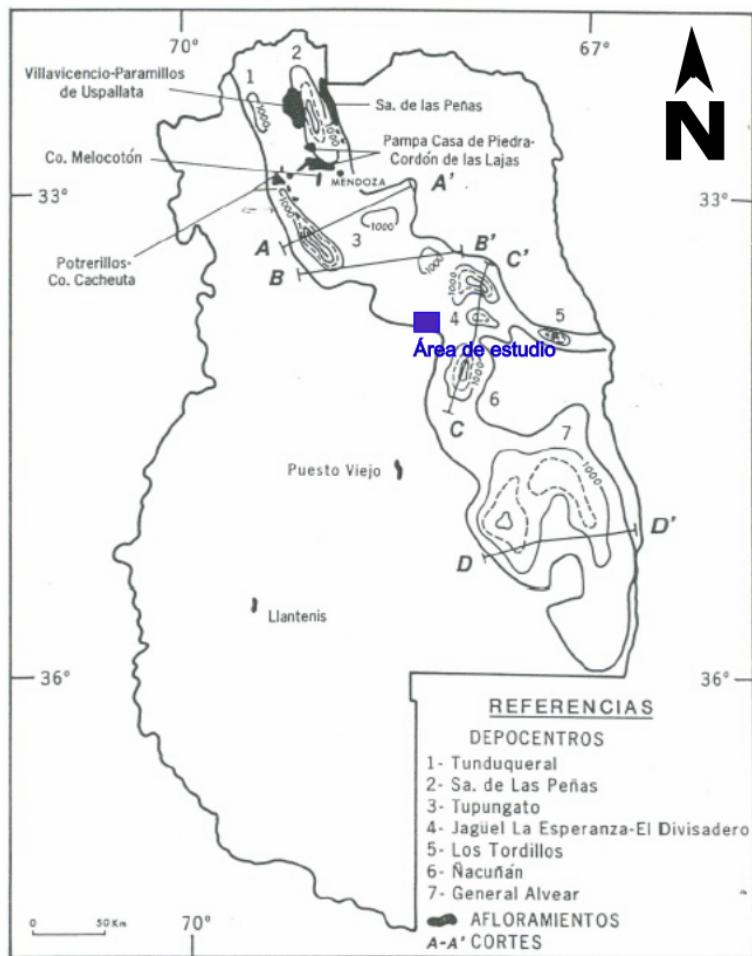
Por último, se observó el final de la Formación Bajada Grande, representada por arenas de tamaño mediano de color blanco pardo castaño, con dos metros de espesor aproximadamente. Este tipo de depósito Cuaternario se apoya en contacto erosivo sobre la Formación Bajada Grande. Presenta colores grisáceos y tiene un espesor aproximado de 1,5 metros (Figura 3.4.2.). Se observó la presencia de conglomerados con tamaños de bloques considerables de entre 30 y 50 cm, con aspecto decreciente, que corresponderían a las zonas más proximales del depósito. En la Figura 3.4.2 se puede apreciar hacia el tope aproximadamente un metro de suelo.

## 4. ESTRUCTURA

En este capítulo se discutirán las características estructurales que se han observado en el trabajo de campo. Se iniciará con un breve repaso de la bibliografía existente en la zona destacando los trabajos más influyentes; primero con una visión de carácter regional, para ponernos en contexto y entender mejor la evolución de la zona en general, y luego nos adentraremos en la estructura local, intentando hacer foco en la zona de estudio. En base a estos trabajos y con datos tomados durante la campaña, se describirá la estructura superficial de la zona de las Huayquerías del Este. Por último, se presentará un resumen de los resultados obtenidos.

### 4.1. Antecedentes y características generales

La Cuenca Cuyana abarca una extensión aproximada de 30.000 km<sup>2</sup> y se encuentra tanto en la provincia de San Juan como la provincia de Mendoza, entre los 31° y 36° de latitud sur, presentando una orientación noroeste con respecto a la estructura principal de los Andes. Tiene una forma de cubeta elongada en dirección noroeste-sudeste, con un ancho máximo de 120 km en su parte central (Kokogian, 1993). Sus depósitos abarcan del Triásico al Neógeno y está situada entre los bloques levantados de la Precordillera al Norte, Sierras Pampeanas al Este y el Bloque San Rafael al Sur. La Cuenca Cuyana es una cuenca de tipo *rift* y concentra seis depocentros o subcuenca principales (Kokogian *et al.*, 1993; Spallietti, 2001) que se encuentran conectadas de forma parcial en algunos casos y en otros totalmente incomunicadas (altos intracuencas de basamento). Estas subcuenca son: Las Peñas (aproximadamente 2000 m de espesor), Tupungato (3500 m), Ñacuñan (2000 m), Jagüel – La Esperanza (2400 m), Tunduqueral, Los Tordillos y General Alvear (2100m) (Figura 4.1.1). La sección sedimentaria que rellena la cuenca proceden de diferentes fuentes de aporte que en general son de roca denudada correspondientes al *prerift* de la misma.



**Figura 4.1.1.: Mapa de ubicación de la Cuenca Cuyana en la provincia de Mendoza, mostrando los principales depocentros. Tomado de Kokogian (1993).**

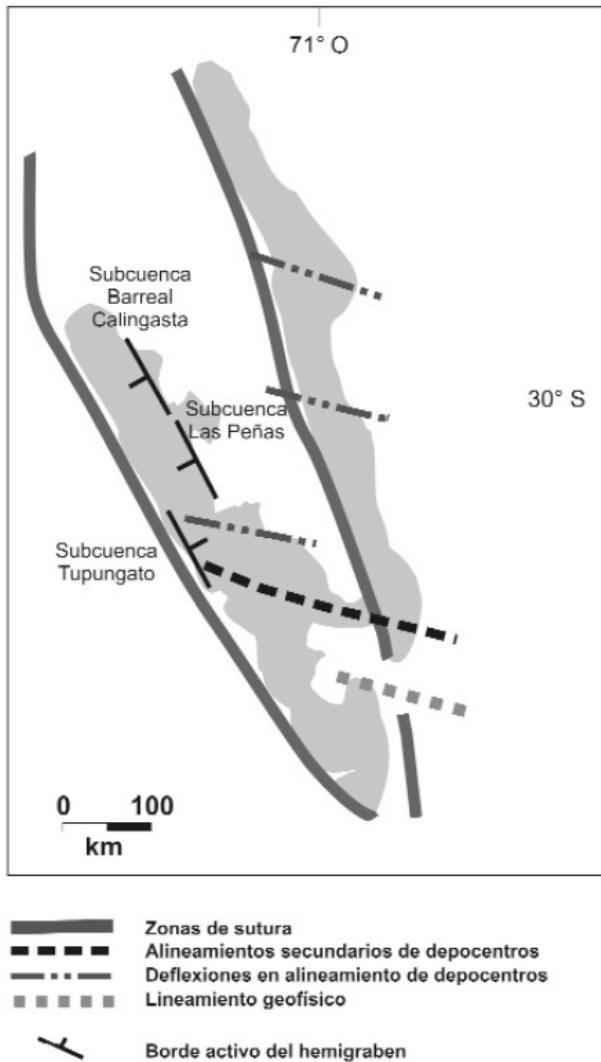
El origen tectónico de las cuencas triásicas extensionales tiene una gran cantidad de interpretaciones, en donde se mencionarán algunas de las más reconocidas y aceptadas. Uno de los primeros aportes fue de Charrier (1979), en donde expone por primera vez la forma paralela y escalonada que tienen estas cuencas triásicas. Tiempo después, Criado Roqué *et al.* (1981) plantean la existencia de un mecanismo de transtensión, que sería producto de la culminación de la subducción en el margen occidental. Ramos y Kay (1991) y Ramos (1992) proponen un *riifting episutural de retroarco*, que lo asocian con un modelo de extensión a lo largo de un despegue basal. Ya en tiempos más recientes, fue Spalletti (1995) quien relacionó la transcurriencia de los sistemas Valle Fértil-Desaguadero y Atuel con la apertura de estas cuencas triásicas. Kokogian *et al.* (1993) propone la existencia de dos estados tectónicos sucesivos de *synrift*, y un posterior estado de *sag*.

EDAD	EPOCA	Strelkov y Alvarez(1984)						KOKOGLAN et al. (1993)						
		Gr.Uspayata	Ciclo	Gr.Uspallata	Ambiente	Secuencia	Estadío							
Jurásico	Helittagiano			Río Blanco	Fluvial	Río Blanco	Sag							
Triásico	Retiano	Río Blanco	I	Cacheuta	Lacustre	Potrerillos	Sinrift I	Las	Peñas					
	Noriano													
	Carmiano		II		Somero	Sinrift I								
	Lediano	Potrerillos		Lacustre	Fluvial	Barreal Lacustre	Las	Peñas	Superior					
	Anisiano													
	Scintíano	Río Mendoza		Río Mendoza	Albánicos	Aluviales	Las	Peñas	Superior					

**Figura 4.1.2.: Cuadro simplificado de la estratigrafía e historia del relleno de la cuenca, propuesta por Strelkov y Alvarez (1984) y Kokogian et al. (1993).**

Hacia finales del Paleozoico, en la zona entre los 28° y 36°, el supercontinente Gondwana estaba gobernado por una tectónica de régimen transpresivo, asociada a una convergencia oblicua al margen (Rapalini y Vilas 1991, Kleiman y Japas 2009). En esta región también se dio el desarrollo de la provincia magmática Choiyoi (Pérmino – Triásico inferior). Posteriormente, en el Pérmino tardío, se dio el inicio de una etapa transtensional previa al rifting triásico, que registra cambios de regímenes tectónicos (Llambias *et al.* 1993, Japas y Kleiman 2009). Durante el Triásico temprano, el período extensional postorogénico cesa y comienza un período de extensión generalizada (Spalletti, 1999). Esta extensión es caracterizada por la presencia de depocentros con geometría de hemigrabenes, con formas elongadas, angostas y escalonadas, que se emplazaron en la pared colgante de suturas eopaleozoicas (Ramos, 1992). Ya en tiempos más recientes, las secuencias clásticas y

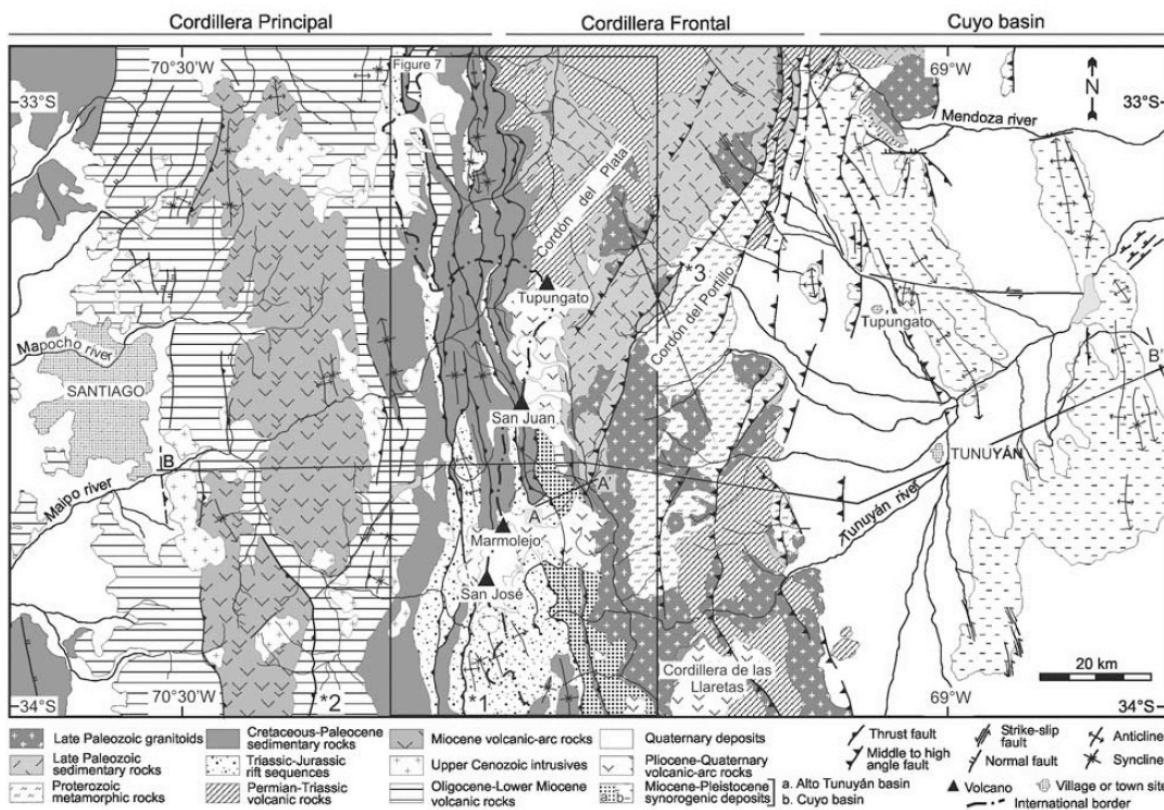
volcánicas que rellenan la cuenca triásica se vieron afectadas por la dinámica de la tectónica andina durante el Cenozoico. El régimen contraccional neógeno que actuó sobre el relleno sedimentario de la cuenca, derivó en el desmembramiento y ascenso del mismo, producido por inversión tectónica. Esta deformación se generó desde el oeste, migrando progresivamente al este durante el Mioceno temprano a medio, involucrando las secuencias



**Figura 4.1.3.: Elementos estructurales regionales de la cuenca Cuyana (según Ramos *et al.* 2001, Spalletti 2001, Kostadinoff y Gregori 2004, y Kostadinoff *et al.* 2006). Tomado de Japas (2008).**

Mesozoicas. A las latitudes correspondientes de la zona de estudio, los Andes están constituidos por la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Los pioneros en publicar trabajos relacionados a estas zonas fueron Darwin (1846), Stelzner (1876) y Burckhardt (1900), que entendían la zona como un sistema de amplios pliegues asociados a fallamiento inverso.

