



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

**Paleogeografía del Subgrupo Santa Bárbara a partir de datos
paleomagnéticos y de anisotropía de susceptibilidad
magnética, en la Subcuenca de Metán - Alemania, Noroeste
Argentino**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la
Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

Lic. Juan Martín Calvagno

Directora de tesis: Renata N. Tomezzoli

Consejero de Estudios: Matías C. Ghiglione

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales
de Buenos Aires (IGEBA), Departamento de Ciencias
Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires.

Buenos Aires, 2023

Para Micaela

Eternamente agradecido

Índice

Resumen	i
Abstract	iii
Agradecimientos	iv
Capítulo I: Introducción	1
<i>Objetivos</i>	2
<i>Ubicación</i>	3
Capítulo II: Antecedentes	6
Capítulo III: Marco Geológico Regional	10
<i>Subgrupo Pirgua</i>	15
<i>Subgrupo Balbuena</i>	16
<i>Subgrupo Santa Bárbara</i>	19
Capítulo IV: Metodologías	24
<i>Anisotropía de Susceptibilidad Magnética</i>	24
Fundamentos teóricos del método	24
Parámetros de magnitud y forma del elipsoide de anisotropía	26
Representación gráfica de la anisotropía	29
<i>Metodología de Trabajo</i>	30
<i>Trabajo de campo</i>	30
<i>Trabajo de gabinete</i>	32
<i>Paleomagnetismo</i>	34
<i>Mineralogía magnética</i>	37
Capítulo V: Localidades de estudio y estratigrafía	38
<i>Arroyo Chuñapampa Este (CH)</i>	38
<i>Arroyo Chuñapampa Oeste (2CH)</i>	45
<i>Arroyo Pablo (AP y 2AP)</i>	51
<i>Resumen de la evolución paleoambiental</i>	58
Capítulo VI: Anisotropía de susceptibilidad magnética	60
<i>ASM a lo largo del perfil de Chuñapampa Este (CH)</i>	60
<i>Interpretación de los resultados del Arroyo Chuñapampa Este</i>	62
<i>ASM a lo largo del perfil de Chuñapampa Oeste (2CH)</i>	65
<i>Interpretación de los resultados del Arroyo Chuñapampa Oeste</i>	68

<i>ASM a lo largo del perfil de Arroyo Pablo (AP/2AP)</i>	70
<i>Interpretación de los resultados del Arroyo Pablo</i>	72
Capítulo VII: Paleomagnetismo	75
<i>Paleomagnetismo en la localidad Chuñapampa Oeste (2CH)</i>	77
<i>Paleomagnetismo en la localidad Chuñapampa Este (CH)</i>	79
<i>Paleomagnetismo en la localidad Arroyo Pablo (AP y 2AP)</i>	84
<i>Evaluación paleomagnética de rotaciones según ejes verticales</i>	88
<i>Análisis de los resultados paleomagnéticos</i>	90
Capítulo VIII: Mineralogía Magnética	93
Capítulo IX: Discusión de los resultados	96
Capítulo X: Conclusiones	105
Referencias	108
Anexo	122

Paleogeografía del Subgrupo Santa Bárbara a partir de datos paleomagnéticos y de anisotropía de susceptibilidad magnética, en la Subcuenca de Metán - Alemania, Noroeste Argentino

RESUMEN

La Cuenca del Grupo Salta (Cretácico – Paleógeno) es una cuenca de rift intracontinental, cuyo desarrollo está asociado a la apertura del océano Atlántico Sur desde el Cretácico Inferior. Estratigráficamente, la cuenca está subdividida en tres subgrupos, donde cada uno representa el relleno sedimentario en las distintas etapas del desarrollo del Rift (subgrupo Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara). Morfológicamente, la cuenca se encuentra subdividida en diferentes depocentros, separados por un alto estructural llamado Dorsal Salto-Jujeña. El depocentro de Tres Cruces se encuentra hacia el norte, el depocentro de Lomas de Olmedo se extiende hacia el este y el depocentro de Metán-Alemania se desarrolla hacia el sur.

El intervalo de interés para este estudio es el correspondiente al Subgrupo Santa Bárbara, que se desarrolla desde el Paleoceno temprano hasta el Eoceno medio y representa un estadio de post-rift, que posteriormente evoluciona a un ambiente de antepaís, producto del comienzo de la estructuración andina desarrollada desde el oeste. Una de las teorías vigentes propone que la estructuración andina se dio de manera paulatina, en el contexto de un ambiente de antepaís fragmentado.

La anisotropía de susceptibilidad magnética tiene un vínculo estrecho entre los ejes constitutivos de su elipsoide y las direcciones de esfuerzos y/o deformación presente en las rocas. Es por lo tanto un método útil, práctico y confiable para llevar a cabo estudios de evolución estructural en una zona, ya que permite determinar los esfuerzos actuantes que dieron origen a tal deformación.

Es así como en este trabajo se buscó caracterizar la evolución estructural y sedimentaria del subgrupo Santa Bárbara en la zona de la subcuenca de Metán Alemania, a partir de información paleomagnética y de anisotropía de susceptibilidad magnética de las rocas estudiadas. Para ello, se realizaron muestreos sistemáticos específicos para este tipo de estudios, en tres localidades pertenecientes a la subcuenca de Metán-Alemania, que se complementaron con estudios de mineralogía magnética para determinar el portador magnético. A su vez, se pudieron aislar direcciones paleomagnéticas de cada uno de los sitios de interés.

En casi todos los sitios de muestreo analizados fue posible aislar magnetizaciones medias características con polaridades normales y reversas. Los cambios de polaridad en el registro geológico estarían indicando un origen primario de estas magnetizaciones. A partir de las mismas se evaluaron posibles rotaciones según ejes verticales. Se observó que la localidad Chuñapampa Oeste (2CH) estaría rotada 15° en sentido horario en comparación con el polo paleomagnético de referencia de 50 Ma. de la Curva de Desplazamiento Polar Aparente (CDPA) en coordenadas de Sudamérica: PLat: -80.36°; PLon: 320.87° A95: 2.8°. En las otras dos localidades (Chuñapampa Este y Arroyo Pablo) no se cuantificaron rotaciones según ejes verticales.

Del estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética surge que la dirección media regional del eje k_{min} (paralelo al esfuerzo principal regional sigma 1) para el lapso de tiempo comprendido entre los 60 a 40 Ma. es de 300º (Paleoceno - Eoceno). Esta dirección difiere de la dirección de convergencia actual de la placa de Nazca con el continente Sudamericano y sería el resultado de una descomposición del vector de deformación regional en vectores de deformación locales. Se evaluaron diferentes propuestas paleogeográficas para poder explicar esta situación, entre las cuales se cuentan el condicionamiento de las fallas previas, y/o de los rasgos morfoestructurales a gran escala del paisaje previo.

Palabras claves: Cuenca del Grupo Salta, Subcuenca de Metán – Alemania, Subgrupo Santa Bárbara, Anisotropía de Susceptibilidad Magnética, Paleogeografía, Paleomagnetismo.

Keywords: Salta Group Basin, Metán - Alemania Sub-basin, Santa Barbara Subgroup, Anisotropy of magnetic susceptibility, Paleogeography, Paleomagnetism.

Paleogeography of the Santa Barbara Subgroup from paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility data, in the Metán – Alemania Sub-basin, NW Argentina

ABSTRACT

The Salta Group Basin is an intracontinental rift basin whose development is associated with the opening of the South Atlantic Ocean since lower Cretaceous. Stratigraphically, the basin is subdivided into three subgroups, where each one represents the sedimentary fill in the different stages of the Rift development (Pirguá, Balbuena and Santa Bárbara subgroups). Morphologically, the basin is subdivided into different depocenters, separated by a structural high called the Salto-Jujeña Ridge. The Tres Cruces depocenter is to the north, the Lomas de Olmedo depocenter extends to the east, and the Metán-Alemania depocenter develops to the south.

The interval of interest for this study corresponding to the Santa Bárbara subgroup, which develops from the early Paleocene to the middle Eocene and represents a post-rift stage, which later evolves into a foreland environment, product of the initial phases of Central Andean evolution. One of the current theories proposes that the Andean structuring occurred gradually, in the context of a fragmented foreland system.

The anisotropy of magnetic susceptibility has a close link between the constitutive axes of its ellipsoid and the directions of stress and/or strain present in the rocks. It is therefore a useful, practical and reliable method to carry out studies of structural evolution in an area, since it allows determining the acting forces that gave rise to such deformation.

This is how this work sought to characterize the structural and sedimentary evolution of the Santa Bárbara subgroup in the area of the Metán Alemania sub-basin, based on paleomagnetic information and anisotropy of magnetic susceptibility of the rocks studied. Specific systematic samplings were carried out for these types of studies, in three localities belonging to the Metán-Alemania sub-basin, which were complemented with magnetic mineralogy studies to determine the magnetic carrier.

In almost all the analyzed sampling sites it was possible to isolate characteristic medium magnetizations with normal and reverse polarities. The polarity changes in the geological record would be indicating a primary origin of these magnetizations. From the evaluation of rotations according to vertical axes, it was observed that the Chuñapampa Oeste (2CH) locality would be rotated 15° clockwise compared to the 50 Ma reference paleomagnetic pole of the Apparent Polar Wonder Path (APWP) in South American coordinates. In the other two localities (Chuñapampa Este and Arroyo Pablo) no rotations were found according to vertical axes. From the study of anisotropy of magnetic susceptibility, it appears that the regional mean direction of the k_{\min} axis (parallel to the main regional stress sigma 1) for the period of time between 60 and 40 Ma is 300° (Paleocene - Eocene). This direction differs from the current convergence direction of the Nazca plate with the South American continent and would be the result of a decomposition of the regional deformation vector into local deformation vectors. Different paleogeographic proposals were evaluated to explain this situation, among which are the conditioning of previous faults, and/or large-scale morphostructural features of the previous landscape.

Agradecimientos

No miento si digo que los agradecimientos por esta tesis son lo primero que comencé a esbozar y lo último que terminé de escribir. Soy un convencido que el conocimiento científico se construye colectivamente y puedo dar fe de ello a partir de la realización de este trabajo.

En primer lugar, le agradezco a la **Universidad de Buenos Aires**, que me permitió acceder a una educación pública, libre, gratuita y de calidad, desde hace ya más de 10 años.

Le agradezco al **CONICET** por haber sido el organismo que me permitió dedicarme de tiempo completo al doctorado, a partir de la asignación de la beca. A su vez, debido a la pandemia debido al COVID-19, nunca nos dejó de financiar a todos aquellos que realizamos un doctorado y nos extendió la asignación de la misma.

A la primera persona que le tengo que agradecer es a **Renata**. Creo fervientemente que la relación Director-Doctorando debe ser primordial en el trabajo, y de una calidad humana de primer nivel. Y ella se aseguró que siempre suceda eso, estando siempre atenta a mis inquietudes, inconvenientes y propuestas. Hago extensivo también el agradecimiento a Ernesto, que siempre estuvo predisposto a cualquier inquietud.

Le agradezco a los jurados de esta tesis, los doctores **Juan Francisco Vilas** y **Patricio Payrola**, y a la doctora **Cecilia del Papa**. Todos los comentarios y sugerencias no hicieron más que mejorar y aumentar la calidad de este trabajo. Quiero agradecerle especialmente a Cecilia, ya que fue una de los artífices para que esta tesis se realice, recomendando zonas de estudio y estando atenta a los avances.

Gracias a la gente de Geomap y Lateandes, por haber sido tan hospitalarios y atentos durante mi estadía en Salta. La ayuda de **Nicolás Donaire** en el campo fue esencial para realizar las tareas de las campañas.

Especialmente gracias a **Juan Hernández**, que me ayudó y me acompañó en el campo. Su ayuda y sus conocimientos fueron fundamentales para entender la zona de estudio. Gracias también a **Roberto Hernández** por estar dispuesto a compartir sus conocimientos sobre el área de estudio.

A todo el Laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel Valencio”. Es muy grato poder trabajar en un ambiente tan distendido y compañero.

A la Generación Dorada, por haber forjado un clima hermoso tanto dentro como fuera de la facultad. Especialmente a **Víctor** con quien compartí oficina cuando llegué y pudimos hablar largo y tendido de cualquier cosa, y a **Leandro**, que me ayudó y guio en los primeros pasos en el doctorado. Gracias también a **Fernando** y **Matías**, por haber ayudado en la preparación y medición de las muestras.

A mis amigos de la vida **Juan José** y **Juan Pablo**, que siempre estuvieron bancándome desde el día uno y fueron grandes pilares de apoyo en este camino.

A **Jabalíes FA**, por haber sido un gran (y necesario) cable a tierra.

A toda mi familia, por estar siempre en las buenas y en las malas.

Por último, le estoy eternamente agradecido a **Mica**. Con su cariño y apoyo incondicional fue la responsable que yo pueda haber realizado y finalizado el doctorado.

CAPÍTULO I

Introducción

La Cuenca del Grupo Salta es una cuenca de rift intracontinental, cuyo desarrollo se asocia a la apertura del océano Atlántico Sur durante el Cretácico Inferior. Estratigráficamente, la cuenca está subdividida en tres subgrupos, donde cada uno representa el relleno sedimentario en las distintas etapas del desarrollo del Rift (subgrupos Pircua, Balbuena y Santa Bárbara). Los depósitos de la formación Yacoraite, ubicados en el subgrupo Balbuena, son objetivos de interés económico ya que los mismos son productores de hidrocarburos en distintos sectores de la cuenca.

Morfológicamente, la cuenca se encuentra subdividida en diferentes depocentros, separados por un alto estructural llamado Dorsal Salto-Jujeña. El depocentro de Tres Cruces se encuentra hacia el norte, el depocentro de Lomas de Olmedo se extiende hacia el este y el depocentro de Metán-Alemania se desarrolla hacia el sur. Es, en este último, sobre el que está enfocado el presente trabajo (Fig. 1.1).

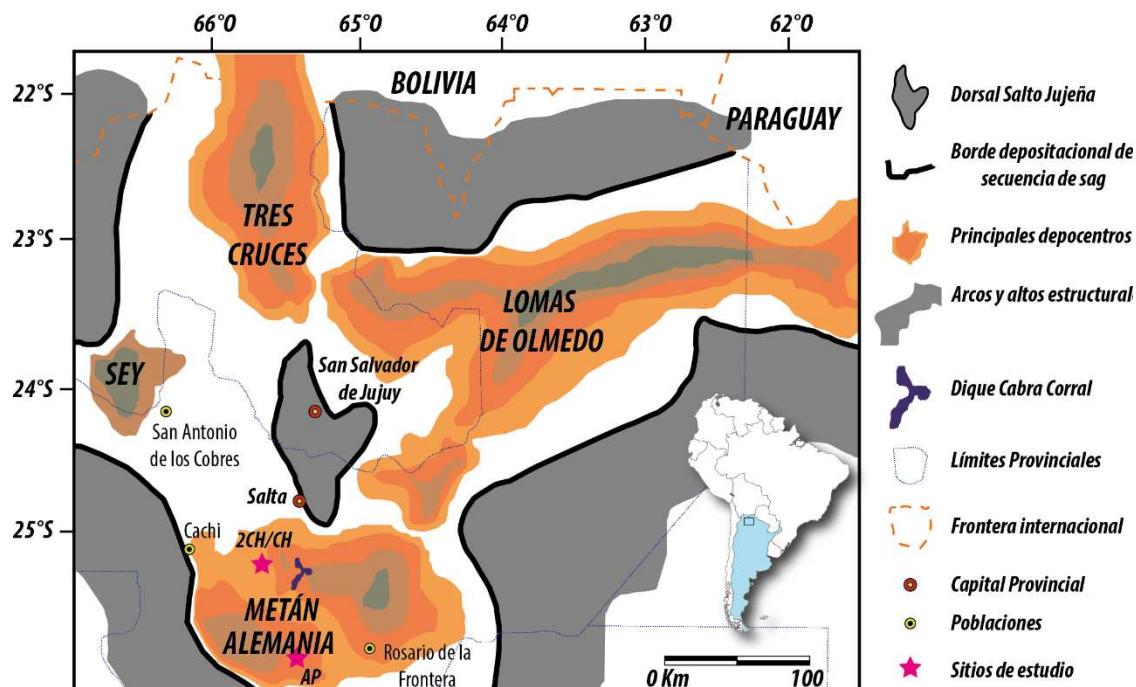


Figura 1.1: Detalle del noroeste argentino con los depocentros, arcos y altos estructurales de las subcuenca del Grupo Salta, y los sitios de estudio respectivos del presente trabajo (modificado de Hernández *et al.*, 2017).

El intervalo de interés para este estudio es el correspondiente al subgrupo Santa Bárbara, que se desarrolla desde el Paleoceno temprano hasta el Eoceno medio y representa el estadío de post-rift, que luego evolucionó a un ambiente de antepaís, producto del comienzo de la estructuración andina desarrollada desde el oeste.

En las últimas décadas, los estudios del campo magnético terrestre y del magnetismo de las rocas han cobrado cada vez mayor relevancia, debido a la estrecha relación existente entre los mismos y la dinámica sedimentaria y/o tectónica terrestre. Las rocas son capaces de registrar en sus minerales ferromagnéticos el campo magnético terrestre presente en el momento de su formación y conservar la información como verdaderas memorias magnéticas, durante millones de años. El secreto está en poder obtenerla correctamente y luego saber interpretarla. A su vez los minerales con propiedades magnéticas presentes en las rocas durante los episodios de deformación permiten en muchos casos “calcar” las direcciones de deformación, y por lo tanto nos dan una pauta de cuáles fueron las direcciones de los esfuerzos actuantes al momento de la deformación, conocimiento clave en el entendimiento de la evolución estructural de una zona.

Dada la importancia del conocimiento de la evolución estructural y sedimentaria de una cuenca productora de hidrocarburos, en este trabajo se buscó caracterizar la información paleomagnética y de susceptibilidad magnética de las rocas estudiadas.

Objetivos del presente trabajo

El objetivo principal de este trabajo consistió en ajustar con mayor precisión la evolución tectónica y paleogeográfica del subgrupo Santa Bárbara en la subcuenca de Metán – Alemania (Fig. 1.1), utilizando datos paleomagnéticos y de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). Es así que se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Levantar columnas sedimentarias de unidades litoestratigráficas correspondientes al subgrupo Santa Bárbara en las localidades de Arroyo Pablo y Arroyo Chuñapampa, ubicadas en la subcuenca de Metán – Alemania.
- Realizar un muestreo paleomagnético sistemático en cada localidad, evaluando las facies sedimentarias más convenientes para el mismo.
- Obtener las direcciones de esfuerzos y de deformación de las unidades estudiadas a partir del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética.
- Determinar y cuantificar la existencia de rotaciones tectónicas de bloques segmentados a través de estudios paleomagnéticos.

- Utilizar los parámetros de susceptibilidad magnética para identificar variaciones a lo largo de la historia evolutiva de las secuencias.
 - Proponer una evolución estructural y paleogeográfica de las localidades de estudio, considerando el cambio en los ambientes tectónicos y sedimentarios a lo largo del tiempo, y las direcciones de esfuerzos regionales y/o locales preponderantes.
 - Aportar nuevos datos paleomagnéticos del subgrupo Santa Bárbara en la subcuenca de Metán – Alemania.

Ubicación de la zona de estudio

Las localidades de estudio se encuentran en la Provincia de Salta, al sur de su ciudad capital. Esta zona, conocida como Valle de Lerma (Fig. 1.2), se encuentra en una altitud promedio de 1000 metros sobre el nivel del mar. El clima predominante es de tipo templado con invierno seco y verano suave, con un período de precipitaciones predominantes entre diciembre y febrero.

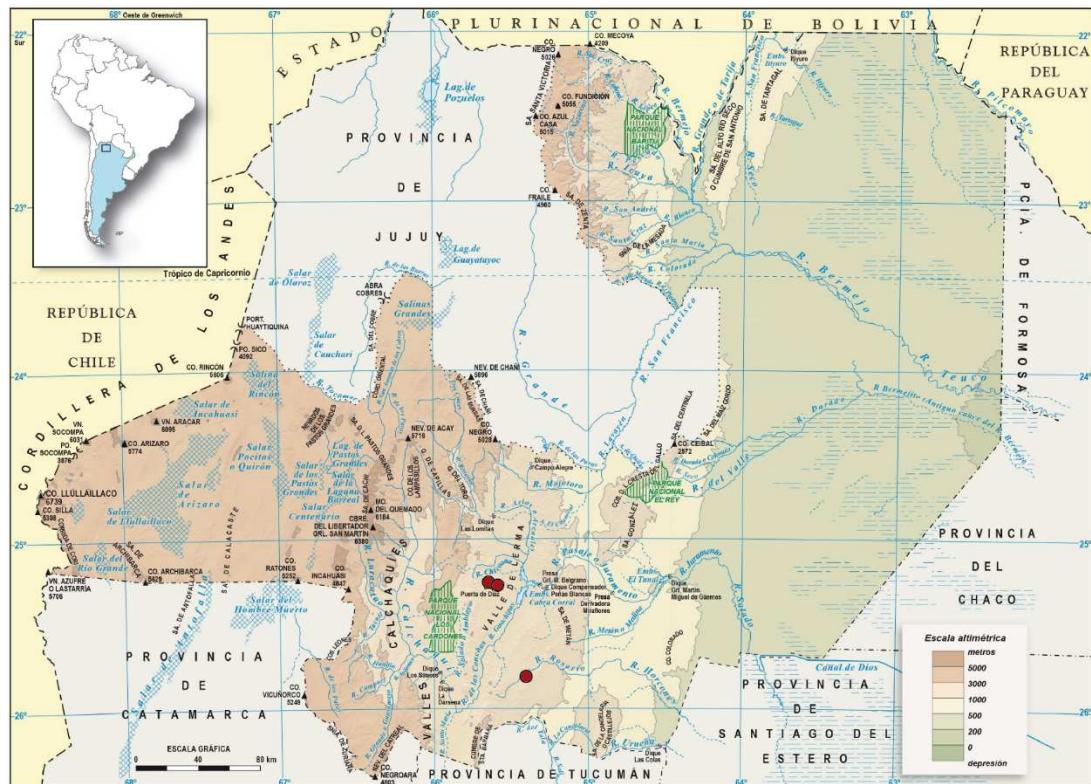


Figura 1.2: Mapa físico de la Provincia de Salta. Los puntos rojos indican las localidades de estudio (Fuente: Instituto Geográfico Nacional).

Formando parte de los Andes Centrales, la Provincia de Salta se extiende de oeste a este por la Puna, la Cordillera Oriental, el sistema de Santa Bárbara, la Llanura Chaqueña y parte de las Sierras Subandinas hacia el norte (Fig. 1.3). La deformación cortical ocasionada por la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana dio como resultado la formación de los Andes Centrales (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Allmendinger *et al.*, 1983; Allmendinger *et al.*, 1997; Fig. 1.4). La Cordillera Oriental constituye una cadena montañosa con doble vergencia, caracterizada por fajas de corrimiento constituidas por estratos paleozoicos y más jóvenes, tanto en su margen occidental como oriental, cuya deformación en su sector interno está controlada por el basamento (Colleta *et al.* 1990, Ramos y Aleman 2000).

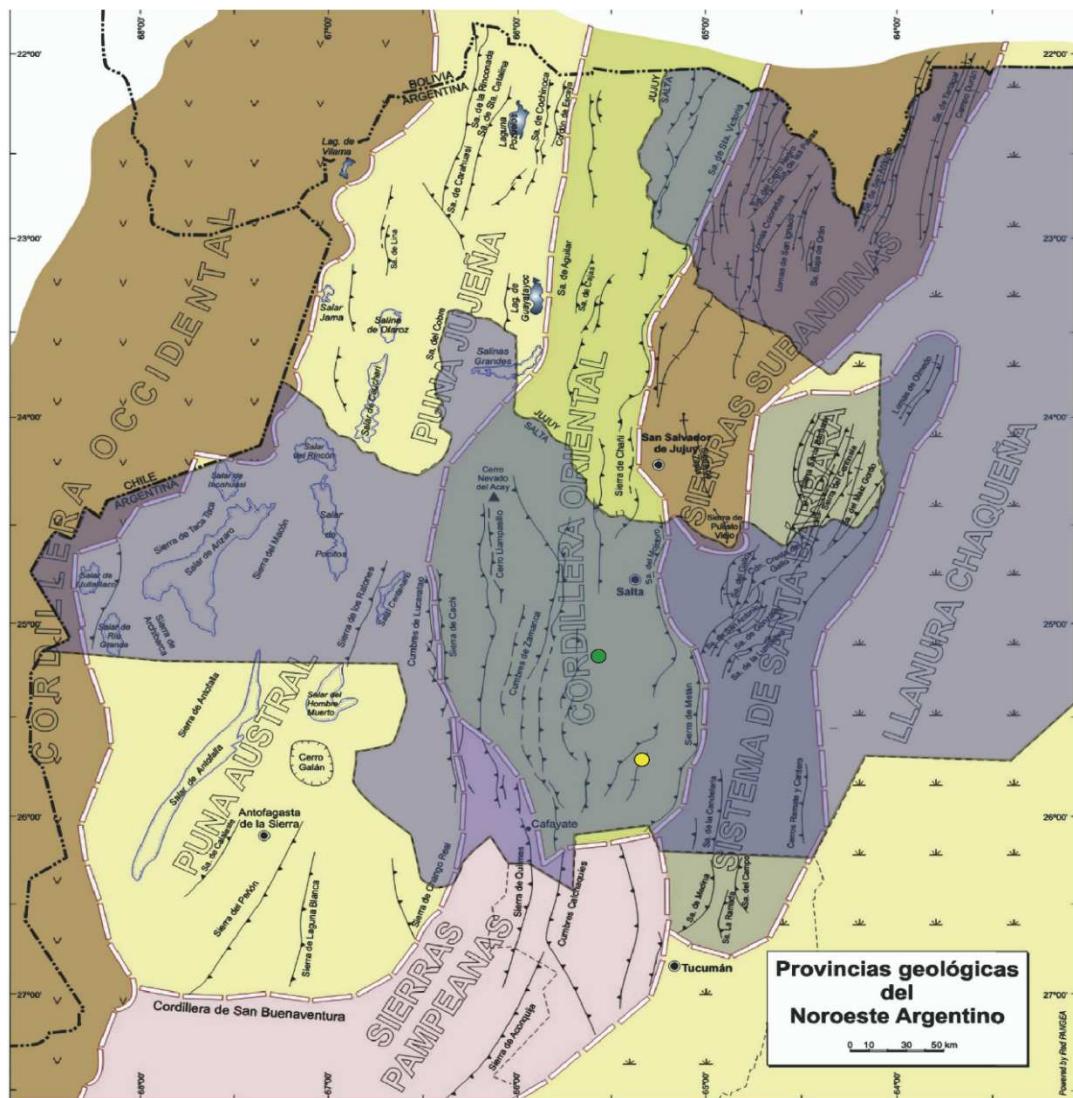


Figura 1.3: límites de las provincias geológicas del noroeste argentino. En violeta se encuentra resaltada la provincia de Salta. Punto Verde: Arroyo Chuñapampa. Punto Amarillo: Arroyo Pablo (Modificado de Ramos, 2017)

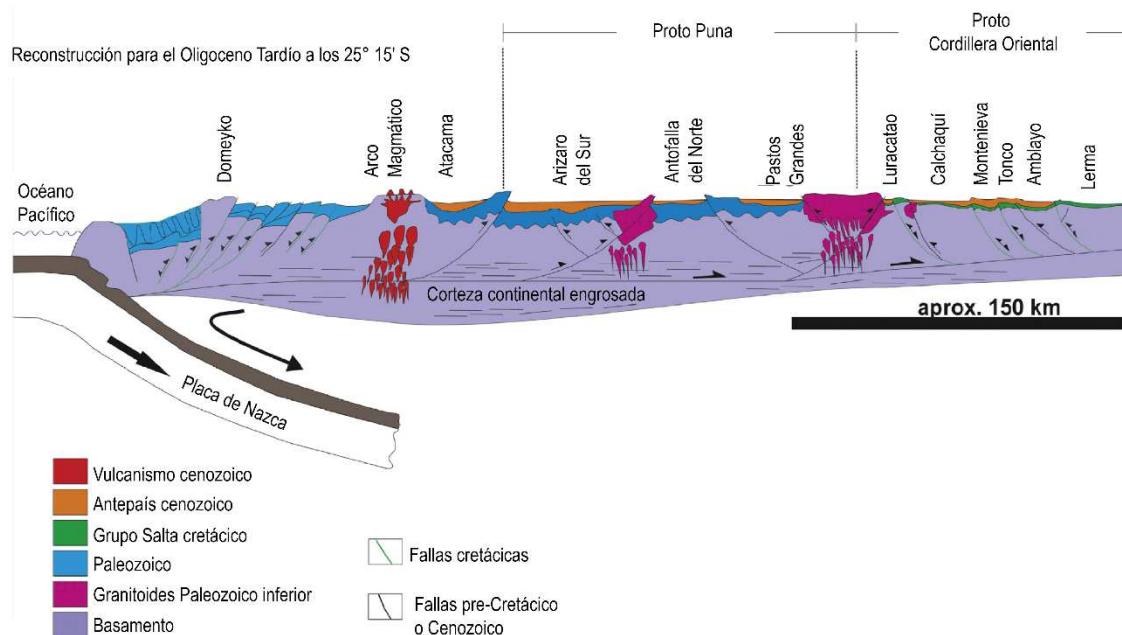


Figura 1.4: Esquema evolutivo para el Oligoceno Tardío de las estructuras en la Cordillera Occidental, Puna y Cordillera Oriental (modificado de Payrola *et al.*, 2020).

La zona de estudio se encuentra en la provincia de Salta latitudinalmente entre los 25° 14' S y 25° 50' S, y longitudinalmente entre los 65° 25' O y 65° 25' O. Para acceder a la misma, se toma la Ruta Nacional N°68 hacia Coronel Moldes, pasando por las localidades de Cerrillos, La Merced y El Carril. Para entrar a la zona del Arroyo Pablo se toma la Ruta Provincial N°6, utilizando el camino provincial por el que se accede a las Cuevas Pintadas de Guachipas y a Pampa Grande por la Cuesta del Lajar. Se continúa hacia la localidad de Carahuasi hasta que se cruza el Río La Cueva. La zona de muestreo se centró a 10 kilómetros aproximadamente de la estancia Pampa Grande. Para acceder a la zona del Arroyo Chuñapampa, una vez que se llega a Coronel Moldes se toma el camino hacia el Potrero de Díaz y se continúa a pie durante 2 horas aproximadamente hasta el límite Yacoraite-Olmedo. Estos sitios se encuentran en el marco geológico de la subcuenca de Metán – Alemania, que representa la rama sur de la Cuenca del Grupo Salta.

CAPÍTULO II

Antecedentes

El interés por el conocimiento geológico del norte argentino data de hace más de 120 años. Posiblemente haya sido Ludwig Brackebrush (1883) uno de los primeros en reconocer la presencia de hidrocarburos en la zona. Esto lo motivó a denominar “Formación Petrolífera” a lo que hoy se conoce como “Formación Yacoraite”. En la primera mitad del siglo XX, numerosos trabajos fueron realizados describiendo las observaciones de los afloramientos de la zona (Stappenbeck, 1914, 1921; Bonarelli, 1913, 1921; Bonarelli y Pastore, 1918; Rassmuss, 1920, 1921; Keidel, 1921, 1927; Windhausen, 1931 y Schlagintweit, 1936, 1937 entre otros). Durante las décadas del 40 al 70, se sumaron trabajos de mapeo realizados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), la Dirección de Minería y la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA). Todos estos trabajos contribuyeron a definir los principales componentes estratigráficos de la cuenca cretácica del Noroeste argentino, definiendo límites y ambientes depositacionales.

Fue Turner (1960) quien se encargó de ordenar y definir lo que llamó “Grupo Salta”, que subdividió en distintos subgrupos y formaciones constituyentes. Diez años más tarde, Moreno (1970) realizó el primer intento de sistematizar el relleno sedimentario de toda la cuenca, adaptándose a las normas litoestratigráficas vigentes en ese momento, y nombrando así al Subgrupo Santa Bárbara como la parte cuspidal del relleno tectonosedimentario correspondiente a la etapa de rift (Fig. 2.1). Dos años más tarde, Reyes (1972) reconoció, subdividió y denominó tres subcuenca en este sector del territorio argentino: Tres Cruces, Lomas de Olmedo y Metán-Alemanía. A su vez, dio nombre a las dorsales de San Pablo y Salto-Jujeña que funcionaron como altos topográficos durante la sedimentación del relleno de la cuenca.

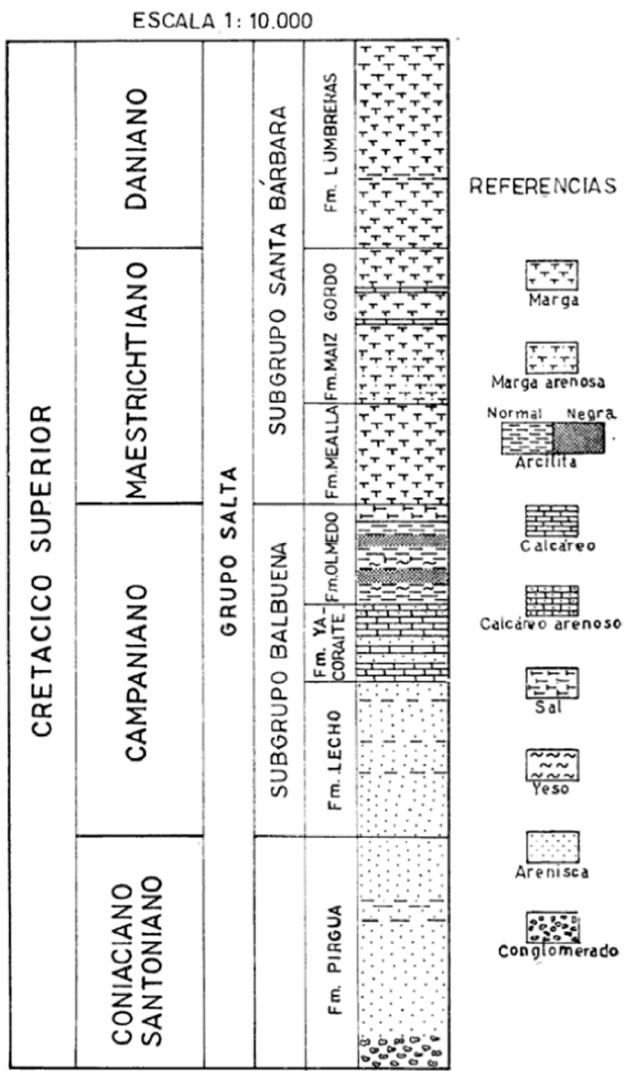


Figura 2.1: Perfil tipo del Grupo Salta que aflora en la Cuenca Neocretácica en el Noroeste argentino (realizado por Moreno, 1970).