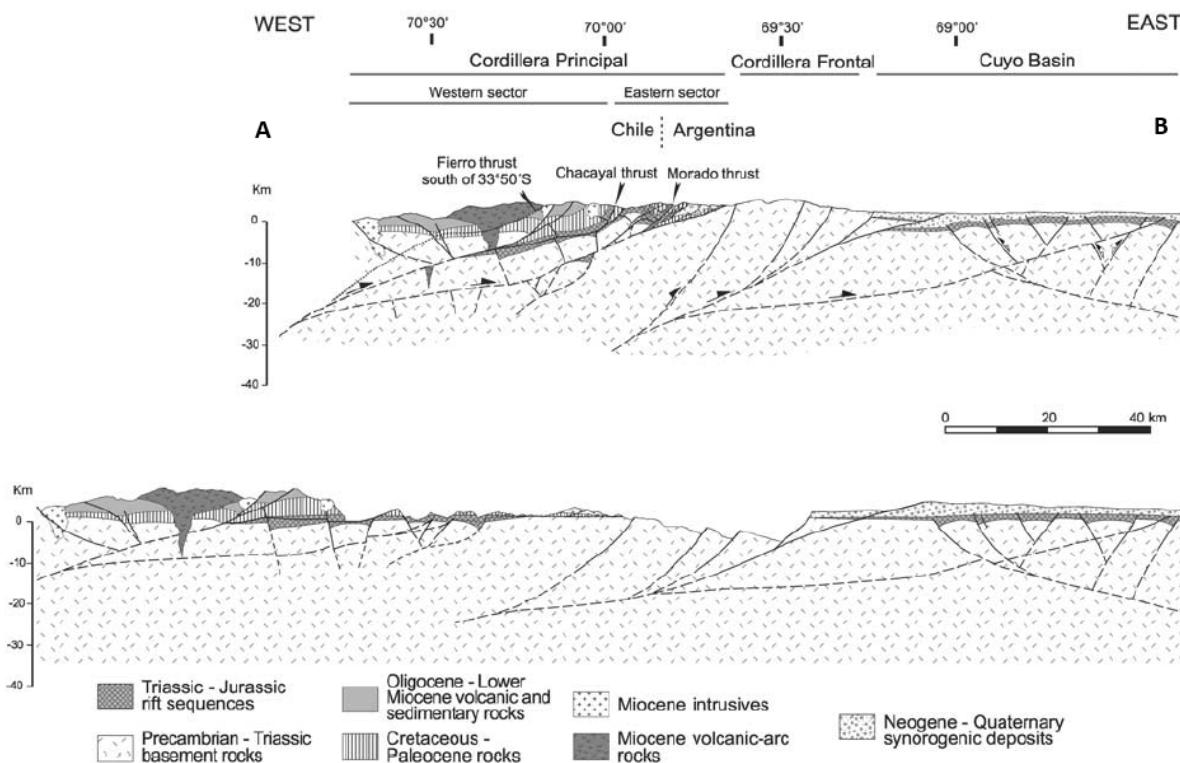
Tiempo después Groeber (1951 y 1953) planteó la idea de que la estructura estaba dada por sobrecorrimentos. define tres láminas principales de corrimiento con una orientación norte-sur. Ramos (1984 y 1985) realizó secciones balanceadas y analiza la estructura con más complejidad, interpretando a los pliegues y corrimientos como el producto de entrampamientos y sistemas dúplex, y definiéndolos como un sistema de piel fina. Años después, Mpodozis y Ramos (1990) oficialmente le dan nombre a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Múltiples autores trabajaron e investigaron esta zona compleja, en donde la mayoría concuerda con que es un sistema de piel fina.



**Figura 4.1.4.: Mapa geológico simplificado de los Andes entre las latitudes 33° y 34°, en donde se puede observar las principales estructuras localizadas en la sección B-B'.** Tomado de Giambiagi (2003).

Giambiagi (2003) propone un sistema híbrido, en donde el sistema está compuesto por una mezcla de estilos estructurales, siendo de piel gruesa en el sector interno de la faja, mientras que el sector externo seria de piel fina. Finalmente, los modelos más recientes como el de

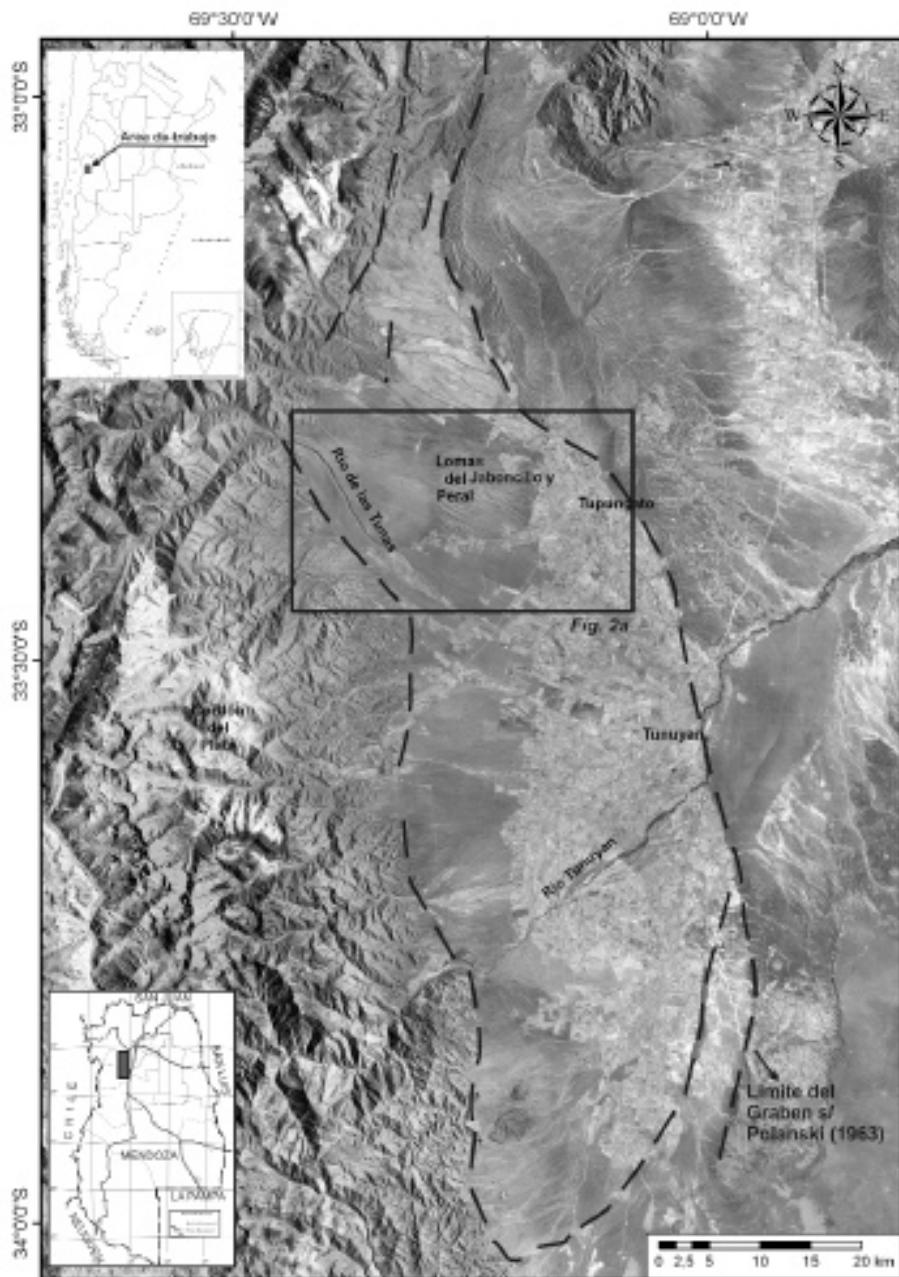
Riesner *et al.* (2018) plantean que las estructuras con vergencia hacia el este se asocian a un crecimiento activo de la procuña, y que estarían controladas por una falla maestra que tendría vergencia al oeste, donde se enraizarían todas las estructuras en superficie.



**Figura 4.1.5.: Sección A-B (Figura 4.1.4.) de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua a los 33° 40', antes y después de su reconstrucción palinpástica. Tomado de Giambiagi *et al.* (2003).**

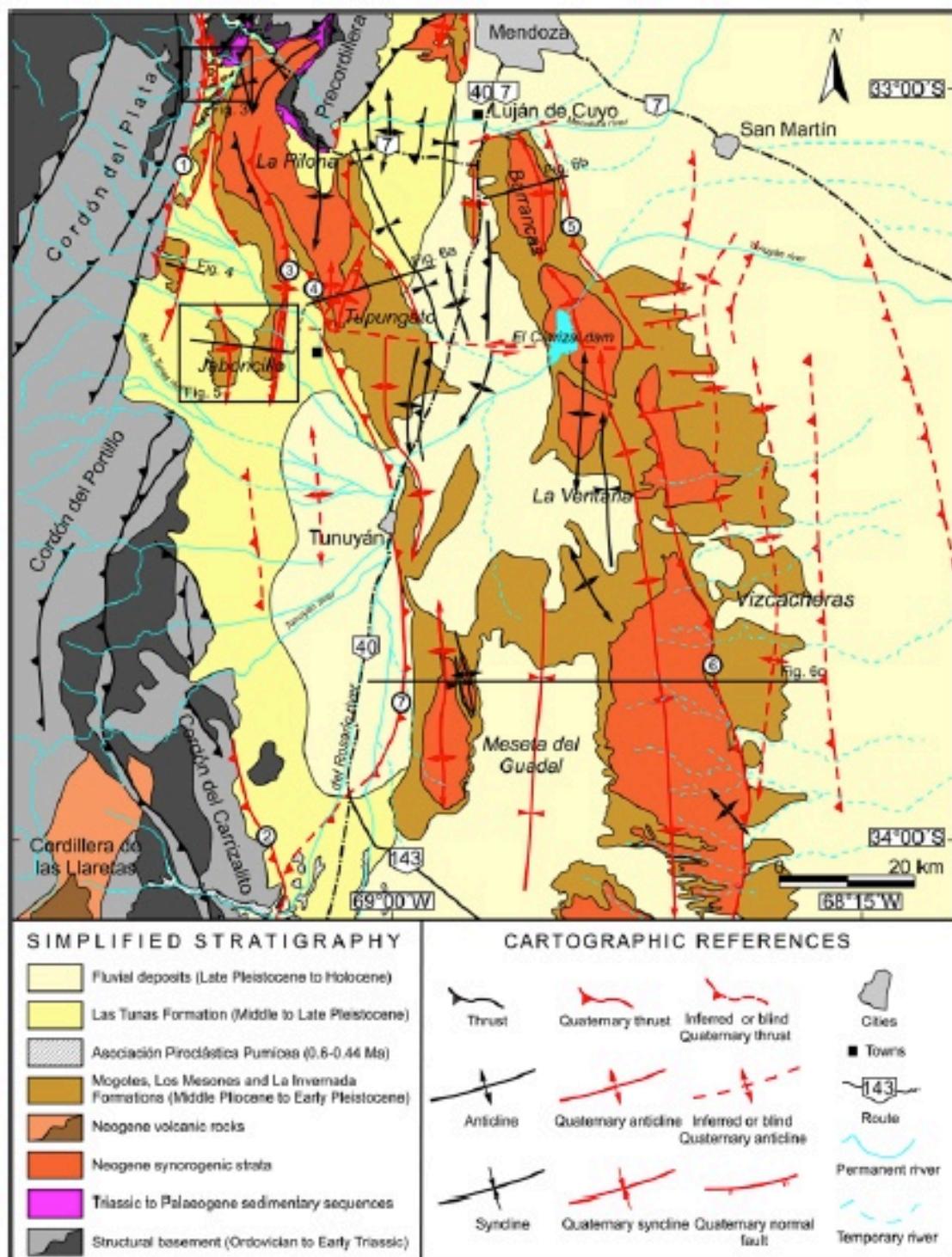
Más próximos meridionalmente a nuestra zona de estudio, nos encontramos con la depresión de Tunuyán (Figura 4.1.6.), que fue caracterizada por Polanski (1963), quien dedicó su trabajo a describir la neotectónica del piedemonte de la Cordillera Frontal entre los ríos Diamante y Mendoza. A partir de sus aportes, se definió esta depresión como un graben desarrollado durante el Cuaternario, en donde fallas directas en sus flancos marcan los límites de la Cordillera Frontal y las Cerrilladas Pedemontanas. Investigaciones más recientes en el campo estructural de la zona, sumado a la interpretación de líneas sísmicas 2D, han demostrado que la depresión de Tunuyán es una cuenca intermontana desarrollada desde el Plioceno Medio

y que estaría acotado por fallas inversas (que elevan la Cordillera Frontal) mientras que fallas directas con bajo grado de inversión tectónica delimita la cuenca Cuyana triásica (Legarreta *et al.* 1992; Devizia 1993; Ploszkiewicz 1993; Cortés *et al.* 1999).