A partir del descubrimiento del yacimiento Caimancito en 1969, se comenzó a prestar especial atención a las unidades y trampas geológicas de la cuenca. Es así como YPF se encargó en las décadas del 80 y 90 realizar el mapeo de superficie y subsuelo de toda la cuenca, mediante los trabajos de campo que se organizaban en comisiones geológicas radicadas en el territorio. Este tipo de logística permitió que se realizaran trabajos intensivos y de detalle de cada una de las cuencas en las que se instalaban, dando lugar a la posibilidad de acceder a lugares inhóspitos que, de no mediar ese tipo de organización, hubiese sido imposible llegar. Los conocimientos adquiridos durante los trabajos realizados en esta zona por dichas comisiones geológicas son propiedad de YPF y se encuentran documentados como informes inéditos (Boll y Hernández, 1985; Boll y Hernández, 1989 y Hernández y Disalvo, 1992 entre otros). Posteriormente gran

parte de este material fue publicado en una síntesis de Gómez Omil *et al.* (1989) a lo que se suma lo posteriormente publicado por Hernández *et al.* (1999, 2008).

Marquillas *et al.* (2005) contribuyeron con estudios sedimentarios aportando a la interpretación paleoambiental de la evolución de la cuenca del Grupo Salta. Estos autores presentaron los principales rasgos litológicos de los ambientes de sedimentación de las formaciones que lo constituyen, como también las edades de sedimentación y vulcanismo asociado a las mismas, relacionándolos con la evolución tectónica de la región (Fig. 2.2). A este trabajo de síntesis, se le suma la evolución geológica y de exploración de hidrocarburos realizada por Starck (2011), donde exhibe las principales fallas normales de toda la cuenca producidas por el rift cretácico.

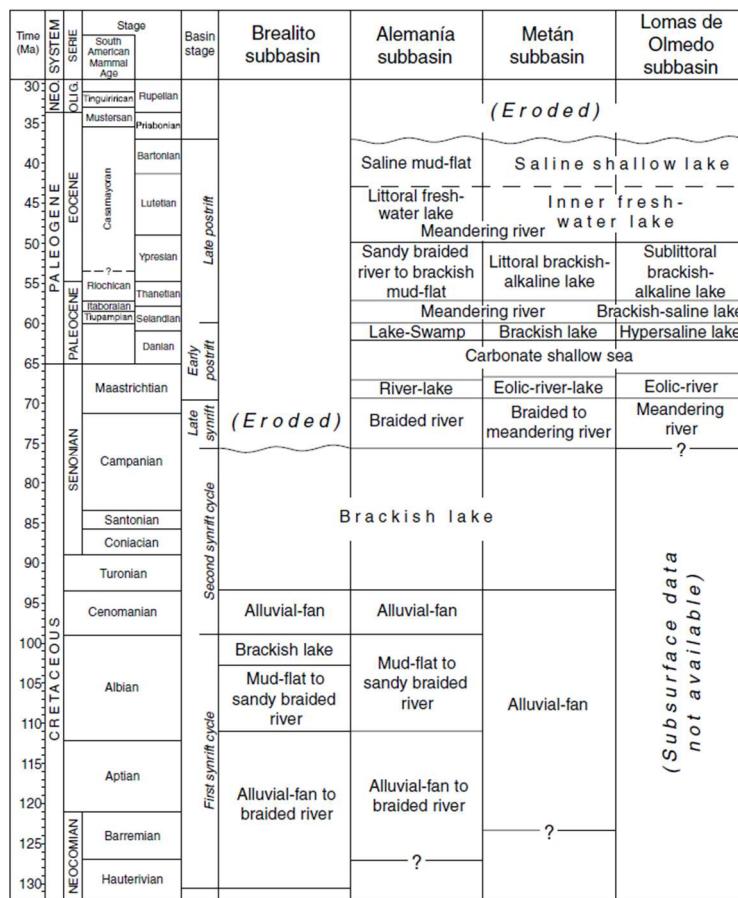


Figura 2.2: Cuadro simplificado de la distribución temporal y espacial de los principales ambientes del Grupo Salta (tomado de Marquillas *et al.*, 2005)

Si bien no son numerosos los trabajos disponibles en la zona aún en la actualidad, a fines de la década del 70 (Carbajal *et al.*, 1977 y referencias allí citadas) ya empiezan a mencionar estudios realizados en las zonas de Pampa Grande y

aledaños (Fig. 2.3), donde se aportaron datos paleontológicos y estratigráficos principalmente de los afloramientos de la Formación Lumbra. Casi medio siglo después, nuevos datos radimétricos fueron aportados a partir de dataciones de tobas encontradas en la zona (Del Papa *et al*, 2010 y 2022), pudiendo así establecer líneas de tiempo en los afloramientos de la Formación Lumbra y Formación Mealla. En el área del Arroyo Chuñapampa, lugar donde se llevó a cabo parte del presente trabajo, varios estudios geológicos fueron realizados por la Comisión Geológica Nº6 de YPF en los años 90, que se encuentran como informes inéditos.

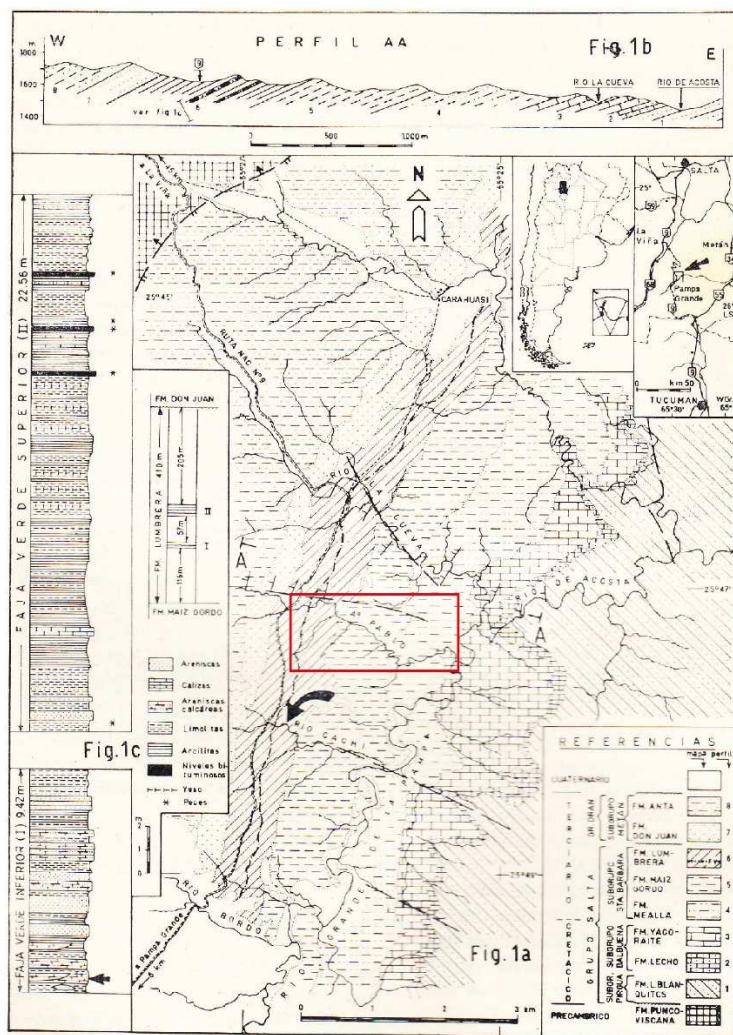


Figura 2.1: Mapa de ubicación y perfiles estratigráficos y estructural realizados en el área de Pampa Grande por Carbajal y colaboradores. El recuadro rojo indica la zona de estudio del presente trabajo (tomado de Carbajal *et al.*, 1977).

Para mayor información sobre los antecedentes estratigráficos y estructurales, se remite al lector al capítulo siguiente.

CAPÍTULO III

Marco geológico regional

La cuenca del Grupo Salta de edad cretácica-paleógena abarca casi la totalidad de la provincia de Jujuy y gran parte de la provincia de Salta en el noroeste de Argentina (Fig. 3.1). Se desarrolló sobre un basamento heterogéneo que resultó de la consolidación y evolución tectónica del noroeste argentino desde el Proterozoico hasta el Paleozoico Tardío (Marquillas y Salfity, 1989). Su origen se debe al desarrollo de un rift intracontinental, que se encuentra relacionado con la apertura del Océano Atlántico y la consecuente separación de África y Sudamérica durante el Mesozoico (Uliana *et al.* 1988; Salfity y Zambrano 1990; Hallam 1991; Tankard *et al.* 1995; Belotti *et al.*, 1995; Filho *et al.* 2000). Dicha separación afectó las velocidades de convergencia de las placas de Nazca y Sudamérica, como así también la extensión en el retroarco del margen convergente entre la placa Sudamericana y la Pacífica, distante 300 kilómetros del arco volcánico cretácico (Hartley *et al.* 1988, Fig. 3.2). El origen de la cuenca fue asociado a un rift de antepaís abortado (Galliski y Viramonte, 1988), que consistía en grábenes interconectados que convergían en una unión triple y un alto central. Las estructuras relacionadas a este rift en algunos casos están bien preservadas (Bianucci y Homovc, 1982), y en cambio en otros han sido obliteradas por la deformación Andina ocurrida a partir del Cretácico superior- Paleógeno, habiendo posiblemente ejercido un control sobre dicha estructuración (Allmendinger *et al.*, 1983; Bianucci *et al.*, 1983; Grier *et al.*, 1991; Cahill *et al.*, 1992; Monaldi y Kley, 1997; Cristallini *et al.*, 1997, entre otros).

El diseño de esta cuenca en territorio argentino presenta un arreglo en "Y" (Fig. 3.1) en el que la rama noroeste está representada por la Subcuenca de Tres Cruces (directamente conectada a la cuenca Andina Boliviana), la rama noreste corresponde a la ya mencionada Subcuenca de Lomas de Olmedo, y por último la rama sur involucra al depocentro de Metán-Alemania, que representa la terminación austral del sistema distensivo andino. Estas ramas convergen en un alto estructural conocido como Dorsal Salto Jujeña.

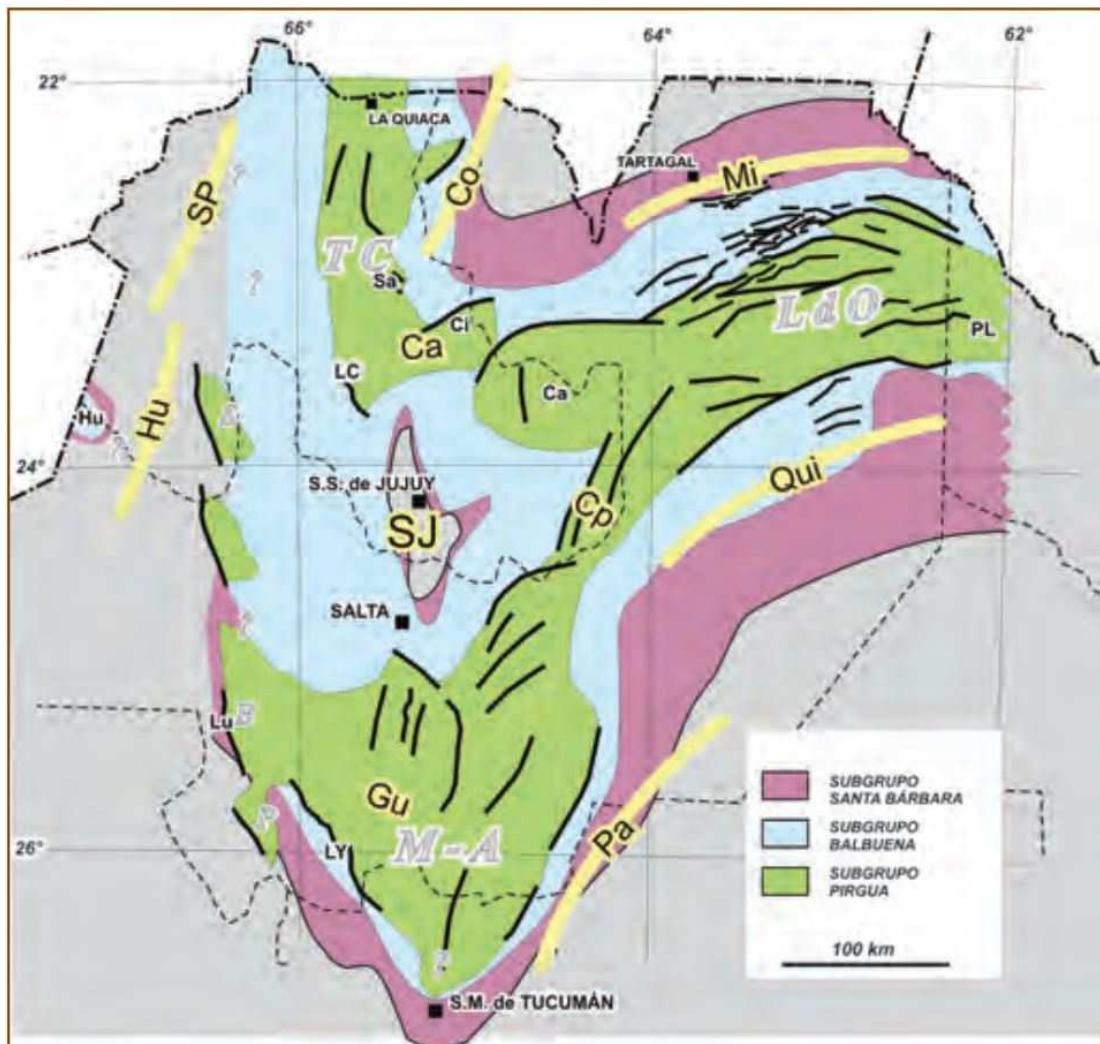


Figura 3.1: Mapa general de la Cuenca del Grupo Salta con la extensión geográfica de los subgrupos que la rellenan. Depocentros: TC: Tres Cruces, LdO: Lomas de Olmedo, M-A: Metán Alemania, S: Sey, B: Brealito, P: Pucará. Rasgos estructurales positivos: SP: Dorsal de San Pablo, Co: Arco de Condor, Mi: Dorsal de Michicola, Hu: Arco de Huaytiquina, Ca: Umbral de Calete, SJ: Dorsal Saltojujeña, Cp: Umbral de Cachipunco, Qui: Arco del Quirquincho, Gu: Umbral de Guachipas, Pa: Arco Pampeano. Algunas de las localidades citadas en el texto son: Sa: Sapagua, Ci: Cianzo, Hu: Huaytiquina, LC: Los Colorados, Ca: Caimancito, PL: Palmar Largo, Lu: Luracatao, LY: La Yesera (Tomado de Starck, 2011)

El relleno sedimentario de la Cuenca del Grupo Salta o Cuenca del NOA corresponde a depósitos continentales y marinos restringidos, desarrollados en un ambiente tectónico de syn-rift y post-rift desde el Cretácico inferior hasta el Paleógeno, donde los sedimentos comienzan a acumularse en un ambiente tectónico influenciado por el levantamiento andino (Starck, 2011). Es común encontrar intercalaciones de rocas volcánicas, en principio debido al magmatismo de intraplaca asociado a la propia apertura del rift (Valencio, 1976; Viramonte *et al.* 1999; Zappettini, 2017), y posteriormente a la contribución de las erupciones volcánicas asociadas al magmatismo de arco vinculado al levantamiento andino (del Papa, 2010 y 2022).

Si bien la cuenca tiene una geometría variable, el total del relleno sedimentario es reconocido a lo largo de la misma y ha sido englobado en lo que se conoce como Grupo Salta (Turner, 1960), subdividido a la vez por tres subgrupos: Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara (Fig. 3.3)

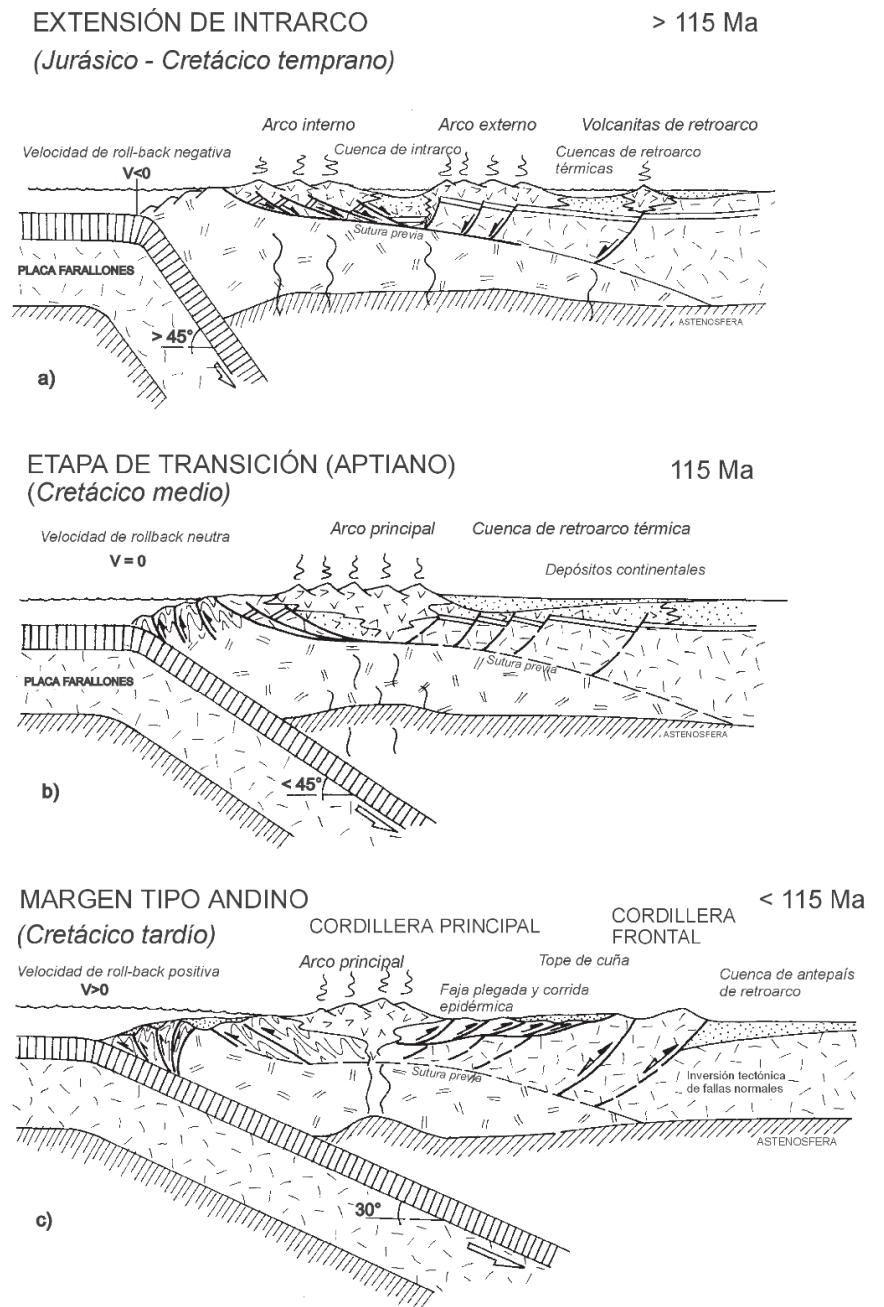


Figura 3.2: Régimen de subducción durante el Mesozoico temprano a lo largo del arco magmático de la Cordillera Principal. a) Estadio de intraarco marino con extensión generalizada en la región cordillerana; b) Estadio de transición con depósitos continentales asociados; c) Estadio compresivo con deformación e inversión tectónica (tomado de Ramos, 1999).

Debido a su interés y potencial petrolífero, el deseo por definir y delimitar la estratigrafía de esta cuenca data de hace más de ciento cincuenta años. Fue Brackebusch (1883) quién definió a las sedimentitas de la Formación Yacoraite como “Formación Petrolífera o Sistema de Salta”. Un siglo más tarde, Moreno (1970) realizó la primera síntesis estratigráfica de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, sistematizando sus límites y arreglos internos a lo largo de toda la cuenca.

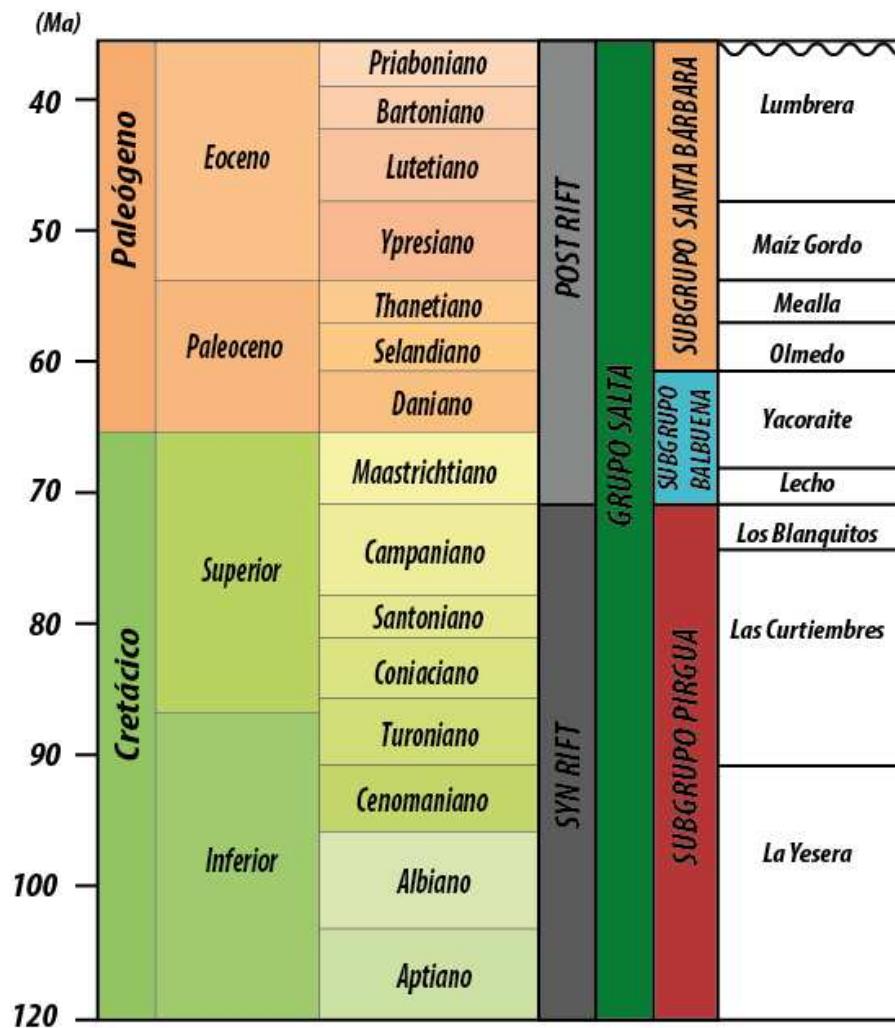


Figura 3.3: Columna litoestratigráfica del Grupo Salta (modificado de Hernández *et al.*, 2017)

La cuenca estuvo limitada por estructuras positivas externas (arcos) e internas (dorsales) que permanecieron expuestos, mientras que los depocentros estuvieron separados por elementos subpositivos (umbrales) que fueron parcialmente cubiertos por los depósitos superiores del Subgrupo Pirgua (Reyes y Salfity, 1973).

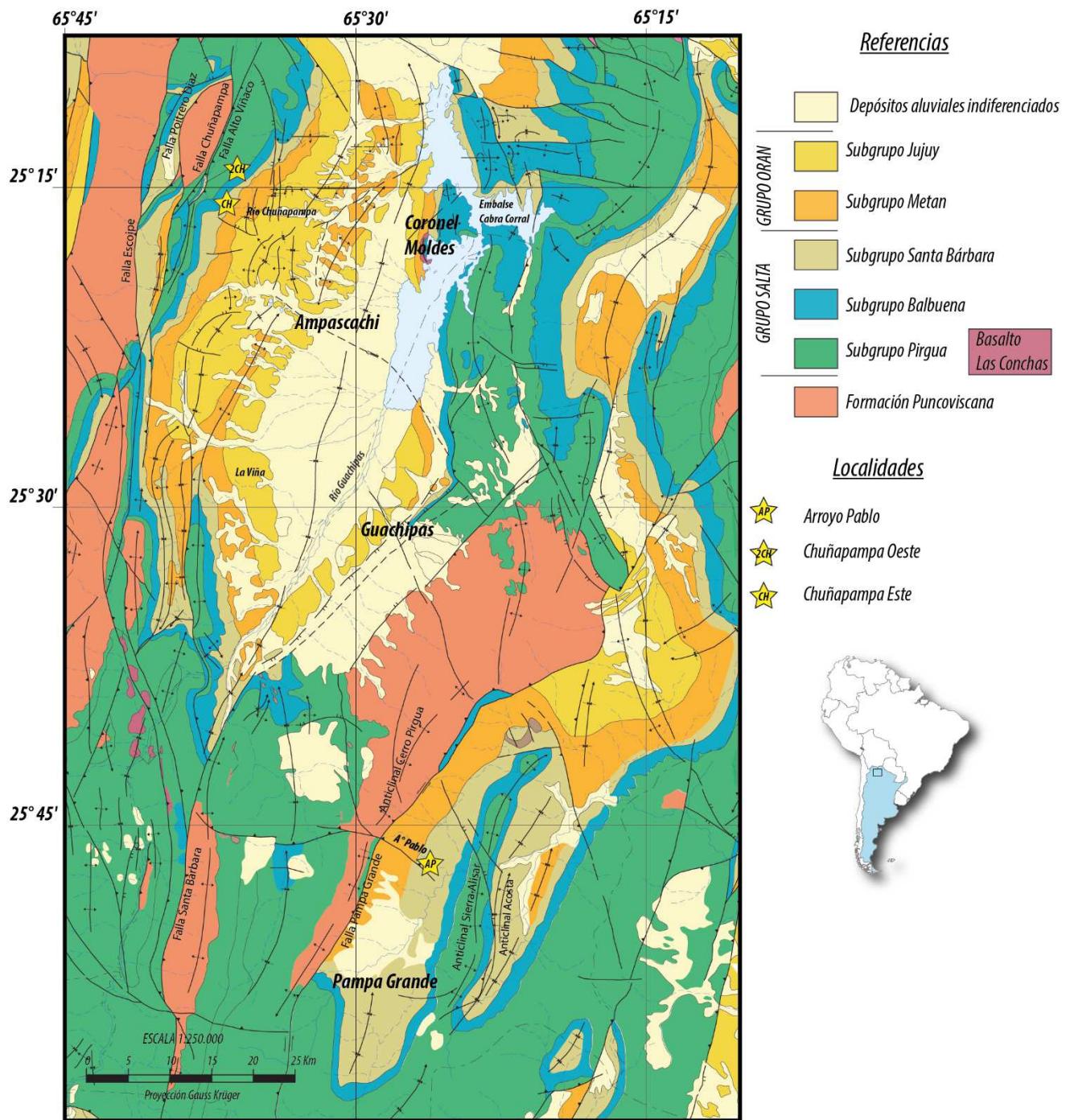


Figura 3.4: Mapa geológico regional de la zona de estudio

Subgrupo Pirgua

El subgrupo Pirgua representa el relleno inicial del rift, en un ambiente controlado por fallas y hemigrábenes (Gómez Omil et al. 1989; Sabino, 2002). Por este motivo, su distribución se encuentra restringida a los centros de cada subcuenca. La sedimentación comenzó en el Neocomiano, evidenciado por la actividad volcánica asociada a la propia apertura del rift. Inicialmente denominadas como Areniscas Inferiores (Bonarelli, 1914), fue Vilela (1951) quien utilizó por primera vez el nombre “Estratos de Pirgua”, en alusión al cerro homónimo ubicado entre la sierra de Carahuasi y Pampa Grande. Posteriormente fueron definidas las unidades internas de este subgrupo como formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos (Reyes y Salfity, 1973; Fig. 3.4). Estas unidades corresponden también a cada uno de los tres ciclos de sedimentación del relleno durante el sinrift.

Formación La Yesera (Berrasián – Turoniano) es la unidad basal y marca el inicio del ciclo sedimentario del Grupo Salta. Se compone de conglomerados de color pardo oscuro a rojizo con poca matriz arenosa y cemento calcáreo. La suprayace la **Formación Las Curtiembres** (Coniaciano – Campaniano), que está compuesta mayormente por pelitas rojas y por encima de ésta la **Formación Los Blanquitos** (Campaniano – Maastrichtiano) se compone de areniscas de grano medio y a veces conglomerádicas de estratificación horizontal, aunque también poseen estratificación cruzada planar o bien son macizas. Estas acumulaciones habrían sido desarrolladas en ambientes de abanico aluvial, fluvial, eólico y lacustre.

Acompañando a la sedimentación de dichas unidades, se desarrolló vulcanismo en el que se pudieron diferenciar dos eventos. El primero de ellos, el Basalto Isonza (Valencio et al., 1976), corresponde a coladas interdigitadas en los primeros 40 metros de la Formación La Yesera. Se encuentra asociado a la etapa inicial del sin-rift, cuyas manifestaciones ocurrieron preferentemente a lo largo de los bordes del rift (Marquillas et al. 2005; Starck, 2011, Fig. 3.5). El segundo evento volcánico de la etapa sin-rift se encuentra interdigitado en la parte superior de la Formación Las Curtiembres en la cuenca de Metán-Alemania y es designado como Basalto Las Conchas (Reyes y Salfity, 1973). Está constituido por flujos piroclásticos y de lava con edades de 78-76 Ma. (Valencio et al. 1976; Reyes et al. 1976; Galliski y Viramonte, 1988).

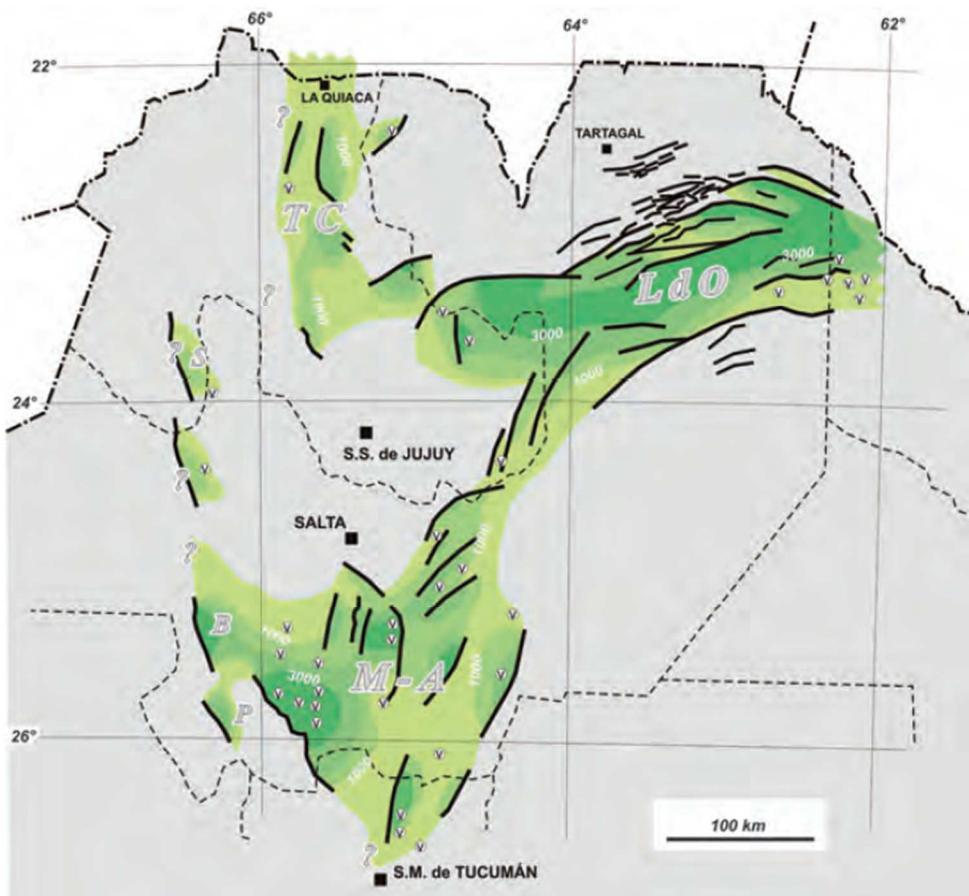


Figura 3.5: Mapa isopáquico del Subgrupo Pirgua. TC: Tres Cruces; LdO: Lomas de Olmedo; M-A: Metán – Alemania. Están indicadas las manifestaciones volcánicas más notables (tomado de Starck, 2011)

Subgrupo Balbuena

Posterior a la deposición de las sedimentitas del subgrupo Pirgua, comienza la etapa de post rift y relleno de cuenca, marcando el subgrupo Balbuena (Maastrichtiano – Daniano) el inicio de la misma. Moreno (1970) define originalmente a las Formaciones Lecho, Yacoraite y Olmedo como parte del subgrupo Balbuena (Figs. 3.3, 3.4). Posteriormente, De Spirito (1980) modifica esta subdivisión conservando las dos primeras formaciones y reasignando la Formación Olmedo al Subgrupo Santa Bárbara.

Formación Lecho (Maastrichtiano) se halla en la base de la secuencia de post rift. Corresponde a areniscas que varían de finas a sabulíticas según la posición en la cuenca; son de color blanco o gris blanquecino, cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, con matriz escasa o ausente y cemento carbonático (cuarzoarenita y subarcosa). Con frecuencia están groseramente estratificadas e internamente macizas.