**Figura 4.1.6.: Depresión de Tunuyán, ubicada al noroeste de la zona de estudio, a los 33° 20' S y 69° 15' O en el piedemonte oriental del Cordón del Plata. Tomado de Perucca (2009).**

Situándonos en las mismas latitudes, pero más hacia el este, nos encontramos con una estructura de gran importancia y tamaño prominente, la Meseta del Guadal (Figura 4.4.7.). Es una morfoestructura positiva que se ubica al sur de las Cerrilladas Pedemontanas y al Oeste de nuestra zona de trabajo. Según Yrigoyen (1994), La Meseta del Guadal fue descripta como de geometría sinclinal con sus flancos de inmersión al este y al oeste muy suaves, en donde afloran depósitos plegados del Neógeno - Pleistoceno temprano (Figura 4.2.1.). Autores como Bastias *et al.* (1993) han sugerido la actividad de esta estructura a partir de indicadores geomórficos como ríos desplazados.

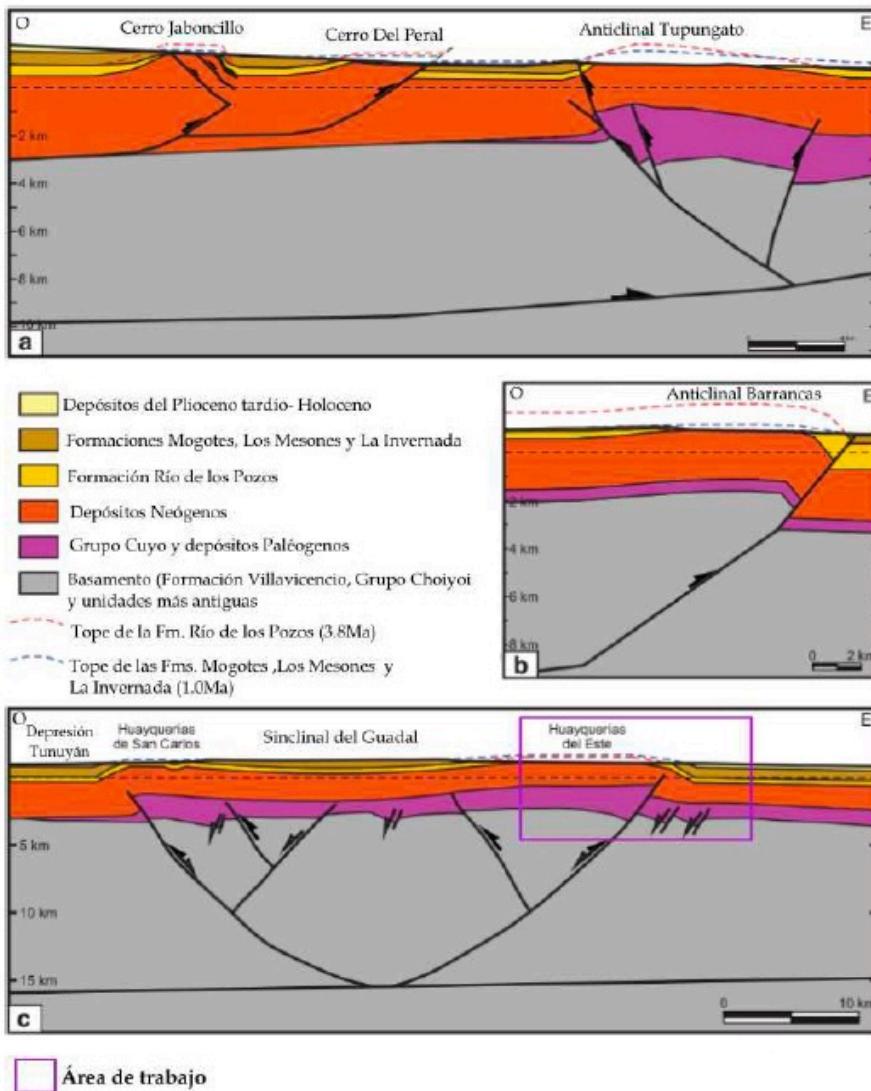


**Figura 4.1.7.:** Mapa geológico y neotectónico entre los 33° S y 34°S. En rojo se señalan las estructuras con evidencia de actividad Cuaternaria. Las líneas punteadas marcan estructuras neotectónicas inferidas. Nótese el punto número 6 indicando la ubicación de la Falla La Ventana. Tomado de García y Casa (2014).

La falla La Ventana (Figura 4.1.7), se encuentra próxima a la zona de estudio y se encuentra elevando el margen oriental de La Meseta del Guadal hacia el antepaís. Según Wells y Coppersmith (1994) se han registrado 20 terremotos en las últimas dos décadas, de entre 4 y 4.7 en la escala de Ritcher, asociados a esta falla.

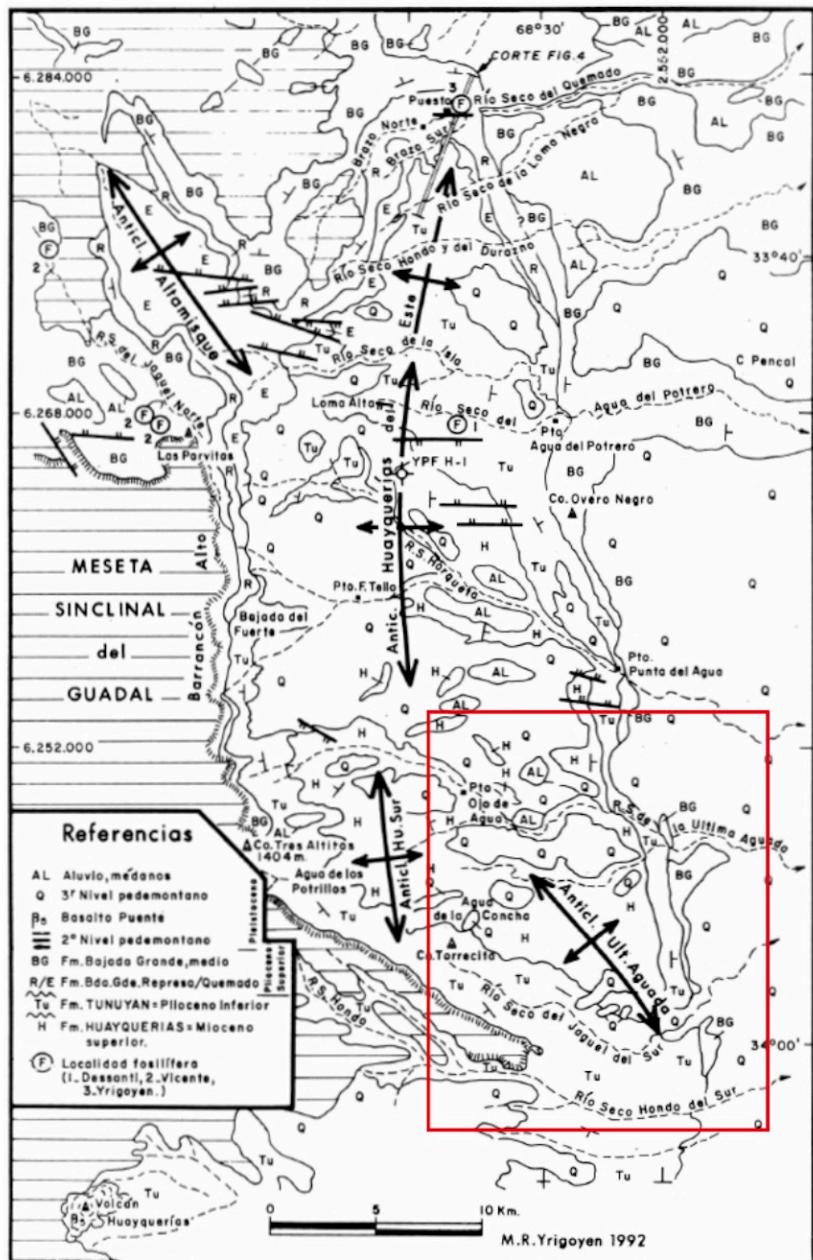
## 4.2. Estructura local

Uno de los pioneros en recorrer y estudiar de forma detallada la zona de estudio y alrededores fue Polanski (1963), quien describió aspectos tectónicos, estructurales y estratigráficos del piedemonte de la Cordillera Frontal, entre los ríos Mendoza y Diamante. Según este autor, la deformación a estas latitudes se puede representar a través de diferentes movimientos tectónicos, que los dividió en cuatro etapas. La primera se caracteriza únicamente por tener un ascenso de la comba anticlinal de la Cordillera. En la siguiente etapa, el movimiento genera deformaciones en el piedemonte desarrollando corrimientos y plegamientos como el mencionado en capítulos anteriores “Braquanticlinorio de los Huarpes”. La tercera etapa es caracterizada por la generación de dos grandes combas anticlinales de importantes radios de curvatura. La cuarta y última etapa tiene que ver con la compensación del desequilibrio isostático generado por las diferentes presiones laterales y ascensos de combas anticlinales. A raíz de estas fuerzas se asocia el hundimiento del Graben de Tunuyán, que según este autor se habría desarrollado durante el Cuaternario. Estudios posteriores basados en el mapeo de campo estructural han demostrado que la depresión de Tunuyán es una cuenca intermontana desarrollada desde el Plioceno Medio, con límites estructurales representados por fallas inversas que elevan la Cordillera Frontal y fallas normales invertidas de la cuenca del Triásico. (Legarreta *et al.*, 1992; Devizia 1993; Ploszkiewicz 1993, Cortés *et al.*, 1999). Los tres sectores del Braquanticlinorio de los Huarpes quedan establecidos como: la Estructura de Tupungato, la Estructura de Lulunta-Barrancas y la Estructura de San Carlos (Polanski 1963).



**Figura 4.2.1.: Secciones estructurales balanceadas ubicadas en zonas aledañas al área de trabajo, en donde se puede apreciar los principales anticlinales y fallamientos involucrados. (a) Anticlinales Jaboncillo y Del Peral; (b) Anticinal Barrancas (modificado de Chiaramonte et al. 2000); (c) Meseta del Guadal (modificado de Cristallini et al. 2000). Tomado de García y Casa (2014).**

Por otro lado, el Braquianticlinorio de los Huarpes tiene tres pisos según Polanski (1963), un piso inferior formado por estructura de basamento, un piso intermedio constituido por la deformación del branquianticlinal del Plioceno tardío, y un tercer piso con bajo grado de abovedamiento en el sector de San Carlos, con fallamiento en la estructura de Tupungato y Lulunta-Barrancas. Por último, Polanski (1963) destaca en esta área, la presencia de superposiciones estructurales bien marcadas por parte del fallamiento neotectónico sobre la estructura vieja variscia.

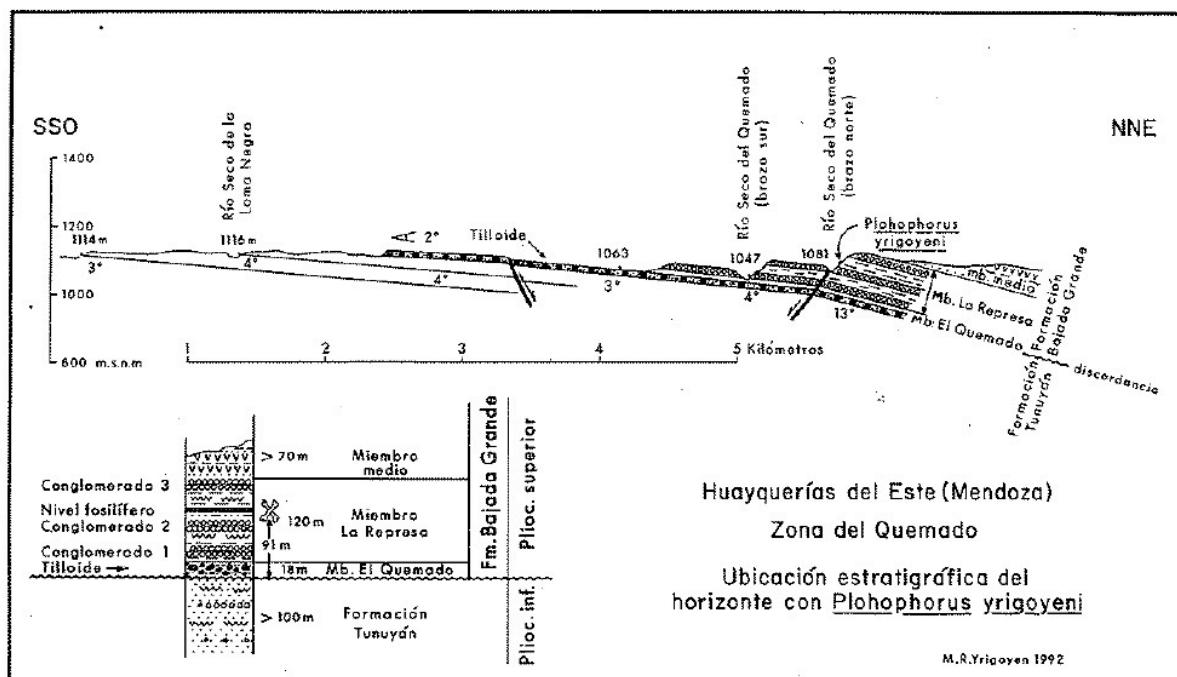


**Área de trabajo**

**Figura 4.2.2.: Bosquejo geológico de la Meseta del Guadal y las Huayquerías del Este. Tomado de Yrigoyen (1994).**

Pocos kilómetros al oeste de la zona de estudio, se encuentra una gran morfoestructura positiva y de suma importancia denominada Meseta del Guadal, ubicada en la mitad sur de las Cerrilladas Pedemontanas, que Yrigoyen (1994) describió como de geometría sinclinal

con flancos suaves delineados por conglomerados del Plio-Pleistoceno (Figura 4.2.2). La Meseta del Guadal se encuentra flanqueada al este y al oeste por alineamientos positivos, en ambas Huayquerías (del Este y San Carlos), que contienen pliegues anticlinales paralelos y varias culminaciones independientes (Tapia, 1935). Cristalini *et al.*, (2000) han utilizado información de subsuelo para poder construir una sección transversal estructural de la zona en donde llegaron a la conclusión de que ambos flancos de la estructura son elevados por fallamientos de ángulo medio con raíces en el basamento, en donde estos anticlinales exponen estratos del Neógeno. Estas fallas tienen aproximadamente 50 km de largo y rumbo norte – sur (Figura 4.2.1 c ), y estarían relacionadas con la falla Manantiales, de rumbo este – oeste que ajusta los desplazamientos diferenciales entre pliegues en la parte norte de la Meseta del Guadal (García y Casa, 2014).



**Figura 4.2.3.: Corte longitudinal del cierre norte del anticlinal de las Huayquerías del Este. Tomado de Yrigoyen (1992)**

En la Figura 4.2.3. se puede observar el bajo ángulo de buzamiento del eje del anticlinal de las Huayquerías del Este. Si bien la ubicación de este corte longitudinal se encuentra algunos kilómetros al norte de la zona de estudio, puede observarse en la Figura 4.2.3 el techo de la Formación Tunuyán y por encima la Formación Bajada Grande, que se va hundiendo con una pequeña pendiente, conformando la culminación de esta importante estructura positiva

(Yrigoyen, 1994). La Formación Huayquerías no aflora en esta latitud, pero sí lo hace dos kilómetros hacia el sur.

## 5. ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

### 5.1. Marco teórico del método

La susceptibilidad magnética ( $k$ ) de un material es una constante de proporcionalidad que determina cuán fácil se le induce una magnetización ( $J$ ) a un material al ser expuesto a un campo magnético ( $H$ ). De esta forma,  $J$  y  $H$  se relacionan de la siguiente manera:

$$J = k * H$$

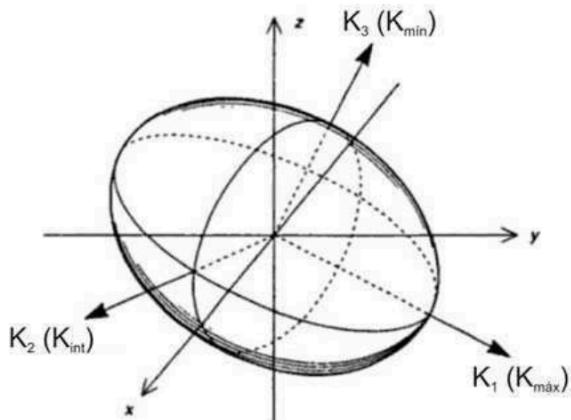
En donde  $k$  es adimensional en el sistema internacional (SI).

En un material isótropo,  $k$  es uniforme en todas las direcciones. En materiales anisótropos, como la mayoría de las rocas,  $k$  varía según la orientación en la cual se aplique el campo  $H$ . El estudio de esta variación se conoce como el estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética. En líneas generales, la fábrica magnética de una roca termina reflejando su petrofábrica. Esto no es otra cosa que el arreglo espacial de los elementos que la constituyen (Sander, 1930; Potter y Pettijohn, 1963). Según Singer (2013), la susceptibilidad magnética de una roca es la sumatoria de las susceptibilidades de todos los minerales presentes en la muestra, siendo la magnetita la que controla en gran medida la respuesta magnética de la roca, debido a su alta susceptibilidad.

La anisotropía de una roca depende de dos factores principalmente: el primer factor tiene que ver con la anisotropía propia de los granos/cristales que la componen, y el segundo hace referencia a la forma de los granos o cristales y su grado de alineamiento (Singer, 2013). En el primer caso, la máxima susceptibilidad se puede ver alineada con los ejes y planos cristalinos de los granos mientras que, en el segundo caso, coincide con los ejes mayores de los granos/cristales.

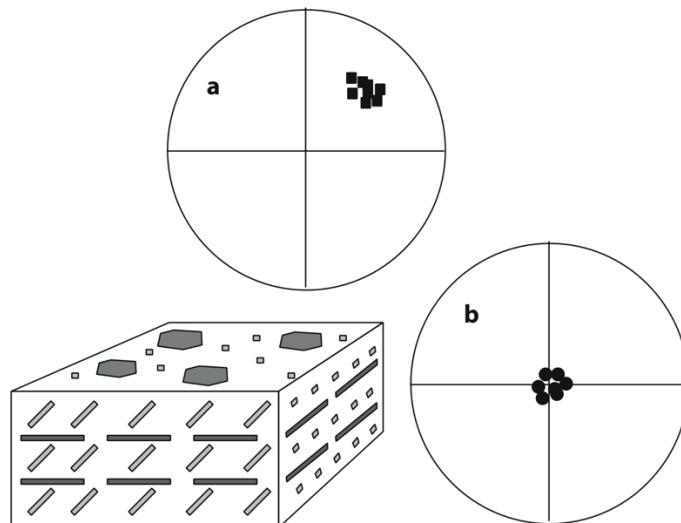
Las rocas pueden tener valores de  $k$  diferentes hasta en varios órdenes de magnitud, dependiendo de la clase y concentración de minerales que contenga.

La variación de la susceptibilidad con la orientación puede ser descripta matemáticamente por un tensor simétrico de segundo grado que varía en el espacio, que es denominado “tensor de susceptibilidad”. Éste puede ser visualizado por un elipsoide definido por la magnitud y orientación de sus tres ejes ortogonales, cada uno de ellos correspondiendo a las direcciones principales de susceptibilidad, siendo  $k_1 > k_2 > k_3$  (Figura 5.1.1.).



**Figura 5.1.1.:** Representación gráfica del tensor de ASM, dada por un elipsoide cuyos ejes principales coinciden con las direcciones de máxima ( $k_1$ ),  $k_2$  intermedia,  $k_3$  mínimo. Tomado de Tarling y Hrouda (1993).

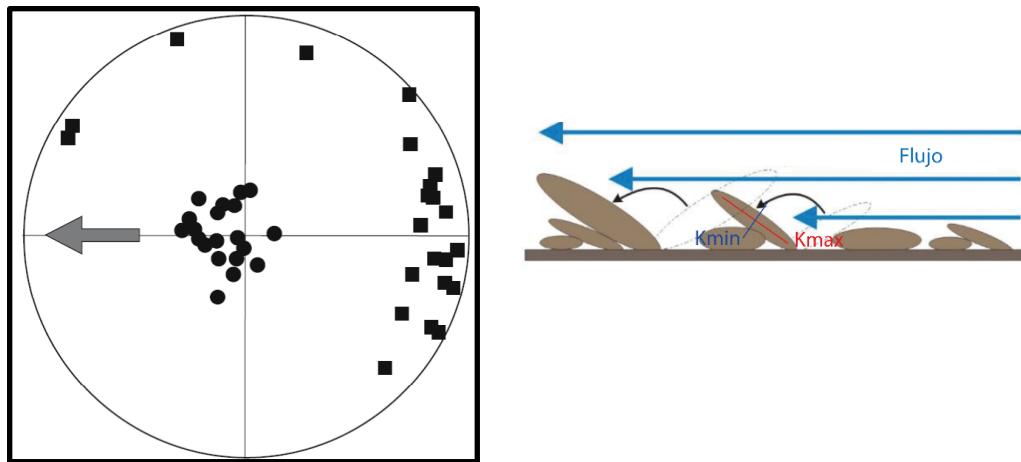
La lineación y foliación magnética ( $L$  y  $F$ ) describen la forma del elipsoide.  $L$  prevalece cuando el elipsoide es prolado y  $F$  prevalece cuando es oblado. La lineación corresponde a la dirección de  $K_1$ , mientras que  $F$  corresponde al plano que contiene a los ejes  $K_1$  y  $K_2$  (Tarling y Hrouda, 1993), mientras que de forma orthogonal se encuentra el eje  $K_3$  de menor susceptibilidad (Figura 5.1.2.).



**Figura 5.1.2.: Esquema de las relaciones entre la estructura mineralógica y la estructura magnética.**

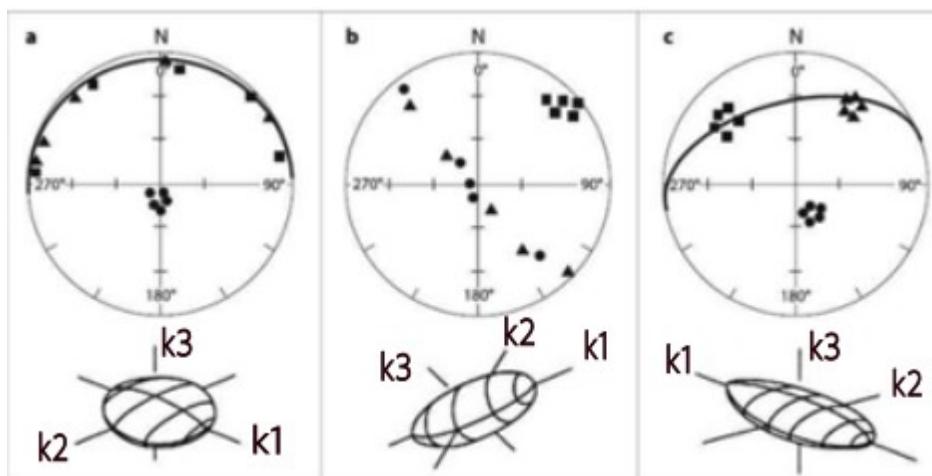
- a) Esquema de como se ve en un estereograma granos de magnetita definiendo una lineación
- b) Esquema de como se ve en un estereograma el caso de granos de biotita definiendo una foliación.

En rocas sedimentarias las fuerzas principales que controlan la depositación de un grano son la gravedad y el campo magnético. Si clasificamos esquemáticamente los granos planares y elongados, hay diferentes escenarios posibles. En primer lugar, si hay ausencia de cualquier corriente como se da en una laguna, la fuerza principal es la gravedad, los granos laminares se depositarán paralelos al plano de depositacion, mientras que los granos elongados harán lo mismo con su eje principal distribuido aleatoriamente en ese plano (Meloni y Lanza, 2006), en este caso el elipsoide será oblado con el eje K3 perpendicular al plano de depositación con buen desarrollo de foliación y pobremente definida la lineación. Cuando existe una corriente el efecto es doble, los granos planares tienden a imbricarse (Figura 5.1.3) y la foliación no coincide con el plano de depositación (estratificación) y la imbricación se da con la disposición de los granos elongados con su eje K1 paralelo al flujo y con K3 ortogonal a K1. Según Meloni y Lanza (2006), en el caso que la depositación se de en una superficie inclinada, los granos en forma elongada pueden rodar, y sus ejes mayores se disponen orthogonalmente a la inclinación de la estratificación, y en ausencia de corriente, se desarrolla una lineación magnética en esa dirección.



**Figura 5.1.3.:** Esquema de fábrica magnética de sedimentos de un estuario Holoceno en Yangtze, China. Modificado de Meloni y Lanza (2006). En este esquema puede visualizarse la imbricación de los granos cuando hay presencia de una corriente. Las flechas indican la dirección de la paleocorriente.

Según Hrouda (2007) los parámetros de la ASM sirven para categorizar la forma que tienen los elipsoides (Figura 5.1.4.). El parámetro  $P$  ( $P=k_1/k_3$ ) indica el grado de anisotropía de una roca.



**Figura 5.1.4.:** Proyección estereográfica de datos de ASM con distintos elipsoides de susceptibilidad magnética. Símbolo cuadrado: K1; símbolo triángulo: K2; símbolo círculo: K3. a) oblado b) prolado c) triaxial. Lanza y Meloni (2006).

El parámetro de lineación L caracteriza el grado de alineación de ( $L = k_1/k_2$ ), mientras que el parámetro de foliación F, el grado de foliación ( $F = k_2/k_3$ ). Por último, el parámetro T, caracteriza la forma del elipsoide en donde si  $0 < T < +1$ , el elipsoide es oblado (la fábrica magnética es planar). Si el elipsoide es  $-1 < T < 0$ , es prolado (la fábrica magnética es prolada). En el caso de  $T \sim 0$ , el elipsoide es neutro o triaxial, y no es posible identificar una orientación preferencial de los componentes de la roca.

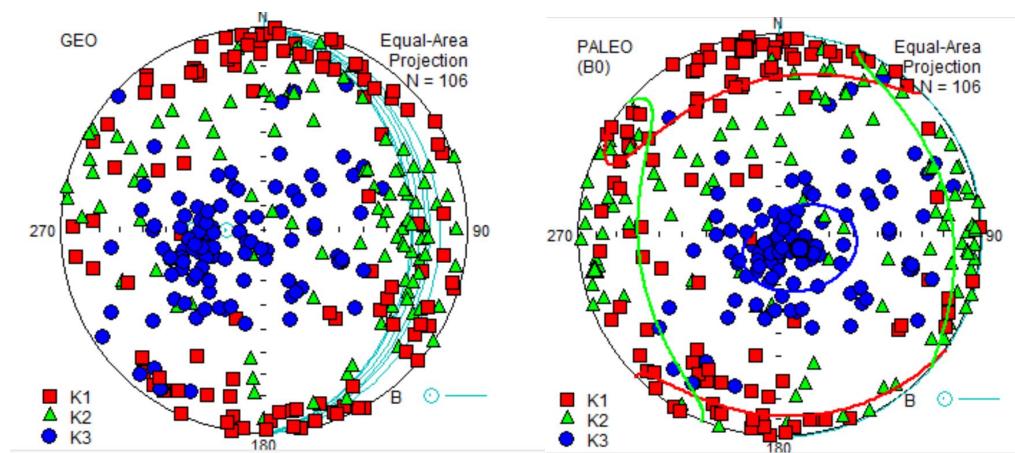
## 5.2. Resultados

Los datos obtenidos fueron procesados a partir de métodos estadísticos propuesto por Jelinek (1978), que permitieron determinar los semiejes del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), así como la susceptibilidad magnética media  $K_m$  (Negata 1961, Janák 1965), el parámetro de forma T y el grado de anisotropía P. La tabla con los valores correspondientes se encuentra a continuación en la Figura 5.4.3.