En el Maastrichtiano ocurre una ingresión marina en el norte del país, vinculada a cambios globales del nivel del mar (Salfity y Zambrano, 1990). Esta ingresión provoca la inundación de la cuenca, y está representada por la **Formación Yacoraite** Maastrichtiano – Paleoceno temprano), uno de los objetivos hidrocarburíferos más importantes de la zona. La **Formación Yacoraite** tiene la particularidad de presentar gran participación de rocas carbonáticas con intercalaciones de pelitas y limos (Fig. 3.6). Las calizas corresponden principalmente a grainstones oolíticos, packstones fosilíferos (esqueletales) y peloidales y mudstones calcáreos y dolomudstones. En el área se pueden reconocer diferentes variedades de boundstones estromatolíticos.

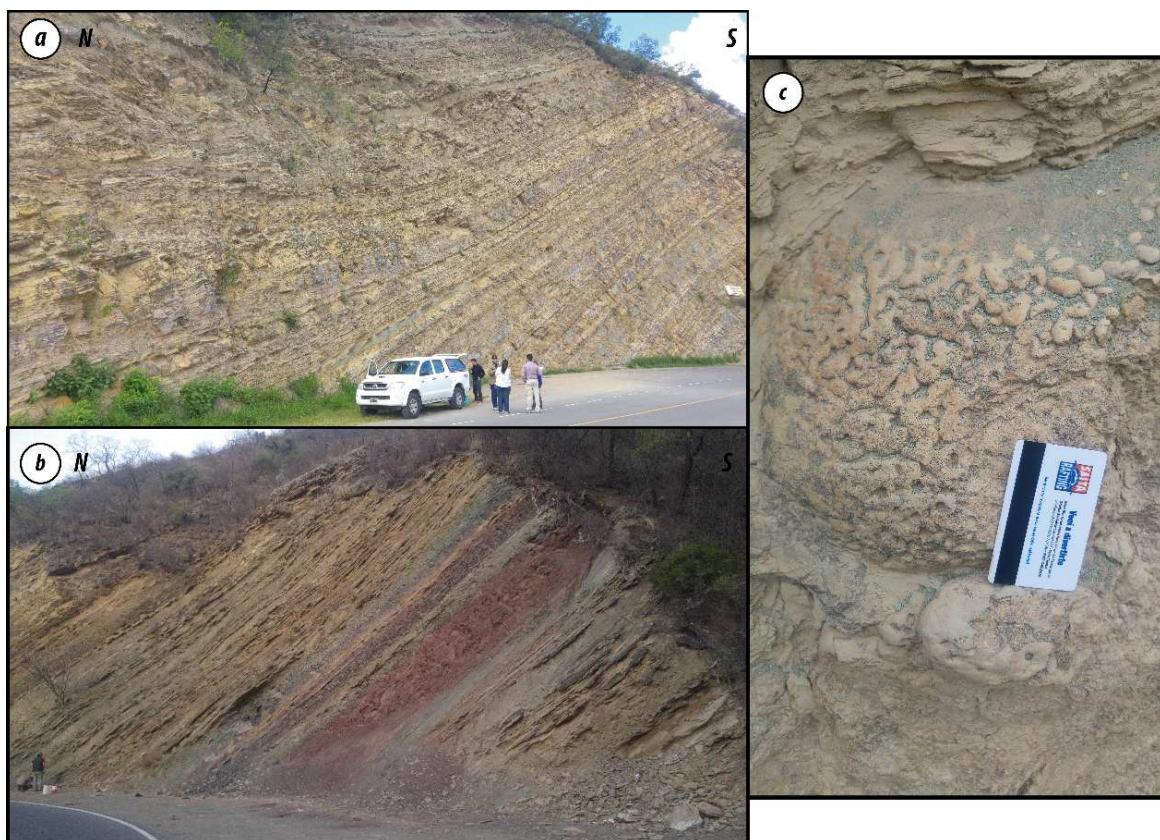


Figura 3.6: Afloramientos de la Formación Yacoraite en el área del Dique Cabra Corral (Provincia de Salta). a) Intercalaciones carbonáticas cíclicas. b) Intercalaciones de bancos carbonáticos con pelitas y limos. c) Detalle de estromatolitos.

Las condiciones de sedimentación de estos depósitos fueron variables a lo largo de una extensa cuenca restringida, somera y con frecuente exposición subaérea, alejada de las influencias directas y permanentes del mar abierto, generando ciclos de depósitos identificables en el afloramiento (Marquillas, 1985, 1986). Esta ciclicidad está determinada por la alternancia de rocas depositadas en distintas profundidades de agua y otras que lo hicieron en ambientes subaéreos. Cada uno de estos ciclos, de marcada tabularidad, representa entonces un evento de inundación-somerización. La ciclicidad

de mayor orden (mayor frecuencia) está conformada por el apilamiento de “secuencias elementales” (Boll *et al.*, 1989, Disalvo *et al.*, 2002 a), de escala métrica. Es evidente la existencia de un cuerpo importante de agua durante su deposición. En los momentos de mayor expansión, este cuerpo de agua abarcó prácticamente toda la cuenca de deposición de la formación, pero no se puede determinar con certeza si el mismo correspondió a un lago o estuvo relacionado a una ingestión marina. Esta discusión fue abarcada en detalle por Uliana *et al.* (1999). En la zona de la subcuenca de Metán-Alemanía (Figs. 3.4, 3.7), la parte superior de la Formación Yacoraite está caracterizada por eventos recurrentes de somerización (Marquillas *et al.*, 2005). Es abundante el contenido fosilífero que se puede encontrar en la misma, tanto de organismos acuáticos (peces, ostrácodos, foraminíferos, pelecípodos, gastrópodos algas y palinomorfos), como así también trazas de huellas de dinosaurios (Alonso, 1980; Alonso y Marquillas 1986).

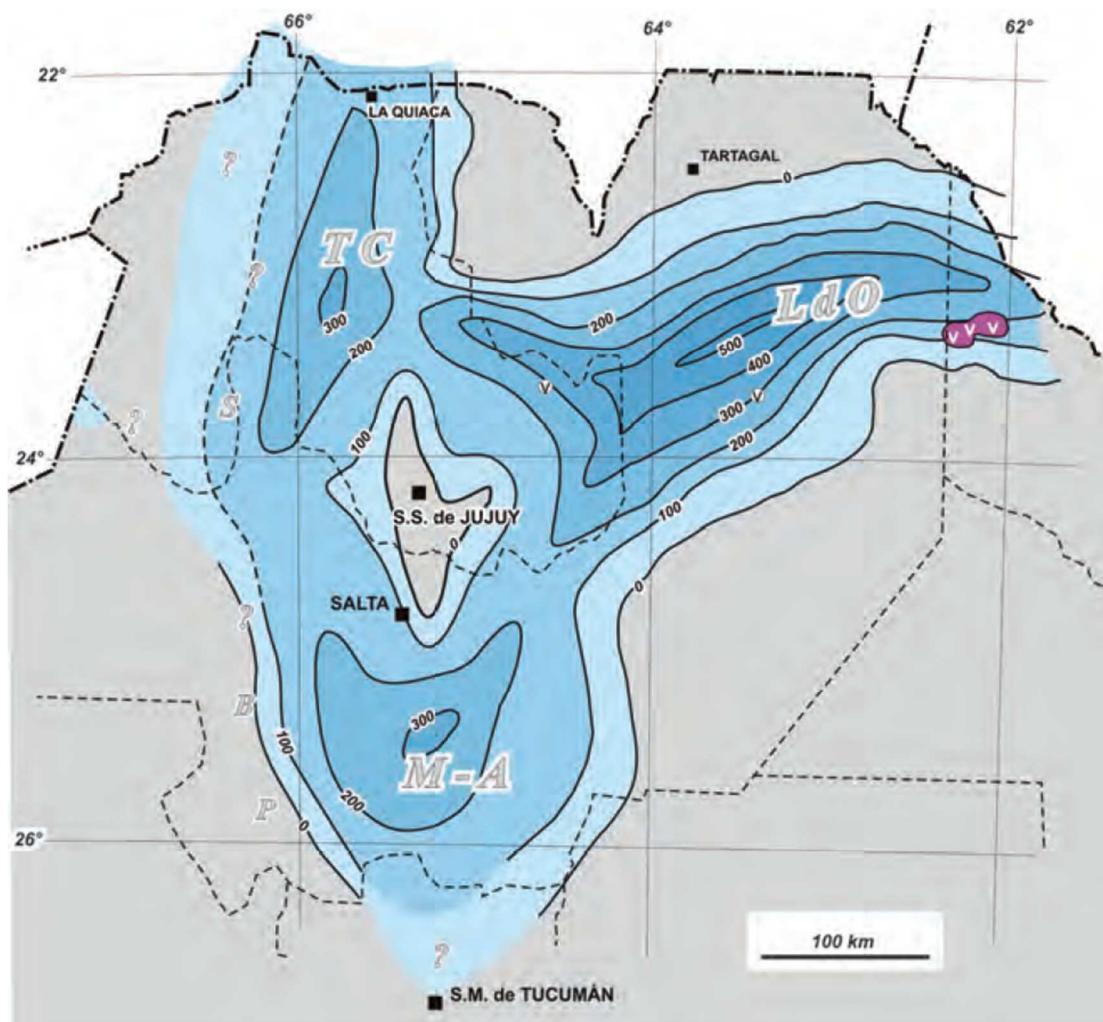


Figura 3.7: Mapa isopáquico del Subgrupo Balbuena (tomado de Starck, 2011)

Subgrupo Santa Bárbara

Originariamente conocido como “Margas Multicolores” fue posteriormente definido por Moreno (1970). A partir del reordenamiento de De Spirito (1980), pasó a estar conformado por las formaciones Olmedo, Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera y representan la finalización del ciclo depositacional Cretácico-Terciario del Grupo Salta (Fig. 3.4, 3.4). Presenta generalmente un arreglo traslapante hacia los bordes de la cuenca y se dispone sobre el Subgrupo Balbuena mediando una superficie neta, o bien, en ausencia de ésta lo hace sobre el Precámbrico o Paleozoico (Hernández *et al.* 2017, Fig. 3.8). Entre la depositación de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara se produjo una reactivación de la cuenca, cuya mayor expresión es la de un importante pulso de subsidencia registrado en la Subcuenca de Lomas de Olmedo. Este evento estuvo restringido a esta subcuenca, por lo que se observan fuertes diferencias entre los espesores (en especial de las formaciones Olmedo y Mealla) registrados en la misma, y los espesores de ambas formaciones en las otras subcuenca. Este evento es conocido como “tectónica pre-Olmédica” (Bianucci *et al.*, 1980). Conjuntamente con este acontecimiento se origina a lo largo de la cuenca un marcado cambio en los ambientes sedimentarios ya que, si bien las facies más identificadoras del Subgrupo Santa Bárbara son de carácter lacustre, los cuerpos de agua que las generaron nunca llegaron a tener la importancia (tanto en volumen como en su duración) de los existentes durante la depositación del Subgrupo Balbuena. Las posibles conexiones con el mar abierto sospechadas para los tiempos de la Formación Yacoraite, se cerraron completamente para el tiempo de depositación del Subgrupo Santa Bárbara (Mutti *et al.* 2023 y referencias allí citadas).

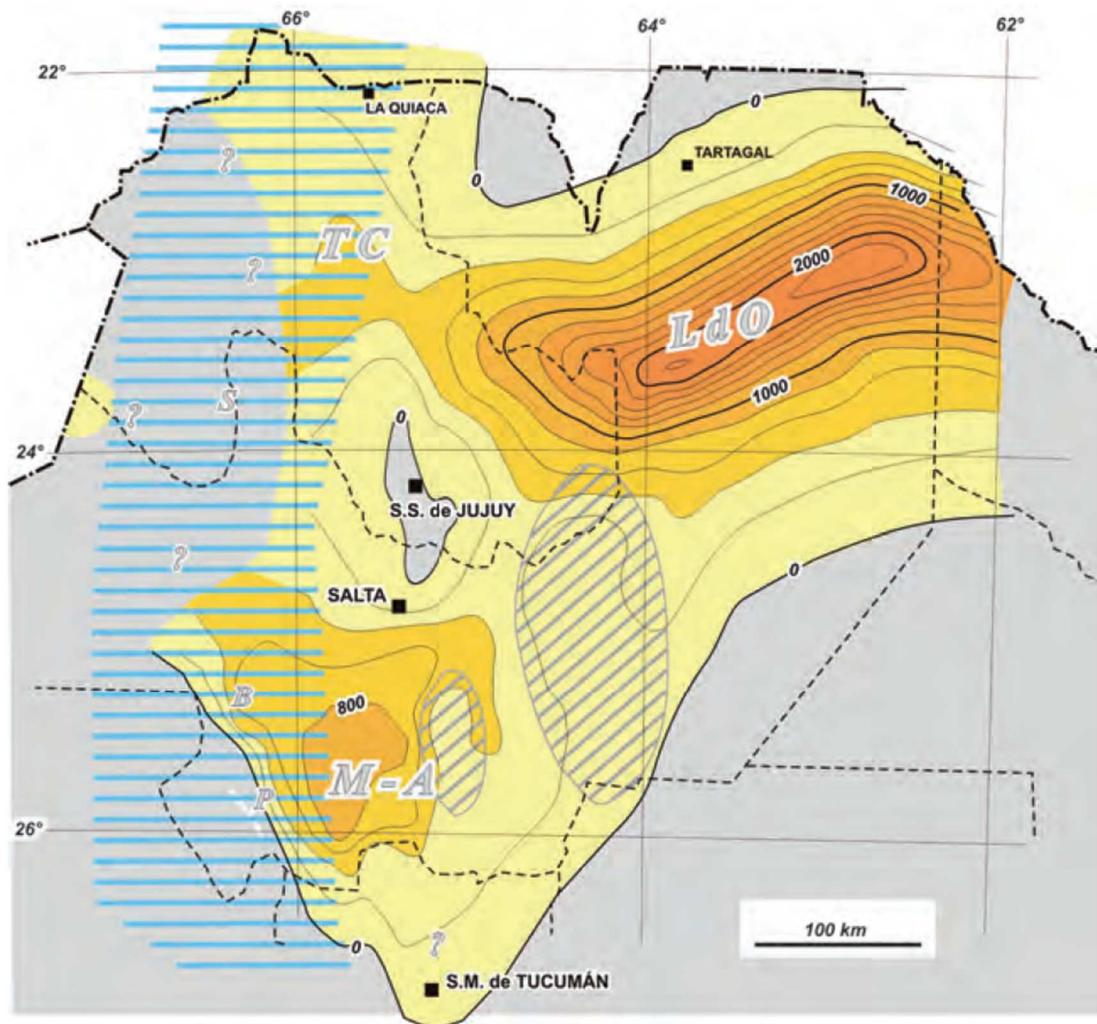


Figura 3.8: Mapa isopáquico del Subgrupo Santa Bárbara. En rayado oblicuo se señala las regiones que sufrieron erosión durante el Mioceno. El rayado horizontal denota la zona que corresponderían a las secuencias depositadas en la Cuenca de Antepaís Andina (tomado de Starck, 2011)

Formación Olmedo (Daniano – Thanetiano) es la unidad basal del subgrupo Santa Bárbara. Se compone sustancialmente de lutitas negras, arcilitas y limolitas grises oscuras con cristales de sal y yeso, y calizas micríticas y dolomícriticas oscuras (mudstone calcáreo, mudstone dolomítico). En la Subcuenca Metán - Alemania, la Formación Olmedo presenta un aspecto multicolor (verde, gris-verdoso, gris, castaño amarillento, castaño rojizo) y está conformada por fangolitas, lutitas y arcilitas, con intercalaciones de calizas micríticas y escasas areniscas. El ambiente de desarrollo de la Formación Olmedo correspondería a un lago somero hipersalino, anóxico, con planicies fangosas, que se habría formado en condiciones climáticas cálidas y húmedas (Quattrocchio *et al.*, 1988; Gómez Omil *et al.*, 1989).

Posteriormente comienzan a formarse planicies fangosas y barrales, representadas por las sedimentitas de la **Formación Mealla** (Thonetiano – Ypresiano). Las facies típicas de esta formación son pelitas rojas de amplia distribución, con algunas facies arenosas que fueron depositadas, según Hernández y Disalvo (1992) en ambientes fluviales. Estos autores reconocieron una “planicie entrelazada” en una posición proximal y una “planicie de arena” conformada por abanicos terminales que gradan lateralmente a pelitas del barreal. El desarrollo de esta unidad está relacionado con una reactivación de la cuenca, aunque con una tasa de subsidencia muy baja (Marquillas *et al.*, 2005). En esta unidad se hallaron restos de tortugas de agua dulce y mamíferos (Notoungulata, *Simpsonotus praecursor* sp. nov.; Pascual *et al.*, 1981). El tope de esta formación se ubica en lo que se conoce como “Faja Gris”, que representaría un evento relacionado a una inundación y que constituye un marcador fácilmente distinguible a escala de afloramiento. Se caracteriza por la presencia constante de limoarcilitas calcáreas gris oscuras con frecuentes ondulitas e intercalaciones de niveles estromatolíticos. Hacia los bordes de cuenca interdigita con facies arenosas similares al del resto de la formación (del Papa *et al.* 2022). Esta interdigitación en la Faja Gris suele presentarse en posiciones más externas, denotando una mayor expansión de los sistemas lacustres responsables de la sedimentación pelítica. Si bien este intervalo responde a la existencia de un importante cuerpo lacustre, la presencia de evidencias de exposición subaérea demuestra que el mismo estuvo a sometido a desecaciones episódicas (Starck, 2011).