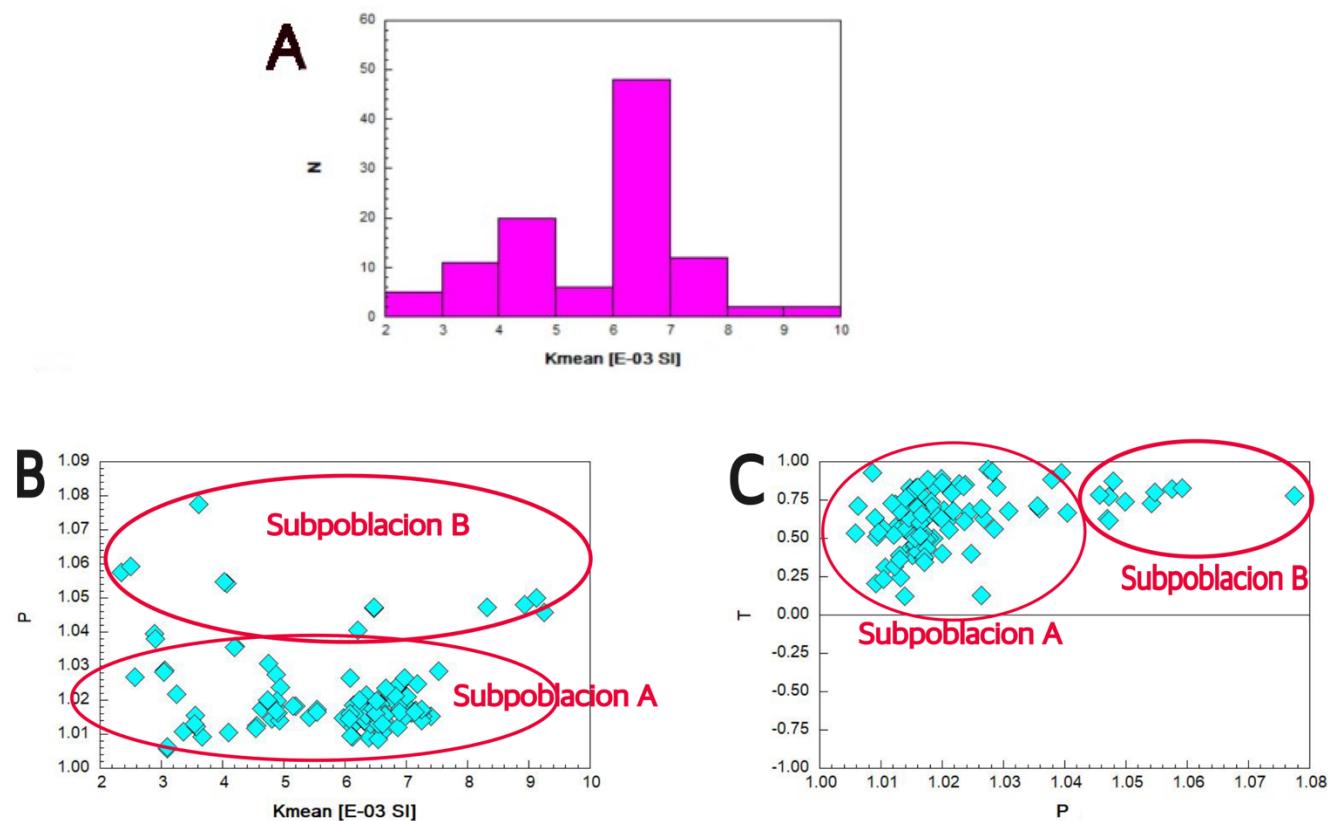
### 5.2.1 Resultados generales

De las muestras tomadas en 23 sitios diferentes se obtuvieron 138 especímenes, de los cuales 106 son los que se han podido analizar correctamente, ya que en muchos casos se han roto por cuestiones de friabilidad y fragilidad litológica. Los estratos muestreados presentan una actitud estructural aproximada cuyos valores medios son azimut  $335^\circ$ , inclinación  $25^\circ$  al NE. Los valores de susceptibilidad magnética media obtenidos en el laboratorio, son de entre  $2 \times 10^{-3}$  SI y  $9 \times 10^{-3}$  SI, con un promedio de  $5.75 \times 10^{-3}$  SI, lo que sugiere que el mineral magnético que domina la susceptibilidad sea la magnetita y que se encuentre en un porcentaje mayor o igual al 0,1% en peso en la roca (Tarling y Hrouda 1993).

Para interpretar las fábricas magnéticas, se corrigieron los datos por estructura, es decir, se rebatieron a la horizontal según la actitud de los estratos (Figura 5.4.1). De aquí en más se mostrarán directamente los resultados con corrección, en coordenadas paleogeográficas.



**Figura 5.4.1.** Distribución de ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad magnética para el total de las muestras de la colección HYQ. A la izquierda en coordenadas geográficas, con los planos de actitud señalados en celeste. A la derecha en coordenadas paleogeográficas, con los planos de estructura horizontalizados.



**Figura 5.4.2.:** Gráficos correspondientes a todos los especímenes (106 especímenes de 23 sitios).

A) Histograma de susceptibilidad magnética B) Gráfico de P vs. Km C) Gráfico T vs P.

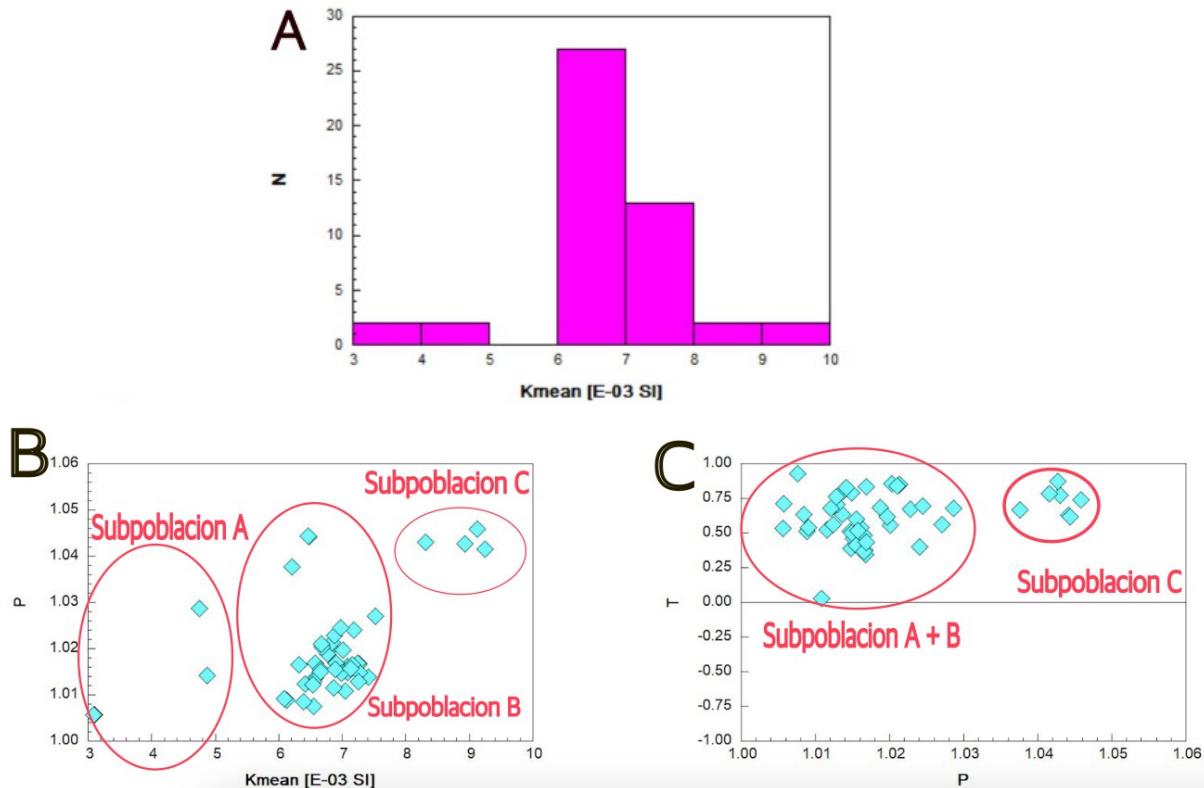
Por otro lado, podemos apreciar que un gran número de especímenes, alrededor del 45%, tiene valores de susceptibilidad de entre  $6$  y  $7 \times 10^{-3}$  SI, y muy pocas muestras presentan valores  $< 6$  o  $> 8 \times 10^{-3}$ . El grado medio de anisotropía es del 2%, siendo el P medio de 1,02 y no encontrándose ninguna muestra con  $P > 1,07$ . A partir de la observación de las Figuras 5.4.2 b y c, se delimitó una subpoblación A que presenta una P promedio de 1,7% y un Km promedio de  $5.73 \times 10^{-3}$  SI, mientras que la subpoblación B presenta un P promedio de 4,9% y un Km promedio de  $5.34 \times 10^{-3}$  SI (Figura 5.4.2.). Todos los especímenes correspondientes a la subpoblación B pertenecen a la Fm. Huayquerías y a Fm. Bajada Grande, mientras que la subpoblación A tiene representantes en las tres formaciones estudiadas en este trabajo. Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica claramente oblada, registrándose un  $T > 0$ , con valores mínimos de 0,1 y máximos de 0,9, y un T promedio de 0,63 (Figura 5.4.2 c). Mediante proyección estereográfica se analizaron los datos direccionales de ASM de los ejes principales de susceptibilidad, en donde la orientación espacial y agrupación de cada eje se analizó estadísticamente a través de las direcciones principales del tensor medio y de los semiejes de sus elipses de confianza (Jelinek, 1978). En primer lugar, se analizó el elipsoide de ASM contemplando el total de las muestras de todos los sitios relevados (Figura 5.4.1), llevando las coordenadas geográficas a la paleohorizontal. Los ejes K3 muestran un buen agrupamiento en la dirección subvertical con buzamiento de  $80^\circ$  hacia el sur-este, mientras que los ejes K1 y K2 se ubican en un plano paralelo a la estratificación presentando rumbos NNO y OSO respectivamente. El eje K1 se encuentra subhorizontal con un buzamiento de  $6,9^\circ$  al noroeste, y el eje K2 con un buzamiento de  $7,3^\circ$  al suroeste. En la Figura 5.4.3. se observa un resumen de los principales parámetros de anisotropía.

N=106							
Mean Tensor				Confidence			
	Normed semi axes	Dec	- Inc	Jelinek		Bootstrap	
K1	1,005	349,6	6,9	56,3	17,1	25,1	4,1
K2	1,003	258,7	7,3	56,4	23,2	25,2	60
K3	0,992	122,5	79,9	23,4	17	5,9	4
Mean Tensor		Average		SEM			
Km	1,00E+00	5,751E=03		1,50E-03			
L	1,002	1,003		0,002			
F	1,011	1,017		0,011			
P	1,013	1,022		0,012			
T	0,72	0,629		0,184			

**Figura 5.4.3.:** Tabla con los principales parámetros de ASM para la colección HYQ. Arriba: Orientación, magnitud, y semiejes del elipsoide de confianza (Jelinek 1978). Abajo: Km, L, F, P y T.

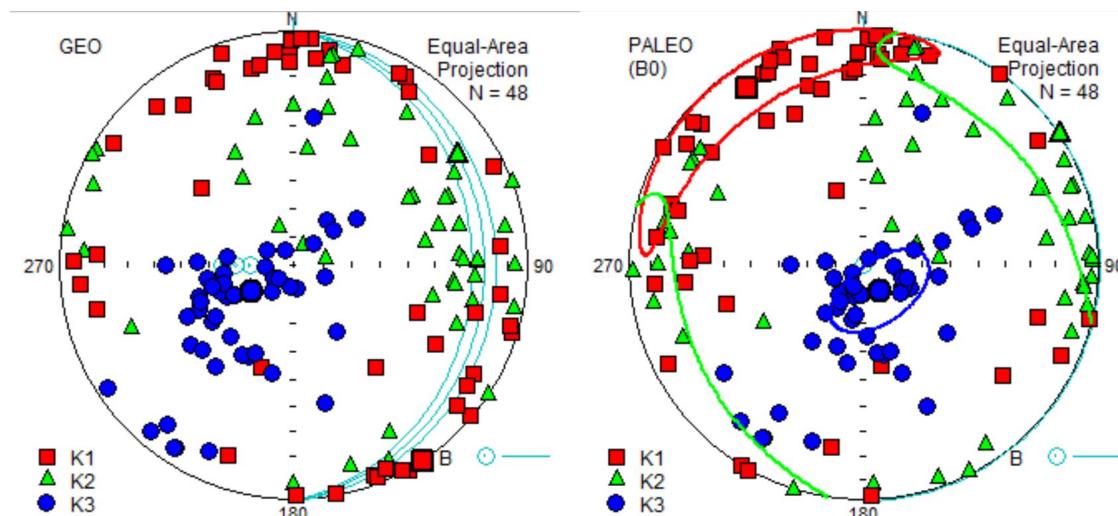
## 5.2.2 Resultados Formación Huayquerías

A lo largo de la Fm. Huayquerías se han tomado muestras en 7 sitios generando un total de 46 especímenes (Figura 5.2.2.). La zona de estudio donde se tomaron las muestras presenta una actitud estructural promedio de azimut 320°, con inclinación 17° al NE. Este set de especímenes arrojó valores de susceptibilidad magnética media que se encuentran entre  $1 \times 10^{-3}$  SI y  $9 \times 10^{-3}$  SI, con un promedio de  $6,8 \times 10^{-3}$  SI.