Formación Maíz Gordo (Ypresiano) suprayace a la Formación Mealla y está caracterizada por arcilitas y limolitas verdes y moradas, con intercalaciones de areniscas finas blancas y niveles calcáreos. Las facies típicas de esta formación están conformadas por ciclos lacustres de inundación - somerización similares a los descriptos para la Formación Yacoraite, pero con una menor participación carbonática. En estos ciclos predominan las pelitas gris verdosas, por las que esta unidad era conocida anteriormente como “Margas Verdes”. Estas pelitas se habrían depositado por decantación en cuerpos lacustres someros, alcalinos y de baja a media salinidad. Lateralmente interdigitaban con un medio lacustre marginal o litoral y hacia las áreas austral y occidental con sistemas fluviales entrelazados arenosos a conglomerádicos (Gómez Omil *et al.*, 1989; del Papa, 1992, 1994; Do Campo *et al.* 2018).

El ciclo tectonosedimentario del Subgrupo Santa Bárbara culmina con los depósitos de la **Formación Lumbreña** (Ypresiano – Bartoniano). Si bien la totalidad de la formación presenta cierta homogeneidad tanto en su composición (predominantemente pelítica) y coloración (tonalidades rojizas dominantes), se la ha

podido subdividir en dos miembros (Inferior y Superior; del Papa, 2006), los que corresponderían a sendas secuencias (o sets de secuencias) depositacionales (Starck, 2011). El miembro Lumbrera Inferior se depositó en paleoambientes fluviales arenosos con moderada sinuosidad, asociados lateralmente a un sistema lacustre abierto de aguas dulces (del Papa, 2006). Se compone principalmente por pelitas rojas que gradan hacia limolitas y vaques hacia los bordes, y por último a areniscas y conglomerados (siempre en tonalidades rojizas).

La parte cuspidal del miembro se caracteriza por la presencia de las conocidas “Faja Verde I y II” (Carbajal *et al.*, 1977), que al igual que la Faja Gris, corresponde a un marcador regional importante (principalmente en Metán-Alemanía y el sudoeste de Lomas de Olmedo), claramente identificable en superficie y en subsuelo donde suele tener una respuesta sísmica contundente. La faja verde típicamente presenta una veintena de metros de espesor y se compone de pelitas calcáreas oscuras (gris verdosas). Se observa también que tiene desarrollo de paleosuelos y superficies costrificadas, cuya expresión en el campo y magnitud varía según la posición en la cuenca que se analice. Suele presentar restos de insectos y peces (Malabarba *et al.*, 2006), y también es común la presencia de boundstones estromatolíticos. En general este intervalo tiende a copiar la distribución de facies existentes en la Formación Maíz Gordo subyacente, representativas de un extenso lago (aunque somero), reemplazado lateralmente por facies fluviales (Starck, 2011; del Papa, 2006).

El miembro Lumbrera superior, por encima de la Faja Verde II está formado por espesas sucesiones de material mayormente limolítico de intenso color rojizo, de distribución mantiforme, y groseramente estratificado (Lapiana *et al.*, 2016). La composición monótona de este miembro es escasamente alterada por delgadas intercalaciones de areniscas muy finas, y en determinados sectores se aprecian niveles con nódulos de yeso (notables en la zona de La Yesera, en el Valle Calchaquí. Starck, 2011). Los primeros estudios sedimentológicos realizados permiten interpretar un origen eólico para los depósitos de la Formación Lumbrera superior expuesta en el Valle de Lerma. Las partículas transportadas se habrían acumulado formando ambientes de llanuras con desarrollo de procesos pedogenéticos sobreimpuestos. La humedad local habría favorecido la preservación del material loéssico (limos arenosos y limos) impidiendo que sean retransportados por agentes atmosféricos (Lapiana *et al.*, 2016). Las estructuras compresivas relacionadas con la Fase Tectónica Incaica serían los responsables de las progradaciones clásticas ingresantes desde el oeste en la cuenca, siendo éstas las posibles fuentes del detrito (Vergani y Starck, 1989; Starck y Vergani, 1996).

En el Eoceno medio se inició el sistema de antepaís (Hongn *et al.*, 2007; Carrapa y DeCelles, 2008) de manera simultánea en la Puna (Monaldi *et al.* 1993; Coutand *et al.* 2001; Canavan *et al.* 2014) y en Cordillera Oriental (Hongn *et al.* 2007; Payrola Bosio *et al.* 2009; del Papa *et al.* 2013a). La transición del estado tectónico de post-rift a un ambiente de cuenca de antepaís se produjo conforme fue avanzando el frente orogénico Andino desde el oeste hacia el este (Jordan *et al.* 1983; Coutand *et al.* 2001; Oncken *et al.* 2006; Carrera y Muñoz, 2008). A medida que fue cesando la subsidencia térmica, la orogenia Andina fue acercándose al área, generando áreas positivas y aportando sedimento a las áreas negativas (Iaffa *et al.*, 2013). Esta transición puede ser reconocida por la presencia de una discordancia angular y un gap estratigráfico en el Eoceno (Reynolds *et al.*, 2000; del Papa *et al.* 2010).

Las principales estructuras regionales fueron interpretadas como fajas plegadas y corridas, con vergencia al oeste, que involucran bloques del basamento, relacionadas al levantamiento Mio-Plioceno. La vergencia al oeste responde a la inversión tectónica de las fallas normales cretácicas y en menor medida a la reactivación de heterogeneidades del basamento (Carrera y Muñoz, 2008; Cristallini *et al.*, 1997; Grier *et al.*, 1991; Hongn *et al.*, 2010).

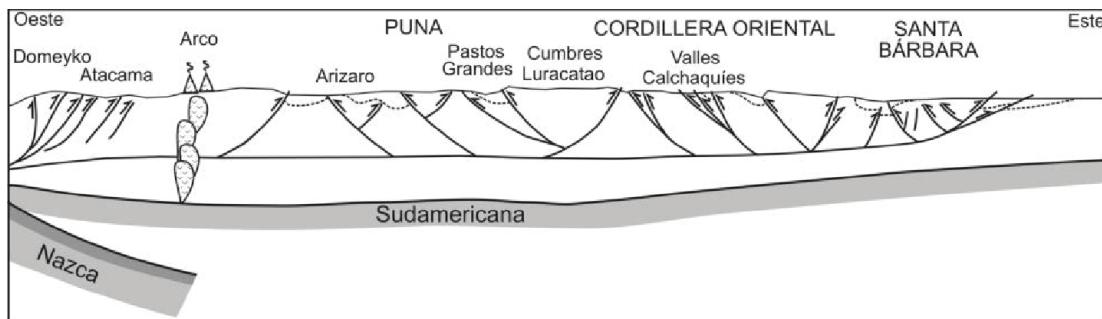


Figura 3.9: Corte esquemático regional entre la Cordillera de Domeyko y el Sistema de Santa Bárbara mostrando los principales dominios de vergencia cenozoica. Las líneas entrecortadas esquematizan la base de las cuencas cenozoicas (tomado de Hongn *et al.*, 2010).

Capítulo IV

Metodologías

ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Fundamentos teóricos del método

La susceptibilidad magnética es una propiedad física de los minerales formadores de rocas y representa la capacidad de las mismas a ser magnetizadas bajo la acción de un campo magnético. El estudio de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM; Tarling y Hrouda, 1993) es utilizado en el análisis de la petrofábrica de las rocas. Se trata de un método rápido, preciso, económico y con un rango muy amplio de aplicabilidad, razones que lo convierten en una herramienta muy útil para este tipo de estudios.

La ASM depende principalmente de cuatro factores: la orientación cristalográfica preferencial, la forma de los minerales o granos, del grado de alineación cristalina y de la composición de las rocas. En menor medida depende también de la distribución y tamaño de las microfracturas. Por esta razón no se necesita que la roca contenga indicadores cinemáticos específicos, ya que se usan sus propios constituyentes.

La ASM relaciona la magnetización adquirida por una roca con el campo magnético aplicado a través de la siguiente fórmula:

$$\vec{M} = \bar{k} \cdot \vec{H}$$

donde \bar{k} es un tensor que representa la susceptibilidad magnética, \vec{M} la magnetización adquirida y \vec{H} es el campo magnético aplicado. Se mide en tres dimensiones y considerando un sistema de coordenadas cartesianas. La relación entre la magnetización y el campo magnético está dada por un tensor simétrico de segundo orden denominado tensor de susceptibilidad (Tarling y Hrouda, 1993). Así, una sustancia isótropa será aquella en la que la magnetización adquirida es proporcional a la intensidad de \vec{H} y tiene la dirección del campo \vec{H} aplicado. En cambio, las sustancias anisótropas son aquellas en las que la magnetización adquirida depende de la orientación de la muestra respecto del campo H aplicado.

La anisotropía de susceptibilidad magnética de las rocas puede visualizarse como un elipsoide de susceptibilidad (Fig. 4.1a) con tres ejes principales perpendiculares entre sí: $K_{máx}$, K_{int} y K_{min} (o K_1 , K_2 y K_3 respectivamente), de manera tal

que la mayor intensidad de magnetización se induce a lo largo del eje mayor $K_{\text{máx}}$ y la intensidad más débil se induce concordantemente a lo largo del eje más corto $K_{\text{mín}}$; así, en una sustancia isótropa estos tres ejes serán iguales y el elipsoide adquiere la forma de una esfera.

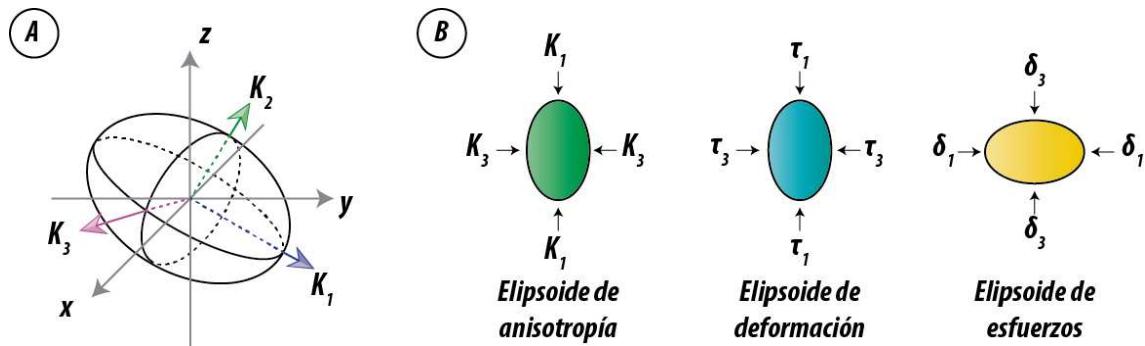


Figura 4.1: A) representación gráfica del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética, definido por los ejes de máxima (K_1), intermedia (K_2) y mínima (K_3) susceptibilidad (modificado de Tarling y Hrouda, 1993). B) Relaciones entre los elipsoides de anisotropía, deformación y esfuerzo. τ (tao): deformación; σ (sigma): esfuerzo.

Este elipsoide se puede corresponder con la orientación de las fábricas sedimentaria, magmática o tectónica de las rocas (Hamilton y Rees, 1971; Hrouda y Stráník, 1985; Lowrie *et al.*, 1987). En el caso de rocas deformadas, las susceptibilidades principales a menudo son coaxiales con las direcciones principales de la deformación, determinadas a partir de marcadores convencionales. Por lo tanto, el elipsoide de susceptibilidad magnética podría ser coaxial con el elipsoide de deformación finita (Borradaile, 1988). En este caso K_{min} coincidiría con el eje de deformación mínimo y con el eje de esfuerzo máximo $\sigma 1$ y $K_{\text{máx}}$ con el eje de deformación máximo y con el eje de esfuerzo mínimo $\sigma 3$ (Fig. 4.1b).

Graham (1966) fue el primero en establecer una conexión entre la fábrica de ASM y la fábrica de las rocas con acortamiento paralelo a la estratificación (APE), que es una componente del tensor de deformación interna finita acumulada en la historia de deformación de las fajas plegadas y corridas (Geiser, 1988). Numerosos estudios en fajas plegadas y corridas antiguas y activas, demostraron que la ASM es útil para interpretar las fábricas de las rocas deformadas, aunque el significado tectónico de la foliación y lineación magnética varía con la litología y la posición dentro de la faja (Fig. 4.2).

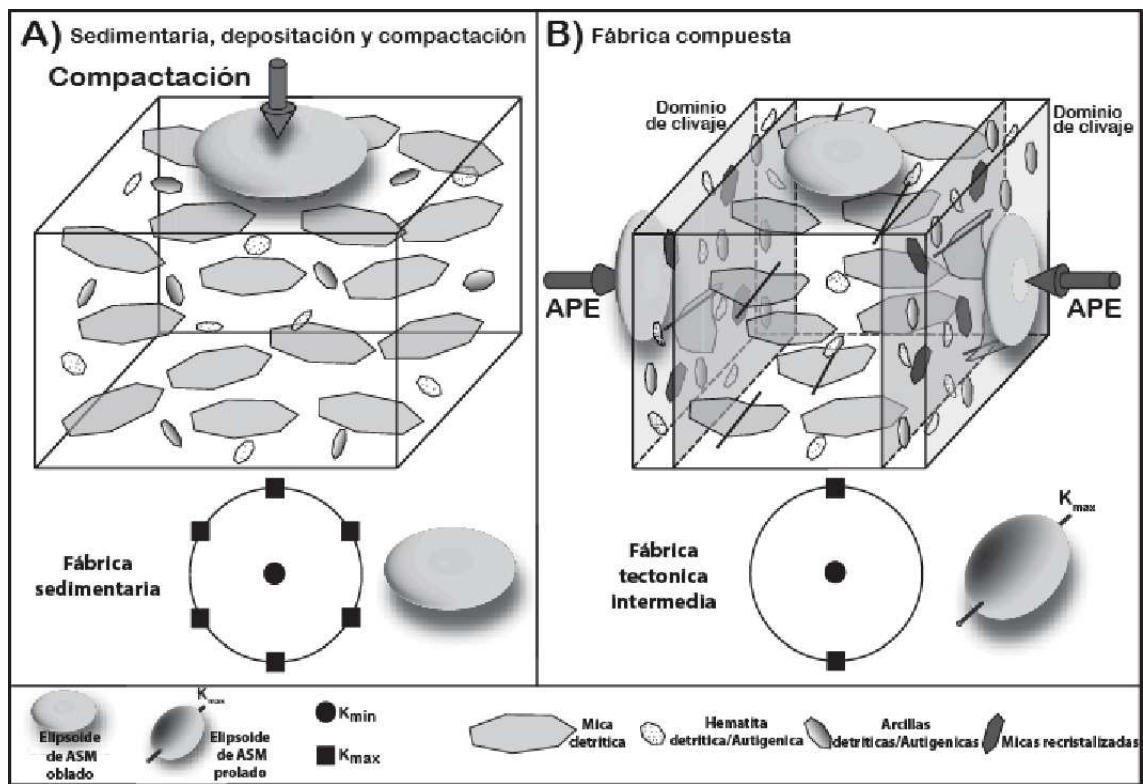


Figura 4.2: (A) modelo de la fábrica primaria relacionadas con una orientación preferencial de micas detriticas en el plano de estratificación y una orientación aleatoria de grano fino de hematita y arcillas que resulta en un elipsoide de tipo oblado con K_{\max} y K_{int} dispuestos aleatoriamente en la horizontal y el K_{\min} en la vertical. (B) modelo de una fábrica compuesta que resulta en un elipsoide de tipo prolado con el K_{\max} perpendicular a la dirección de máximo acortamiento (modificado de Weil y Yonkee, 2009).

Parámetros de magnitud y forma del elipsoide de anisotropía

Los parámetros de la anisotropía magnética son relaciones entre las magnitudes de los ejes del elipsoide de la ASM que sirven para determinar de forma objetiva el tamaño, la buena o mala definición y la forma que tienen los elipsoides comparativamente. A través de los años, se propusieron distintas fórmulas para la evaluación de cada tipo de parámetro, aunque hay algunas que resultaron más utilizadas que otras.

Susceptibilidad media: es equivalente al valor medio de la integral de la susceptibilidad direccional sobre el espécimen total:

$$K_{\text{prom}} = K_{\text{media}} = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3}$$

Este parámetro tiene un significado físico directo en términos de elipsoides de esfuerzo donde representa el radio de la esfera inicial.

Magnitud de la anisotropía: se basa en la relación entre las susceptibilidades máximas y mínimas, conocida como grado de anisotropía normalizado (Owens, 1974):

$$H = \frac{K_1 - K_3}{K_{media}}$$

que indica una orientación preferencial de los minerales ferromagnéticos en las rocas.

Forma del elipsoide de anisotropía: se define en base a su excentricidad que se da en términos de relaciones o diferencias entre los distintos ejes.

- **Lineación:**

$$L = \frac{(K_1 + K_3)}{2(K_2)}$$

- **Lineación normalizada:**

$$L_n = \frac{(K_1 - K_2)}{K_{media}}$$

- **Foliación:**

$$P_3 = F = \frac{K_2}{K_3} = \frac{(K_1 + K_2)}{2K_3}$$

- **Foliación normalizada:**

$$F_n = \frac{(K_2 - K_3)}{K_{media}}$$

La **lineación** (L) desde el punto de vista estructural está dada por una distribución homogénea de estructuras lineales. Puede ser superficial cuando está presente a lo largo de superficies discretas, o penetrativas en el caso de ocupar todo el volumen de la roca. Un ejemplo de lineación superficial es el arreglo paralelo de minerales fibrosos desarrollados a lo largo de las superficies de falla. La lineación penetrativa incluye crenulaciones en la foliación, alineación preferencial de granos minerales elongados tales como anfíboles o cuarzo y cúmulos elongados de granos de un mineral particular como cuarzo, micas, etc. Estos dos últimos tipos de lineaciones son los que tienen su analogía magnética y en base a esto los valores de lineación

pueden ser utilizados para caracterizar la intensidad de la orientación paralela-linear de los minerales ferromagnéticos en las rocas.

La **foliación** (F) es una distribución homogénea de estructuras con una orientación paralela-planar. Por ejemplo, estratificación sedimentaria, alineación planar de clastos sedimentarios, estructuras planares dadas por un arreglo paralelo de minerales achatados en un esquisto, una pizarra o en rocas volcánicas, granos de minerales oblados, etc. Es posible también un bandeamiento composicional definido por la concentración de determinados minerales en capas, muy común en gneises, rocas ultramáficas y algunas volcánicas.

Las relaciones de L y F son comparables con las relaciones axiales del elipsoide de deformación: $L=a=X/Y$ y $F=b=Y/Z$; donde $X > Y > Z$ son las direcciones y magnitudes de los ejes principales de deformación (Fig. 4.3). Los estudios geológicos raramente incluyen la deformación volumétrica porque es muy raro conocer el tamaño original de un objeto deformado, tal como podría ser un fósil. Es por eso que normalmente se determina la longitud relativa de los ejes principales del elipsoide de deformación y no la absoluta.

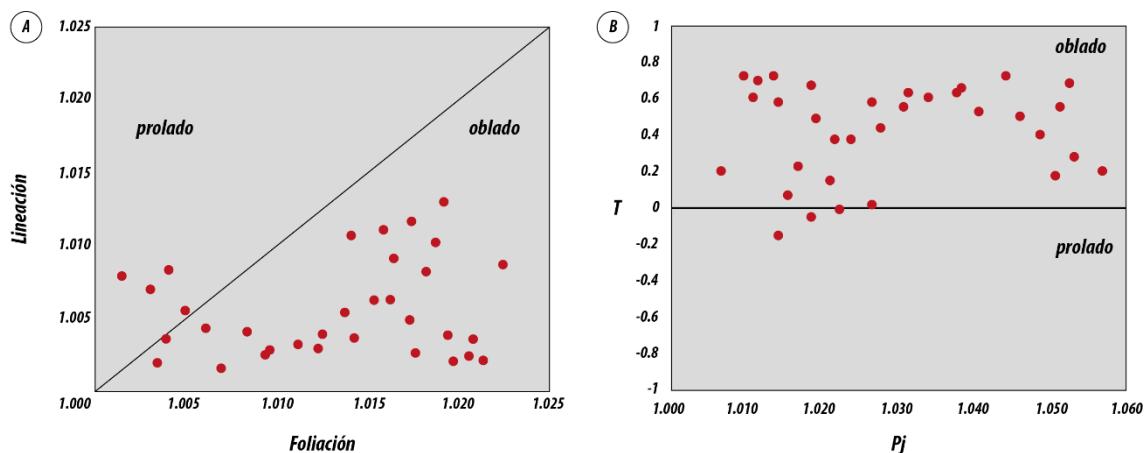


Figura 4.3: A) Relaciones existentes entre la Lineación y la Foliación: Gráfico tipo Flinn Foliación (K_2/K_3) vs Lineación (K_1/K_2); B) Grado de anisotropía P_j vs parámetro de forma T (Jelinek, 1981). En las formas obladas T tiene valor positivo y tiende a +1, mientras que las formas proladas T tiende a -1. En cambio, en las formas triaxiales (elipsoides neutros), T tiende a 0.

Desde un punto de vista geológico aquellas rocas con un valor de $L>>1$ indicarían que han sufrido una deformación intensa en dos direcciones, lo que se traduce como $\sigma_1 \approx \sigma_2 > \sigma_3$; los granos laminados rotan quedando su eje mayor paralelo a la dirección de máxima elongación. En cambio, valores de $F>>1$ son característicos

de rocas con una deformación mayor en una sola dirección $\sigma_1 >> \sigma_2 \approx \sigma_3$; de manera tal que los granos laminados o elongados tales como las micas o anfíboles giran hasta quedar paralelos al plano de aplastamiento.

La combinación de la lineación con la foliación define el parámetro de forma:

$$T = \frac{2 \ln \left(\frac{K_2}{K_3} \right)}{\ln \left(\frac{K_1}{K_3} \right)} - 1$$

Representación gráfica de la anisotropía

La forma más simple y rápida de visualizar los datos obtenidos sobre las direcciones de los ejes principales del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética es a través de una red estereográfica de igual área (Fig. 4.4). Se utiliza el hemisferio inferior y se grafican los datos de declinación e inclinación correspondientes a los ejes $K_{máx}$, K_{int} y K_{min} con símbolos diferentes, para poder distinguir la forma de los mismos y compararlos fácilmente con datos tales como planos de estratificación clivaje, fracturas, etc.

Para la cuantificación de la magnitud y forma del elipsoide de ASM, se utilizan los parámetros escalares previamente descriptos. No obstante, la comparación de los mismos se debe restringir a muestras provenientes de la misma área y con propiedades similares, dado que la mayoría de estos parámetros aún no están normalizados, lo que limita su uso entre localidades o litologías diferentes.

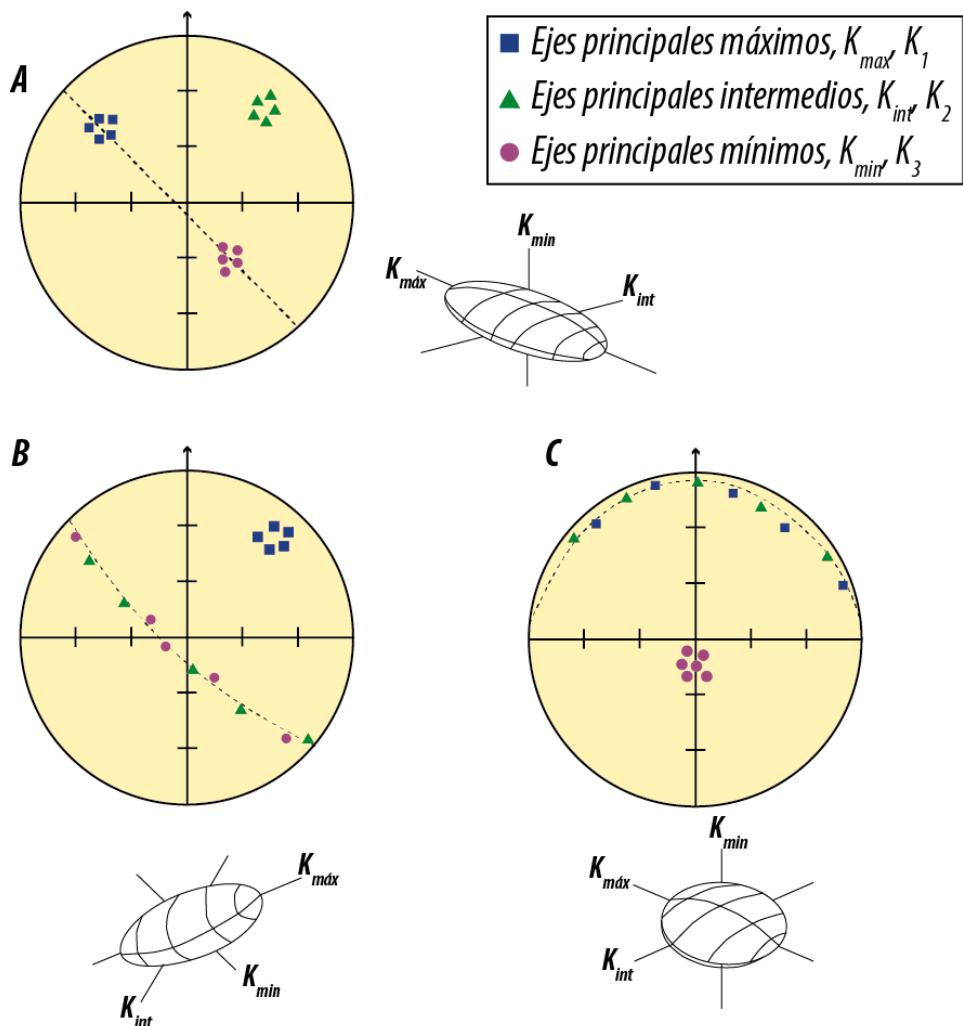


Figura 4.4: Datos direccionales graficados sobre una red estereográfica: A) elipsoide triaxial con la misma orientación de los tres ejes principales; B) elipsoide prolado; C) elipsoide oblado. (modificado de Tarling y Hrouda, 1993).

Metodología de trabajo

Trabajo de campo

El método de muestreo que se utiliza para los estudios de ASM es el mismo que para los estudios de paleomagnetismo clásico, y consiste en la toma de muestras utilizando perforadora portátil y/o muestras de mano, con el fin de obtener “cores” (cilindros) orientados. Durante las tareas de campo se realizan muestreos sistemáticos siguiendo un esquema predeterminado (Fig. 4.5), según el cual se extraen al menos 5 muestras de mano o bien 6 cilindros por cada sitio de muestreo, de manera tal de mejorar los datos estadísticos y caracterizar cuantitativamente los errores experimentales. Más cantidad de muestras redundará en mayor calidad de trabajo.

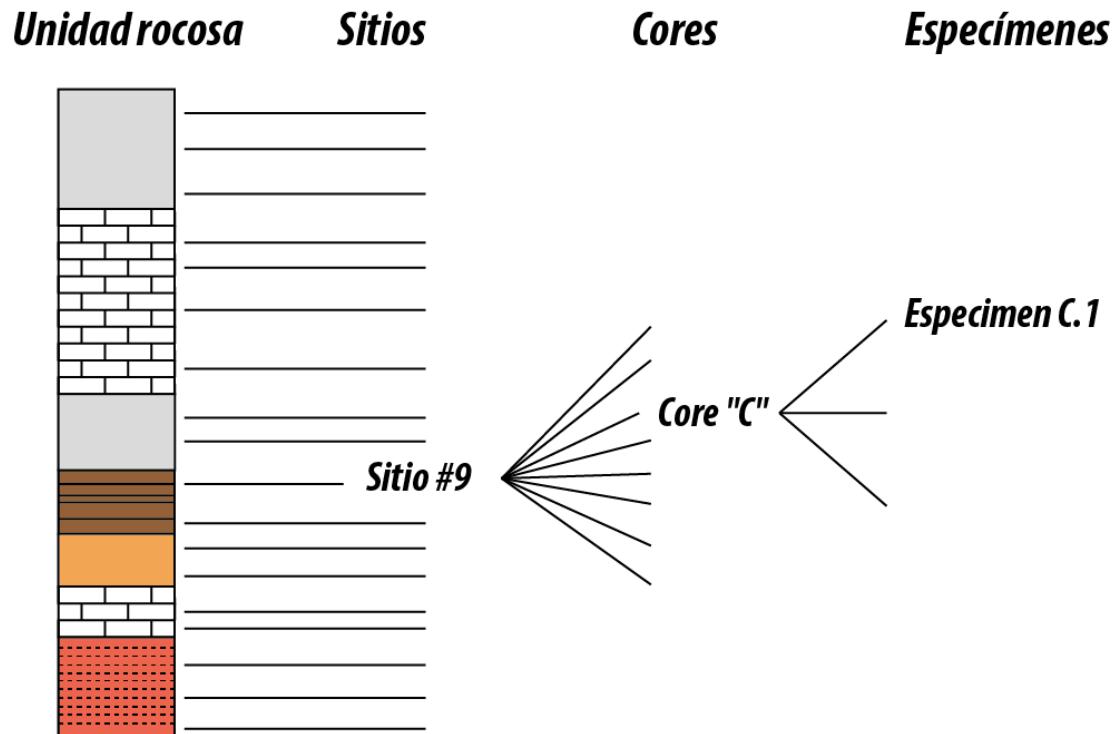


Figura 4.5: Esquema generalizado de un muestreo paleomagnético. Cada sitio de muestreo representa una unidad de tiempo geológico. En cada sitio se recogen múltiples cores que luego se rebanan en el laboratorio para obtener especímenes (modificado de Butler, 1992)

Para este estudio, las muestras se recolectaron siguiendo el esquema de sitios de muestreo (Fig. 4.5), relevadas de base a techo en un perfil perpendicular al rumbo de la estructura, de manera tal que cada sitio de muestreo represente una unidad cronoestratigráfica diferente. Dichas muestras fueron tomadas utilizando una perforadora portátil tipo Pomeroy y una bomba de agua para que actúe como lubricante (Fig. 4.6).



Figura 4.6: Derecha: muestreo de campo y herramientas utilizadas para el desarrollo del mismo. Izquierda arriba: clinómetro/orientador; Izquierda abajo: perforadora con bomba de agua. En cada sitio de muestreo se obtienen más de seis especímenes para mejorar la estadística

Los cilindros son orientados con brújula de mano tipo Brunton y orientador (Fig. 4.6), y se toman entre 5 y 7 muestras por sitio. Una vez obtenidos los cilindros de roca orientados, los mismos son envueltos en papel y separados con el fin de preservar su integridad física durante el traslado.

Trabajo de gabinete

El trabajo de laboratorio se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel A. Valencio”, perteneciente al Instituto de Geociencias Básicas y Aplicadas (IGEBA-CONICET), en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, y también en el Laboratorio de Termocronología Andes (La.Te.Andes-CONICET) en la provincia de Salta.

El primer paso consistió en la preparación de los especímenes para ser medidos. Para ello se rebanaron los cilindros para que adquieran el tamaño de un espécimen estándar (con diámetro de 2,54 cm y altura aproximada de 2,2 cm para asimilar una forma esférica; Fig. 4.7) y se traslada a cada uno de ellos la marca fiduciaria de orientación y se rotulan según su ubicación en el sitio correspondiente. Con los especímenes ya preparados (rebanados y rotulados) se procedió a realizar la medición de medición de ASM.



Figura 4.7: detalle de la rebanadora (izquierda) utilizada para obtener los especímenes de tamaño estándar (derecha).

La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) fue medida utilizando un susceptibilímetro Kappabridge MFK-1A (Geofyzika Brno), actualmente disponible en el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel. A. Valencio" de la FCEyN (Fig. 4.8).

El fundamento de la medición se basa en la aplicación de un campo magnético de baja intensidad sobre muestras orientadas en quince o en tres posiciones distintas según se midan de forma manual o automática respectivamente. De esta manera es posible determinar cuál es la deformación que sufre la magnetización inducida adquirida por la muestra cuando el campo se aplica en las distintas direcciones.

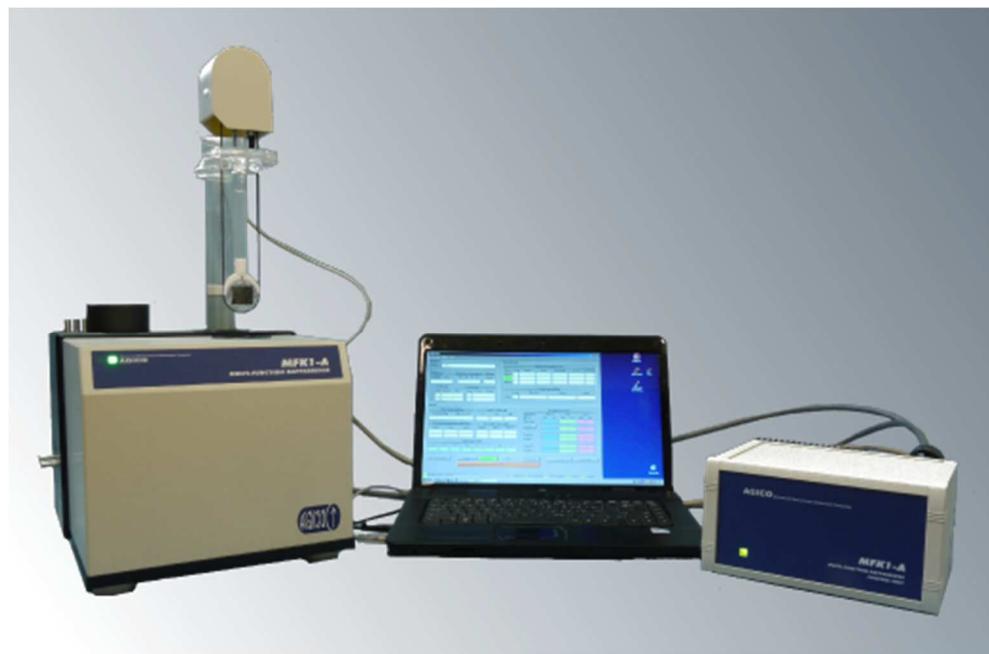


Figura 4.8: Susceptibilímetro Kappabridge MFK-1A (Geofyzika Brno), utilizado para medir anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

El equipo funciona con un software de anisotropía SAFYR, (Chadima y Jelinek 2009) que calcula los datos estadísticos y los parámetros de anisotropía: (P_j), (T), L y F a la vez que la declinación e inclinación de los ejes del elipsoide de ASM. Estos valores son almacenados en un archivo de texto ASCII, donde se guardan también los datos de corrección de campo y estructura.