**Figura 5.4.4.:** Gráficos correspondientes a sitios de Fm. Huayquerías. A) Histograma de susceptibilidad magnética B) Gráfico de  $P$  vs.  $K_m$  C) Gráfico  $T$  vs  $P$ .

Como se puede ver en el gráfico de la Figura 5.4.4, cerca del 85% de los especímenes poseen valores de  $k$  de entre  $6$  y  $8 \times 10^{-3}$  SI, pudiéndose distinguir hasta 3 subpoblaciones. La subpoblación A corresponde a las muestras con  $k$  de entre  $1$  y  $5 \times 10^{-3}$  SI, la subpoblación B entre  $5$  y  $8 \times 10^{-3}$  SI y por último la subpoblación C con valores mayores a  $8 \times 10^{-3}$  SI. En cuanto al grado de anisotropía ( $P$ ), la distribución de los especímenes sigue la correlación con  $K_m$  sólo en el caso de la subpoblación C.



**Figura 5.4.5.** Distribución de ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad magnética para el total de las muestras de la Formación Huayquerías. A la izquierda en coordenadas geográficas, con los planos de actitud señalados en celeste. A la derecha en coordenadas paleogeográficas, con los planos de estructura horizontalizados.

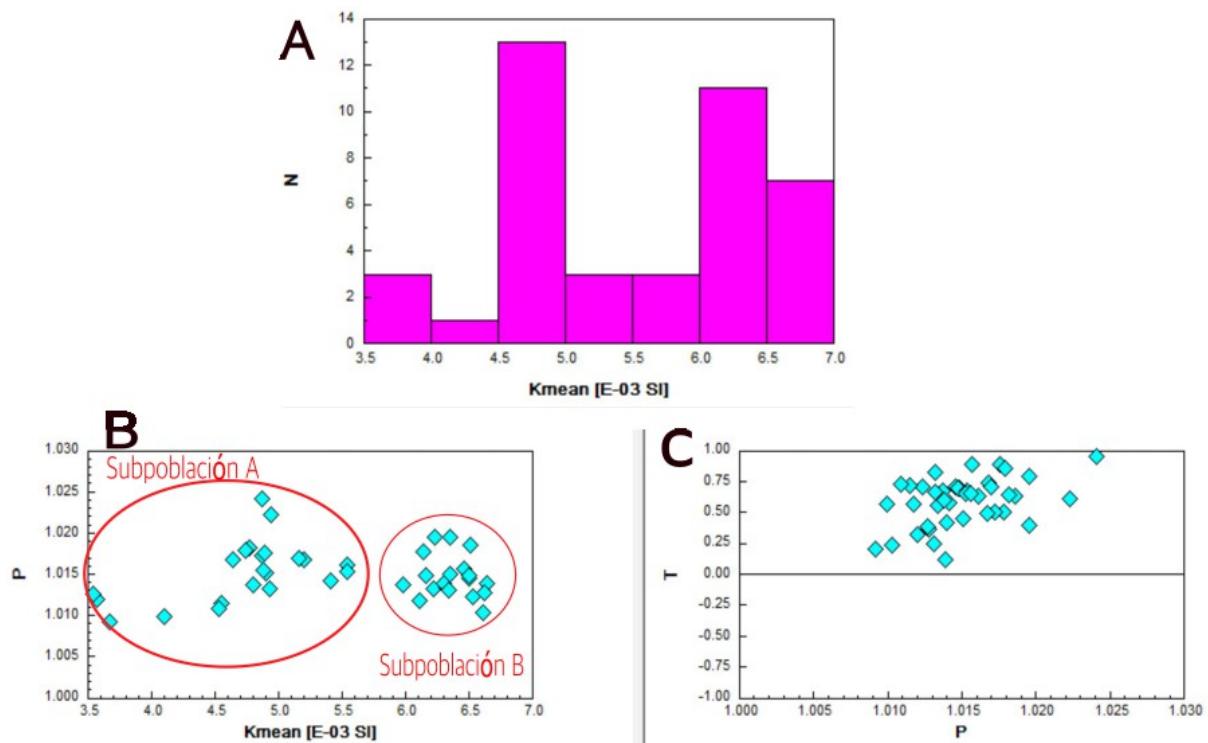
La subpoblación A, con bajos valores de Km, presentan el menor grado de anisotropía ( $P$ , menores al 1%). Ésta se ubica geográficamente justo en el contacto entre la Fm. Huayquerías y la Fm. Tunuyán. La subpoblación B, la que mayor muestras posee, posee un grado de anisotropía de entre 1 y 3,5%. La subpoblación C, arrojó valores de anisotropía de entre 4 y 5%, y corresponden todos los especímenes al sitio número 6. Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica claramente oblada, registrándose un  $T > 0$  en todos los casos, con valores mínimos de 0,1 y máximos de 0,9, y un  $T$  promedio de 0,6 (Figura 5.4.4). El estereograma correspondiente a esta formación (Figura 5.4.5), muestra buenas agrupaciones de los ejes K1 y K3. El eje K3 se encuentra subvertical con un buzamiento de 79° hacia el SE, mientras que los ejes K1 y K2 se ubican en un plano paralelo a la estratificación presentando rumbos NNO y SO respectivamente. El eje K1 se encuentra subhorizontal con un buzamiento de 11° al NNO, y el eje K2 con un buzamiento de 1° al suroeste. En la Figura 5.4.6. se observa un resumen de los principales parámetros de anisotropía.

N=46							
Mean Tensor				Confidence			
	Normed semi axes	Dec	- Inc	Jelinek		Bootstrap	
K1	1,005	329,2	11,3	52,3	9	40	4,1
K2	1,003	239,2	0	52,2	19,2	40,2	8
K3	0,991	149	78,7	19,4	10,2	7,8	3,8
Mean Tensor		Average		SEM			
Km	1,00E+00	6,748E=03		1,11E-03			
L	1,002	1,003		0,002			
F	1,012	1,016		0,01			
P	1,015	1,019		0,012			
T	0,779	0,613		0,179			

**Figura 5.4.6.:** Tabla con los principales parámetros de ASM para la colección correspondiente a la Formación Huayquerías. Arriba: Orientación, magnitud, y semiejes del elipsoide de confianza (Jelinek 1978). Abajo: Km, L, F, P y T.

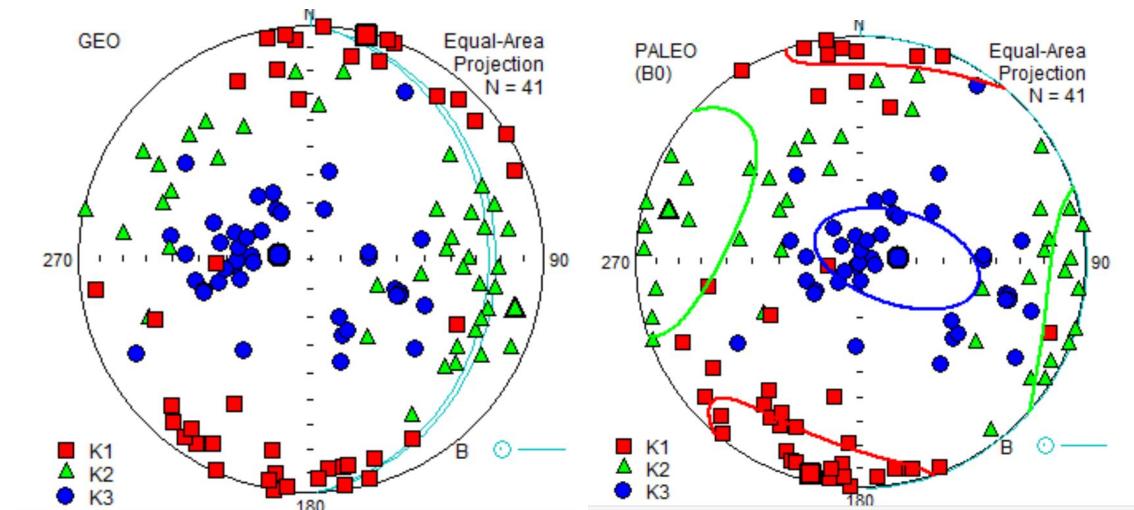
### 5.2.3 Resultados Formación Tunuyán

La toma de datos en la Fm. Tunuyán consistió en un total de 6 sitios con 41 especímenes (Figura 5.2.2.). Esta formación presenta una actitud estructural promedio de azimut 334°, inclinación de 23° al NE.



**Figura 5.4.7.:** Gráficos correspondientes a sitios de Fm. Tunuyán. A) Histograma de susceptibilidad magnética B) Gráfico de P vs. Km C) Gráfico T vs P

Este conjunto de muestras mostró valores de susceptibilidad magnética media que se encuentran entre  $3,5 \times 10^{-3}$  SI y  $6,7 \times 10^{-3}$  SI, con un promedio de  $5,5 \times 10^{-3}$  SI. En el gráfico de barras de la Figura 5.4.7. se puede ver que los valores de Km están distribuidos de forma aproximadamente uniforme, no presenta una marcada preferencia, aunque si se lo analiza en detalle puede plantearse una subpoblación A con valores de k entre  $3,5$  y  $5,5 \times 10^{-3}$  SI, pero en los casos de los sitios 14, 15, 16, y 20, una subpoblación B que corresponde a las muestras de los sitios 13 y 17 con valores de k entre  $6$  y  $7 \times 10^{-3}$  SI. En cuanto al grado de anisotropía (P), la distribución de los especímenes no sigue la correlación de las subpoblaciones mencionadas para el Km, sino que las muestras se concentran en un pequeño rango de entre el 1 y 2,5% (Figura 5.4.7.).



**Figura 5.4.8.** Distribución de ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad magnética para el total de las muestras de la Formación Tunuyán. A la izquierda en coordenadas geográficas, con los planos de actitud señalados en celeste. A la derecha en coordenadas paleogeográficas, con los planos de estructura horizontalizados.

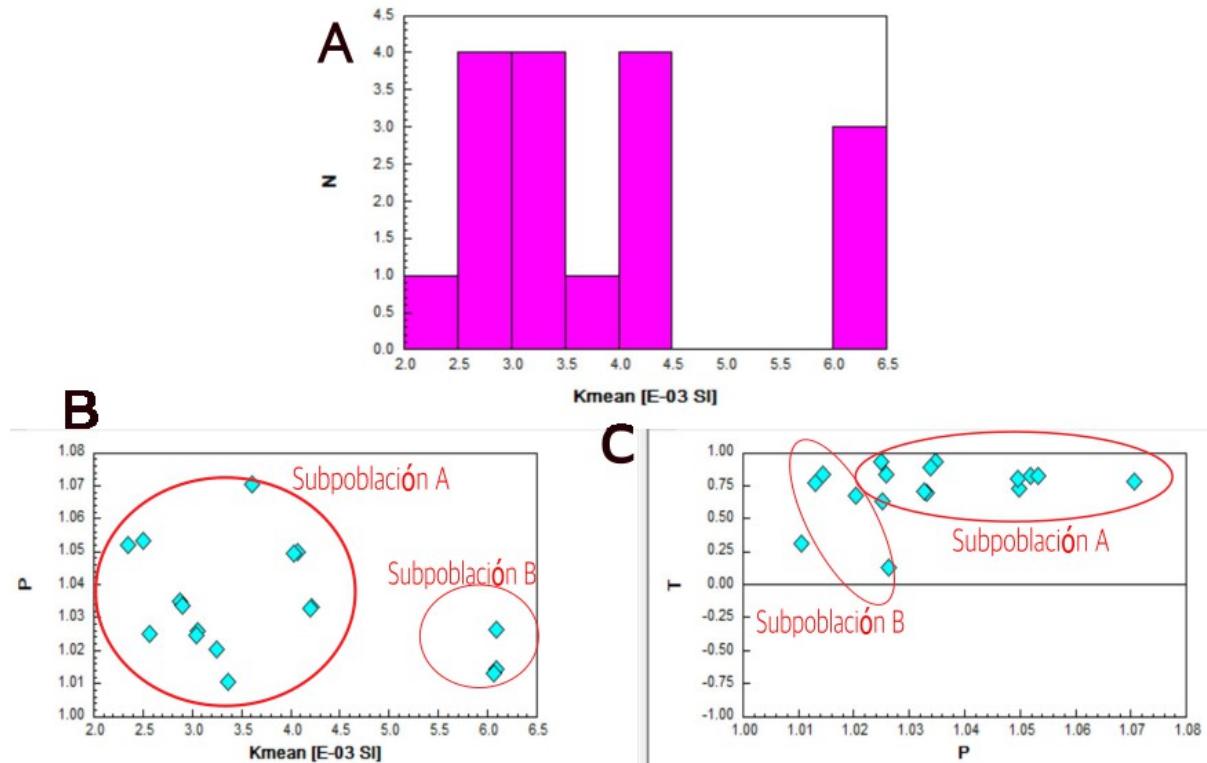
En cuanto a los parámetros de forma, se puede diferenciar una fábrica de carácter oblada, registrándose un  $T > 0$ , con valores mínimos de 0,15 y máximos de 0,95 y un  $T$  promedio de 0,6 (Figura 5.4.7.). Viendo la proyección estereográfica (Figura 5.4.8.) de los sitios correspondientes a la Fm. Tunuyán, se observan buenas agrupaciones en especial para los ejes K1 y K3, mientras que el eje K2 tiene especímenes levemente dispersos. El eje K3 se encuentra subvertical con una inclinación de  $76^\circ$  hacia el este, mientras que los ejes K1 y K2 se ubican en un plano paralelo a la estratificación presentando rumbos SSO y ONO respectivamente. El eje K1 tiene una disposición subhorizontal con una inclinación de  $5^\circ$  al suroeste, y el eje K2 con un buzamiento de  $13^\circ$  al noroeste. En la Figura 5.4.9. se observa un resumen de los principales parámetros de anisotropía.

N=41							
Mean Tensor				Confidence			
	Normed semi axes	Dec	- Inc	Jelinek		Bootstrap	
K1	1,004	193,3	4,5	33,9	16,4	14,7	6,7
K2	1,001	284,3	12,9	36,2	27,7	14,8	13,6
K3	0,994	84,7	76,3	31,1	16,4	13,6	6,5
Mean Tensor		Average		SEM			
Km	1,00E+00	5,486E=03		9,28E-01			
L	1,003	1,003		0,001			
F	1,007	1,012		0,003			
P	1,01	1,015		0,004			
T	0,401	0,591		0,196			

**Figura 5.4.9.:** Tabla con los principales parámetros de ASM para la colección correspondiente a la Formación Tunuyán. Arriba: Orientación, magnitud, y semiejes del elipsoide de confianza (Jelinek 1978). Abajo: Km, L, F, P y T.

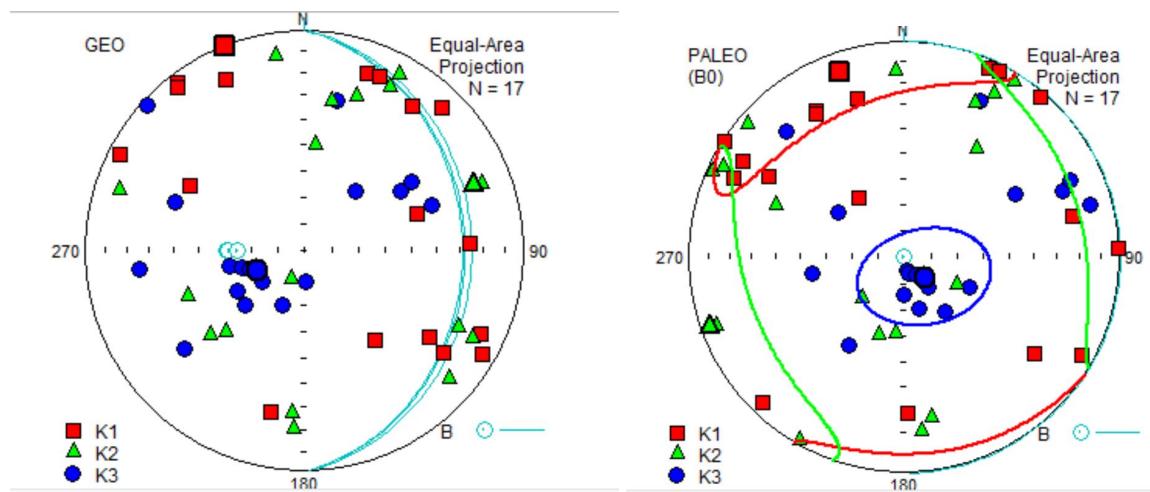
## 5.2.4 Resultados Formación Bajada Grande

En esta formación se han tomado muestras en 7 sitios diferentes, pudiendo extraer de estos tan solo 18 especímenes (Figura 5.2.2.). A lo largo de la zona de estudio se midieron los planos de estratificación dando un azimut promedio de 343°, con una inclinación de 26° al NE.



**Figura 5.4.10.:** Gráficos correspondientes a sitios de Fm. Bajada Grande. A) Histograma de susceptibilidad magnética B) Gráfico de  $P$  vs.  $K_m$  C) Gráfico  $T$  vs  $P$ .

Este set de especímenes mostró valores de susceptibilidad magnética media que se encuentran entre  $2,3 \times 10^{-3}$  SI y  $6,3 \times 10^{-3}$  SI, con un promedio de  $3,7 \times 10^{-3}$  SI. Como se puede ver en el gráfico de la Figura 5.4.11., cerca del 83% de todos los especímenes presentan valores de  $k$  entre  $2$  y  $4,5 \times 10^{-3}$  SI, separando en 2 subpoblaciones los datos. La subpoblación A corresponde a las muestras que presentan valores de  $k$  entre  $2$  y  $4,5 \times 10^{-3}$  SI y mientras que la subpoblación B de entre  $6$  y  $6,3 \times 10^{-3}$  SI. En cuanto al grado de anisotropía ( $P$ ), la distribución de los especímenes no sigue la correlación de las subpoblaciones mencionadas para el  $K_m$ . La subpoblación B presenta una gran dispersión, con valores de entre 1 y 7%.



**Figura 5.4.11.** Distribución de ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad magnética para el total de las muestras de la Formación Bajada Grande. A la izquierda en coordenadas geográficas, con los planos de actitud señalados en celeste. A la derecha en coordenadas paleogeográficas, con los planos de estructura horizontalizados.

Analizando los parámetros de forma en el grafico T vs P (Figura 5.4.10). se puede observar una fábrica oblada, registrándose un  $T > 0$  en todos los especímenes, con valores mínimos de 0,1 y máximos de 0,95, y un  $T$  promedio de 0,7. El estereograma (Figura 5.4.11) correspondiente a esta formación, muestra mayor dispersión para todos los ejes, en comparación con los resultados obtenidos para las demás formaciones. El eje K3 se encuentra subvertical con una inclinación de  $79^\circ$  hacia el sureste, mientras que los ejes K1 y K2 se ubican en un plano paralelo a la estratificación presentando rumbos NO y SO respectivamente. El eje K1 se encuentra subhorizontal con una inclinación de  $10^\circ$  al noroeste, y el eje K2 con un buzamiento de  $5^\circ$  al suroeste. En la Figura 5.4.12 se observa un resumen de los principales parámetros de anisotropía.

N=18							
Mean Tensor				Confidence			
	Normed semi axes	Dec	- Inc	Jelinek		Bootstrap	
K1	1,007	337	9,9	45	18,5	90	14,7
K2	1,004	246,7	5,3	46,1	23,9	90	18,7
K3	0,989	128,9	78,7	27,2	18,6	17,2	11,4
Mean Tensor		Average		SEM			
Km	1,00E+00	3,780E=03		1,24E-03			
L	1,003	1,004		0,003			
F	1,017	1,028		0,015			
P	1,02	1,032		0,019			
T	0,693	0,725		0,204			

**Figura 5.4.12.:** Tabla con los principales parámetros de ASM para la colección correspondiente a la Formación Bajada Grande. Arriba: Orientación, magnitud, y semiejes del elipsoide de confianza (Jelinek 1978). Abajo: Km, L, F, P y T.

## 7. CONCLUSIONES

A partir del relevamiento de campo, trabajo en el laboratorio y búsqueda bibliográfica, se logró hacer una contribución a la geología de la región de las Huayquerías del Este, en la provincia de Mendoza. Se ha hecho foco en tres formaciones principales aflorantes en la zona: Formación Huayquerías, Formación Tunuyán y Formación Bajada Grande, que representan la deposición continental sinorogénica andina durante el Mioceno-Plioceno. Para su estudio se han seleccionado 23 sitios de muestreo a lo largo de las formaciones mencionadas, generando un total de 106 especímenes orientados sobre los cuales se han realizado mediciones en gabinete para un posterior análisis.

A partir del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) de las muestras recolectadas, se pudieron determinar petrofábricas de origen sedimentario con poca o sin influencia tectónica.

Las muestras correspondientes a la Formación Huayquerías presentaron tres subpoblaciones de acuerdo con variaciones en los valores de susceptibilidad media ( $K_m$ ) y grado de anisotropía ( $P$ ). Todas estas muestran elipsoides de ASM de tipo oblado de acuerdo con el agrupamiento de los ejes (Tarling y Hrouda, 1993), mostrando una fábrica típicamente depositacional, donde  $K_1$  y  $K_2$  se ubican en un plano paralelo a la estratificación y  $K_3$  es subvertical con un elevado buzamiento hacia el SE, evidenciando una dirección de flujo con ese sentido, que sería consistente con las paleocorrientes esperadas de los sistemas fluviales del Mioceno-Plioceno. Los mejores agrupamientos se observan en los ejes  $k_3$ . El agrupamiento menos definido de los ejes  $k_1$  y  $k_2$  sugieren que no se registró deformación a nivel de la petrofábrica.

Los datos correspondientes a la Formación Tunuyán, a diferencia de la anterior, solo se dividieron en dos subpoblaciones de acuerdo con la susceptibilidad media ( $K_m$ ). En cuanto a los parámetros de forma, se observan elipsoides claramente oblados en todo el muestreo, mostrando una fábrica depositacional, con un  $K_3$  vertical a subvertical, con un elevado buzamiento rotado casi 180 grados hacia el E respecto a las formaciones Huayquerías y Bajada Grande. El  $K_1$  se encuentra en dirección N-S, o sea aproximadamente a 90 grados de los otros casos, que se explicaría por la posible pendiente del terreno que genera el rolido

de los granos elongados, y tienden a quedar con el K1 (sección alargada del grano) ortogonal a la inclinación de la paleopendiente (Lanza y Meloni, 2006). La fábrica magnética de esta formación presenta más dispersión que la de las otras dos unidades, pero se infiere una dirección de paleoflujo hacia el este.

Las muestras que se han obtenido de la Formación Bajada Grande han sido divididas en dos subpoblaciones debido a una gran diferencia entre susceptibilidad media ( $K_m$ ) y grado de anisotropía ( $P$ ). Los especímenes presentan elipsoides de ASM oblados con los ejes K3 agrupados en dirección subvertical con un elevado buzamiento hacia el OSO. Al igual que el caso de las demás formaciones estudiadas, K1 y K2 se ubican en un plano paralelo a la estratificación. Este tipo de fábrica magnética es típica de petrofábricas depositacionales. Se infiere una dirección de paleoflujo hacia el sudeste.

## **8. AGRADECIMIENTOS**

En primero lugar quiero agradecer a mi familia, Gustavo, Constanza, Valentina y Agustina por haberme dado siempre apoyo fundamental a lo largo de todos estos años, sin ellos no hubiese sido posible.

A todos los diferentes compañeros que me han tocado conocer a lo largo de los años, pero en especial a todos los amigos/as que me llevo, que sin duda hicieron que el proceso haya sido más llevadero y divertido, y que sin ninguna duda sin ellos no lo hubiese logrado.

A mis directores, Flor y el Indio, que siempre han estado ahí cuando los necesité y me brindaron todos sus conocimientos y tiempo para hacer este trabajo.

A todos los docentes por el amor y compromiso que demuestran tener con la profesión y los alumnos.

Por último, a la Universidad de Buenos Aires por la formación de excelente calidad brindada.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G., y Toselli, A. J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Congreso Latinoamericano de Geología 2: 755-764. Buenos Aires.

Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., y Ramos, V. A. 1987. Técnicas modernas de análisis estructural. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial.

Astini, R., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., y Cañas, F.L., 1999. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13o Congreso Geológico Argentino y 3o Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 293-324.

Baulies, O. y de Olazabal, A. 1950. Informe geológico de la Hoja 25-b "Tunuyán".

Inédito, YPF. Buenos Aires. p 73.

Bastias, H. y Cisneros, H. 1993. Neotectónica del borde oriental del Bloque de San Rafael. XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, p 270-276.

Barazangi, M., Isacks, B. L., 1976. "Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America", Geology, 4: 686-692.

Bonini, R., Forasiepi, A. M., Garrido, A.C., Barbeaub, D. L., Turazzi, N. I., Echarri, S., Pujos, F., Macphee, R., Verazi, D., Cerdeño, E., Perez M. E., Rasía, L.L., Esteban G. y De la Fuente M.S. 2016. Avances en paleontología, estratigrafía y edad de la Formación Huayquerías (Mioceno tardío, Mendoza) XXX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Resumen in press. Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Argentina.

Bonnini, R., Garrido, A. C., Barbeau, D. L., 2017. Paleoambiente, edad y vertebrados de la Formación Huayquerías (Mioceno tardío), provincia de Mendoza, República Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, p 13.

Bonini, R. A., Georgieff, S. M., y Candela, A. M. 2017. Stratigraphy, geochronology, and paleoenvironments of Miocene-Pliocene boundary of San Fernando, Belén (Catamarca, northwest of Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 459-471

Borradaile, G. y Henry, B., 1997. *Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy*. Earth Sci. Rev. 42, 49-93.

Bracaccini, O. I. 1938. Informe geológico sobre las Huayquerías de San Carlos. Inédito, YPF. Buenos Aires. p 9.

Burckhardt, C. 1900. Profils géologiques transversaux de la cordillère argento-chilienne. Stratigraphie et Tectonique. Anales del Museo de La Plata, Sección Mineralogía y Geología 1(2): 1-136

Castellanos, A. 1957. Nuevos géneros de clamiterio y de ciervo y una nueva especie de Plophophorus. Ameghiniana 1 (3): 5-14, Buenos Aires.

Charrier, R. 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática, comunicaciones, 26, 1 – 37.

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., y Sagripanti, L. 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61.

Chiaramonte, L., Ramos, V. A. y Araujo, M. 2000. Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas, Cuenca Cuyana, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55, 309–336.

Cortés, J. M. y Kleiman, L. E. 1999. La orogenia Sanrafaélida en los Andes de Mendoza. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 31.

Cristallini, E. O. y Ramos, V. A. 2000. Thick-skinned and thinskinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt. Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL). Tectonophysics, 317: 205-235.

De Carles, E. 1911. Ensayo geológico descriptivo de las Guayquerías del Sur de Mendoza (Departamento de San Carlos). Anales del Museo Nacional de Historia Natural 22 (serie 3, at.4): 77-95, Buenos Aires.

Dessanti, R. N. 1946. Hallazgo de depósitos glaciares en las Huayquerías de San Carlos (Mendoza). Sociedad Geológica Argentina, Revista 1 (4): 270-284, Buenos Aires.

Devizia, C. 1993. Yacimiento Piedras Coloradas. Estructura Intermedia. In Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio. Congreso Geológico Argentino, XII, and Congreso de Exploración de Hidrocarburos, II, Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires (pp. 397-402).

Fergulio, E., 1946. "Sistemas orográficos de la Argentina". Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 4: 1-536.

Folguera, A., y Ramos, V. A. 2009. Collision of the Mocha fracture zone and a < 4 Ma old wave of orogenic uplift in the Andes (36–38° S). *Lithosphere*, 1(6), 364–369.

Forasiepi, A. M., Macphee, R. D. E., Hernández del Pino, S., Schmidt, G. I., Amson, E. y Grohé, C. 2016. Exceptional skull of huayqueriana (mammalia, litopterna, macraucheniiidae) from the late miocene of argentina: anatomy, systematics, and paleobiological implications. *Bulletin of the American Museum of Natural History*. Number 404, p 76.

Frenguelli, G. 1930. Las guayquerías de San Carlos en la provincia de Mendoza. *Publicaciones del Departamento de Extensión Universitaria, Universidad Nacional del Litoral* 9: 1-54.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131.

García, V. H. y Casa, A. L., 2014. Quaternary tectonics and potential seismic hazard of the Andean retroedge between 33°-34°S. *Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino*. p 33.

Garrido, A. C., Bonini, R., Barbeau, D. L., 2017. Paleoambiente, edad y vertebrados de la Formación Huayquerías (Mioceno tardío), provincia de Mendoza, República Argentina. *XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán*, p 13.

Giambiagi, L. B. y Ramos, V., 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'± 33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 101-116.

Giambiagi, L. B. 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45'S. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (1): 85-96, Buenos Aires.

Giambiagi, L. B., y Ramos V. A. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. Tectonophysics 369: 1 –19. Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., y Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. Tectonics, 22: 1–18.

Haq, R.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235:1156-1167.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surveys 5: 37-82.

Hrouda, F. Magnetic Susceptibility, Anisotropy. 2007. Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism: 546 – 560.

Janák, F. 1965. Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. Studia Geophysica et Geodaetica, 9(3), 290-301

Japas, M., Cortés, J. M. y Pasini, M. 2008. Tectónica extensional triásica en el sector norte de la cuenca cuyana: primeros datos cinemáticos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (2): 213 – 222.

Jelinek, V. 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens and its applications. Studies Geophysical Geodesy. 22, ep. 50-62.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.

Kleiman, L. E. y Japas, M. S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophys* 473:283-299.

Kokogian, D. A., Fernandez Seveso, F. y Mosquera, A. 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. *Geología Y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.)*. Relatorio. I (7): 65-78.

Kraglievich, L. 1934. Contribución al conocimiento de *Mylodon darwini* Owen y especies afines. *Revista del Museo de la Plata*, 34.

Kraglievich, J. L., y de Olazabal, A. G. 1959. *Los pro ciònidos extinguidos del género Chapalmalania Amegh.* Imprenta y Casa Editora "Coni".

Lanza, R. y Meloni, A. (2006). *The Earth's Magnetism*. Springer Berlin. 66p.

Legarreta, L., Kokogian, D. A. y Dellapé, D. A. 1992. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿Cuánto de inversión tectónica? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47(1):83-86.

Liu, B. Saito, Y. Yamazaki, T. Abdeldayem, A. Oda, H. Hori, K. Zhao, Q. 2001. Paleocurrent analysis for the late Pleistocene-Holocene incised-valley fill of the Yangtze delta, China by using anisotropy of magnetic susceptibility data. *Mar Geol* 176:175–189

Llambías, E. J., Kleiman, L. E., y Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo gondwánico. In *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, V.; editor). Congreso Geológico Argentino (No. 12, pp. 53-64).

Marshall, L. G., Drake, R. E. y Curtis, G. H. 1986. 40K-40Ar calibration of Late Miocene-Pliocene Mammal-bearing Huayquerias and Tunuyan Formations, Mendoza province, Argentina. *Journal of Paleontology* 60 (2): 448-457. Tulsa.

Milicich, A. M., 2020. "Análisis Paleoambiental de la Formación Huayquerías y su Transición a la Formación Tunuyán (Mioceno - Plioceno) Tunuyán – Mendoza." Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, Tesis de licenciatura. Buenos Aires, 152 p. (informe inédito).

Moreiras, S. M., Giambiagi, L. B., Spagnotto, S., Nacif, S., Mescua, J., y Toural, R. 2014. El frente orogénico activo de Los Andes centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32° 50'-33° S). *Andean geology*, 41(2), 342-361.

Mpodozis, C., y Ramos, V. A. 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28° - 33° S). En R. S. Harmon and C. Rapela (Eds.): Andean magmatism and its tectonic. p 113-117.

Nullo, F. E., y Combina, A. M. 2002. Sedimentitas terciarias continentales. In *Congreso Geológico Argentino* (Vol. 15, pp. 245-258)

Perucca, L., Rothis, M. y Onorato, M. 2009. Geomorfología y tectónica activa al sur del Río de La Flecha, área El Mocho-Bachongo. Provincia de San Juan. 4º Congreso Argentino de

Cuaternario y Geomorfología. 12º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. 2º Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur: 353-361.

Potter, P.E. y Pettijohn, F.J. 1963. Paleocurrents and basin analysis. New York, Springer, 295 pp.

Płoszkiewicz, J. V. 1993. Yacimiento tupungato. In *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio* (Vol. 3, No. 4, pp. 391-396).

Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina XVII (3-4) (1962): 127-349, Buenos Aires.

Ramos, V., 1999. Las Provincias Geológicas del territorio argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (3): 41 - 96, Buenos Aires.

Ramos, V. A. y Kay, S. M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. E: Harmon R S, Rapela C W (eds), Andean Magmatism and Its Tectonic Setting, Geol Soc Am, Sp Pap 265:79-91.

Ramos, V. A. y Kay, S. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En: S. Kay y V. Ramos (eds) 163 Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.

Ramos, V. A., Litvak, V., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extensión in a thin crust (34°-37°SL). Geoscience Frontiers 5:351-367.

Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Carrizo, D., y Armijo, R., 2018. "Revisiting the Crustal Structure and Kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the Mechanics of Andean Mountain Building" *Tectonics*, Volume 37, Issue 5 p. 1347-1375

Rovereto, G. 1914. Los estratos araucanos y sus fósiles. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural* 25: 1-250, Buenos Aires.

Sander, B. 1930. *Gefügekunde der Gesteine. (Mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite)*. J. Springer 352 pp Vienna. 1934. *Petrofabries (Gefügekunde der Gesteine)* and *Orogenesis, Am. Jour. Sci.*, vol. xxviii: 37–50.

Singer, S., 2013. "Paleomagnetismo y anisotropía de la susceptibilidad magnética de ignimbritas del Complejo Volcánico Altiplano-Puna, Andes Centrales: su aplicación a la reconstrucción volcano-tectónica." Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, Tesis doctoral. Buenos Aires, 286 p.

Spallètti, L. A. 1995. Depósitos de tormenta en un frente deltaico. Jurásico medio de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(3), 261-272.

Spallètti, L. A., 1999. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica*, v. 32, no 1-2, p. 29-50.

Spallètti, L. A. 2001. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina.

Stelzner, A., 1876. *Geologie der Argentinischen Republik*. En: Napp, R., *Die argentinischen Republik*, 71 ff. Buenos Aires.

Tapia, A., 1935. Pilcomayo. Contribución al Conocimiento de las Llanuras Argentinas. Boletín 40, 143 p. Buenos Aires, Dirección de Minas y Geología.

Tarling, D.H., y Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall.

Trumpy, E. y Lhez, R. 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato, Boletín de Informaciones Petroleras 15(152): 39-56.

Vicente, A. M. 1958, Relevamiento geológico de las estructuras Atamisque y El Quemado. (Huayquerías del Este, Mendoza), Inédito, YPF. Buenos Aires.

Wells, D., L., y Coppersmith, K. J., 1994. "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement". Bulletin of the Seismological Society of America (1994) 84 (4): 974–1002

Yrigoyen, M. R. 1954. Geología del Borde Oriental de la Cordillera entre los 32° 20' y 34° 15' Latitud Sur; provincia de Mendoza. Inédito, YPF. Buenos Aires. p 25.

Yrigoyen, M. R. 1979. Cordillera Principal en Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1: 651-694, Córdoba, Argentina.

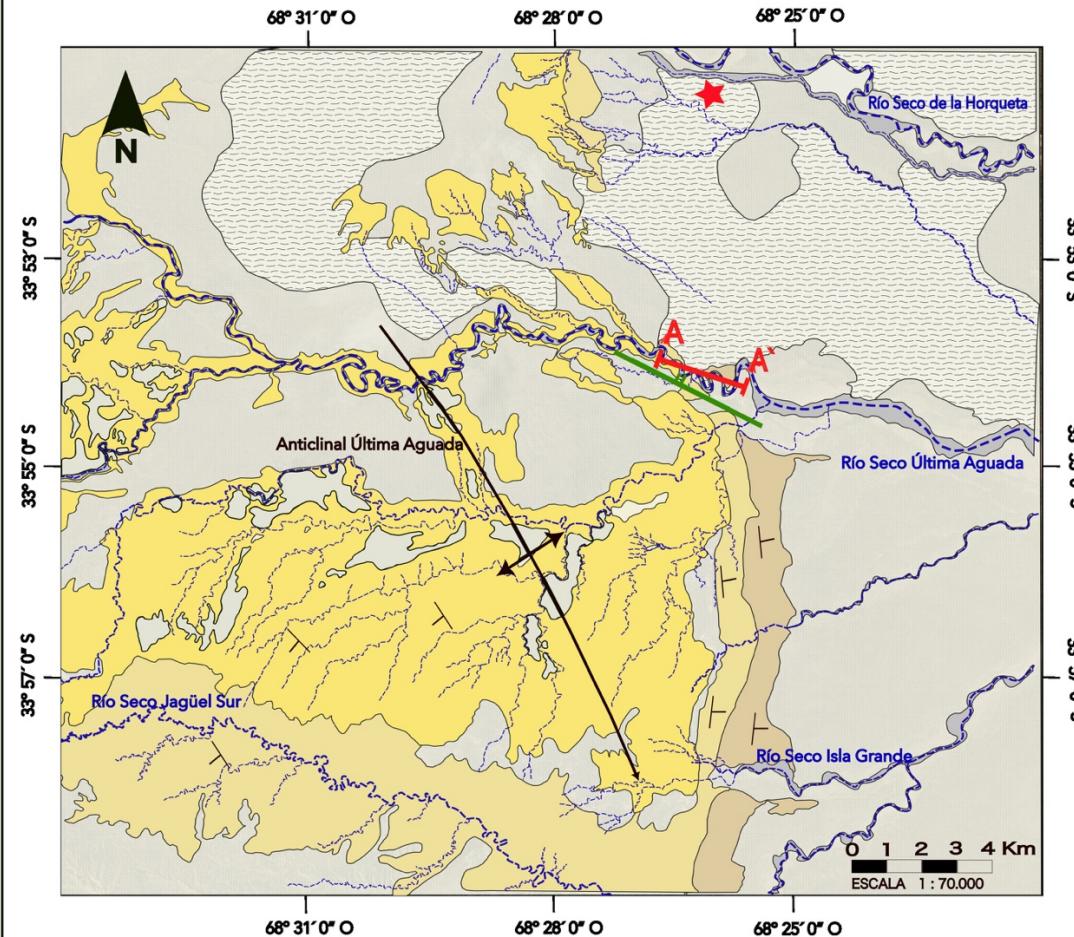
Yrigoyen, M. R. 1994. Revisión estratigráfica del neógeno de las Huayquerías de Mendoza septentrional, Argentina. Ameghiniana 31 (2): 125-138. Buenos Aires.

## **APÉNDICE: Mapa Geológico**

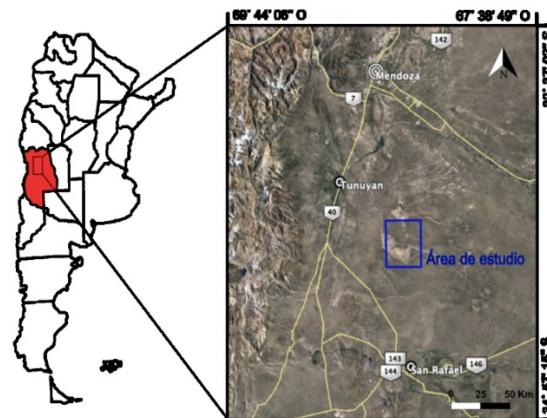


UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura  
Juan Ignacio Otaola  
2024



Ubicación geográfica  
del área de estudio



REFERENCIAS

- Planicie actual
- Depósitos eólicos (Holoceno)
- Depósitos Aluviales (Pleistoceno Tardío)
- Fm. Bajada Grande (Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano)
- Fm. Tunuyán (Plioceno Temprano)
- Fm. Huayquerías (Mioceno Tardío)
- Cursos efímeros
- ★ Puesto
- ↗ Anticlinal
- ↖ Perfil
- ↖ Falla inversa