Los datos así obtenidos se analizan con el software Anisoft disponible en distintas versiones, que tiene una interfaz gráfica que permite visualizar las orientaciones geográficas de los tres ejes principales de susceptibilidad (K_1 , K_2 y K_3) en una red estereográfica a la vez que la relación de los datos escalares (L , F , T). La representación y edición final de los gráficos se realizó con el programa Adobe Illustrator.

PALEOMAGNETISMO

Algunos minerales presentes en las rocas son capaces de registrar y retener las características del campo magnético terrestre (tales como la declinación, la inclinación y la intensidad). El paleomagnetismo es el estudio de las magnetizaciones preservadas en el registro geológico y se basa en la adquisición de remanencia magnética en sedimentos y rocas para proporcionar información geológica y geomagnética. Hay distintos tipos de magnetizaciones. Las primarias son aquellas adquiridas en el momento de formación de las rocas, y por lo tanto sus edades son equivalentes. Sin embargo, a lo largo del tiempo, estas mismas rocas pueden ir adquiriendo nuevas magnetizaciones (secundarias), que se suman vectorialmente con la primaria enmascarándola. Esto quiere decir que cualquier roca portadora de una magnetización remanente natural (MRN), acumula la suma vectorial de la magnetización remanente primaria más la/las secundaria/s. En ocasiones estos procesos geológicos también pueden eliminar completamente la magnetización remanente primaria.

Para poder entonces acceder a esta información magnética almacenada en las rocas, se utilizan técnicas de desmagnetización que permiten aislar el o los vectores de magnetización. Las técnicas más comunes utilizadas son por lavados térmicos (TH) y por campos magnéticos alternos decrecientes (AF). La primera consiste en someter a los especímenes que se quieren desmagnetizar por altas temperaturas, a etapas sucesivas de calentamiento creciente hasta alcanzar la temperatura de Curie de los mismos y dejarlos enfriar a temperatura ambiente en un medio libre de campo magnético. El lavado magnético, consiste en aplicar en un medio libre de interferencias de cualquier tipo (campo magnético cero), un campo magnético alterno sinodal que

decrece linealmente a cero, de una magnitud dada cada vez mayor en tres dimensiones, rotando la muestra o el campo magnético. Luego de cada etapa de lavado se mide la dirección (declinación e inclinación) y la intensidad de la magnetización resultante.

La elección de la técnica de desmagnetización depende de la mineralogía magnética de las muestras y su comportamiento. Generalmente se desconoce previo al estudio el comportamiento que van a presentar las rocas durante el tratamiento de lavados paleomagnéticos, por eso se suele realizar una desmagnetización piloto en especímenes representativos para comparar resultados y seleccionar la técnica de desmagnetización más efectiva para esa litología y poder continuar trabajando con esa colección de forma sistemática. Para este trabajo, la desmagnetización térmica resultó ser la más efectiva. La desmagnetización térmica fue conducida en aire y el enfriamiento se realizó dentro de la cámara del horno que tiene aislación de campo magnético y valores internos de campo de alrededor de 10 nT. La desmagnetización se realizó con un mínimo de 12 pasos hasta los 680°C. Se utilizaron un horno modelo ASC TD48-DC (ASC Scientific, Fig. 4.9) y un magnetómetro JR-6 Dual Speed Spinner (AGICO).



Figura 4.9: Equipos utilizados para el estudio paleomagnético. A) Magnetómetro JR-6 Dual Speed Spinner (AGICO). B) Horno de desmagnetización modelo ASC TD48-DC (ASC Scientific).

Los resultados de cada lavado y posterior medición de la magnetización resultante, se representan gráficamente con los gráficos propuestos por Zijderveld (1967), donde se utiliza una proyección de componentes vectoriales. Esta técnica tiene la propiedad de permitir ver en simultáneo la dirección e intensidad de los vectores, proyectadas en dos planos ortogonales que se superponen. La distancia de cada punta del vector al origen de coordenadas es proporcional a su intensidad. Los extremos de los vectores son únicamente representados y unidos por líneas según progresan la desmagnetización. Se utiliza también la proyección estereográfica para representar las direcciones de las sucesivas posiciones de los vectores de la MRN, de módulo unitario. Por otro lado, estos resultados se complementan con un gráfico de desmagnetización normalizada, donde se aprecia la variación del módulo del vector. Todas estas representaciones se muestran en la Figura 4.10. La dirección característica del vector magnético fue obtenida a partir del análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980). Las direcciones medias fueron evaluadas con la estadística de Fischer (1953) utilizando el software Remasoft 3.0 (AGICO Inc.). Se utilizó también el portal web www.paleomagnetism.org (Koymans *et al*, 2016) para el análisis e interpretación de los datos.

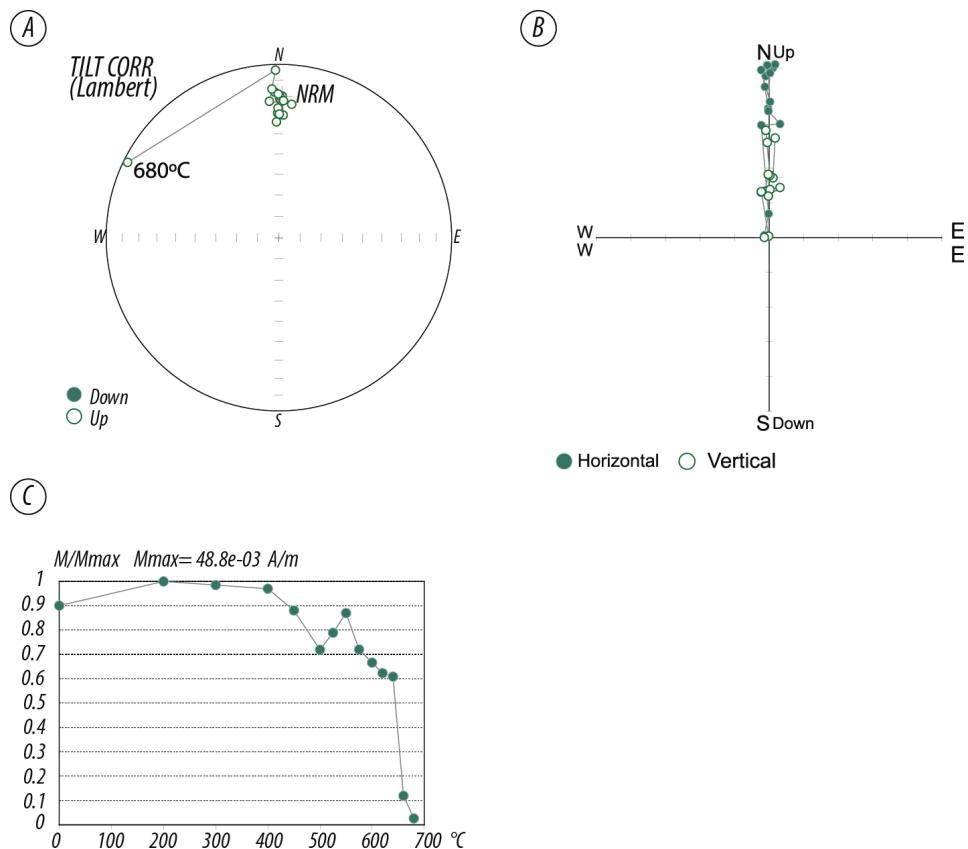


Figura 4.10: Ejemplos de gráficos de desmagnetización de uso común en Paleomagnetismo, para especímenes donde se puede aislar más de una componente. A) proyección estereográfica de igual área, red de Lambert. B) gráficos de Zijderveld (1967). C) Gráfico de desmagnetización normalizada.

MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Las rocas suelen tener una mezcla de minerales magnéticos. Con el objetivo de identificarlos y caracterizarlos, se realizaron curvas termomagnéticas. Estas curvas se realizan pulverizando un trozo de roca y colocándolo en un susceptibilímetro Kappabridge MFK1- FA equipado con un sistema de control de temperatura CS-4 (AGICO, Fig. 4.8). Este equipo va calentando la muestra en etapas sucesivas, con el fin de medir la susceptibilidad total al finalizar cada etapa. El objetivo consiste en conocer la temperatura de Curie/Neel de los minerales magnéticos presentes, caracterizada por quiebres en la curva de susceptibilidad.

CAPÍTULO V

Localidades de estudio y estratigrafía

Arroyo Chuñapampa Este (CH)

La localidad Arroyo Chuñapampa Este (CH) se encuentra en las coordenadas 25°15'S, 65°38'O (Fig. 5.1). El acceso a la zona desde la ciudad de Salta se realiza por la Ruta Nacional N° 68 en dirección sur hasta la localidad de Coronel Moldes, donde se toma el camino hacia el oeste en dirección al Dique Puerta de Díaz, y se continúa por este camino durante aproximadamente 10 km. Luego se imposibilita continuar con vehículo por lo que hay que seguir a pie río arriba durante aproximadamente 4 km (2 horas de caminata) hasta donde la quebrada se estrecha y se encuentra un salto. En este salto se encuentra el contacto entre las formaciones Yacoraite (base) – Olmedo (techo, Fig. 5.2).

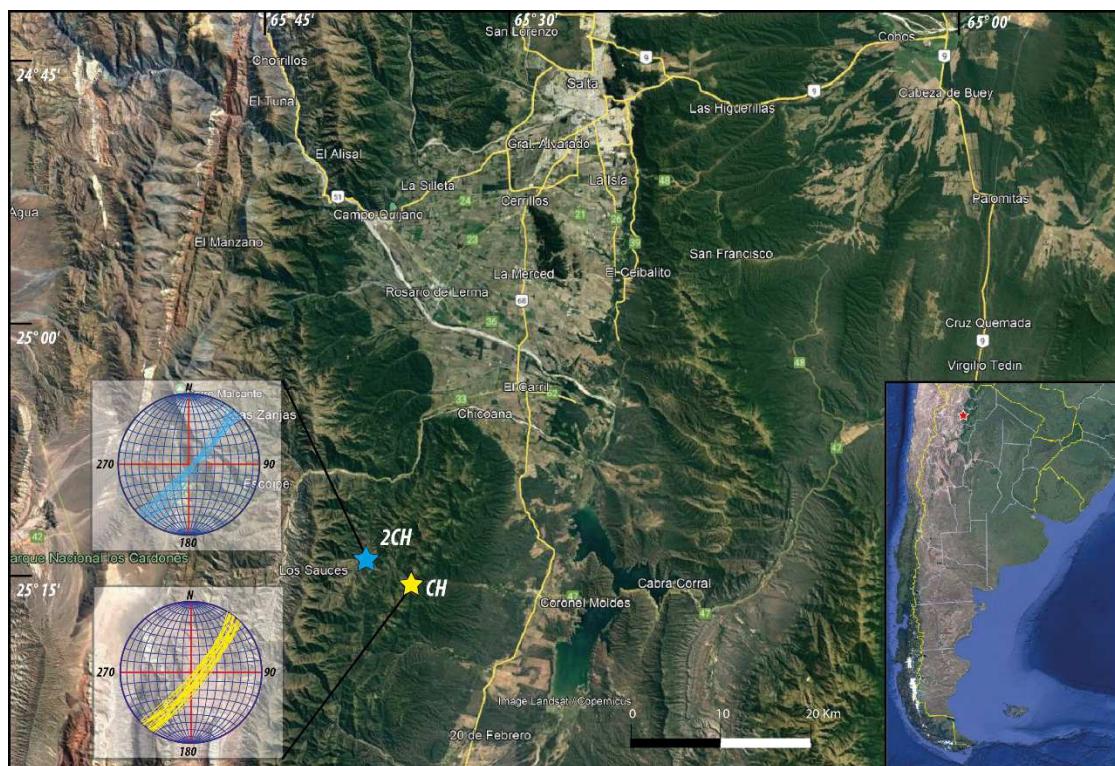


Figura 5.1: Imagen satelital de la ubicación de la localidad Arroyo Chuñapampa Este (CH, estrella amarilla) y Arroyo Chuñapampa Oeste (2CH, estrella celeste) con representación estereográfica de los planos de estratificación correspondientes. El rumbo general de las capas en ambas localidades es NE-SO, con inclinaciones promedio entre 70 y 90 grados hacia el SE. En la localidad 2CH, las inclinaciones son mayores, a tal punto de encontrarse algunos bancos sedimentarios rebatidos.

La localidad presenta la exposición de las unidades del Subgrupo Santa Bárbara en su totalidad, a pesar de tener varios de sus tramos cubiertos. Es por esto que, si bien el perfil se fue levantando utilizando báculo de Jacobo para medir los espesores, en varias partes los mismos debieron ser estimados a partir de datos GPS e imágenes satelitales. Debido a lo anterior, los pasos formacionales no se encuentran detallados con claridad en el perfil dibujado, ya que la mayoría de ellos están en sitios donde los afloramientos se encuentran cubiertos. En total se levantaron aproximadamente 570 metros de espesor de perfil y se recolectaron muestras orientadas para su estudio paleomagnético y de ASM en 20 sitios de muestreo, tratando de generar un espaciado entre los mismos de 10 metros aproximadamente (Fig. 5.16).

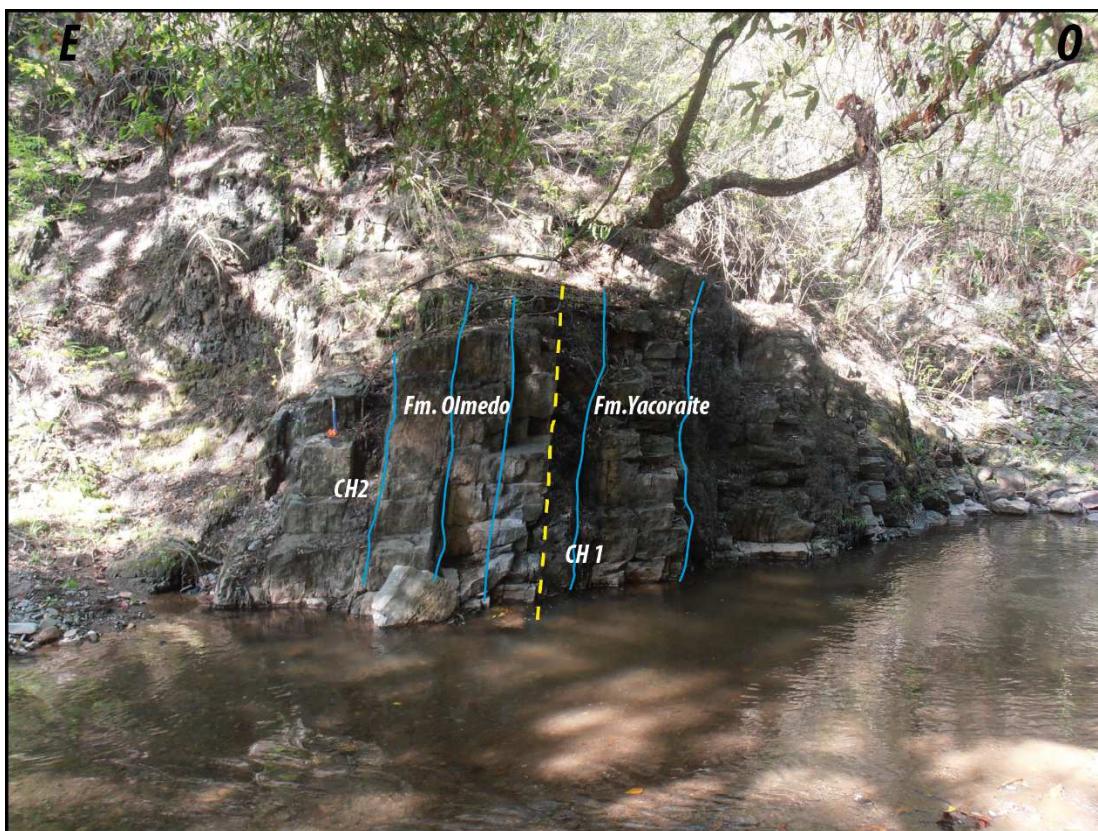


Figura 5.2: Línea amarilla punteada; contacto entre Fm Yacoraite y Fm Olmedo y sitios CH1 y CH2 en el perfil de Chuñapampa Este (CH). Líneas azules: planos de estratificación subverticales.

Los bancos se encuentran altamente deformados, con inclinaciones subverticales con un promedio de 80° . El azimuth promedio de las estructuras es de 038° , NE-SO, prácticamente constante a lo largo de toda la secuencia (Fig. 5.1). Esta localidad comprende el bloque más oriental de los trenes estructurales que cortan el Arroyo Chuñapampa, y que expone los depósitos correspondientes al Subgrupo Santa Bárbara. El perfil sedimentario comienza con el afloramiento de los depósitos cuspidales de la Formación Yacoraite (Fig. 5.2, Fig. 5.16).

Los sitios correspondientes a la Formación Olmedo son el CH2, CH3, CH4, CH5 y CH6 (Fig. 5.3 y 5.9). Están compuestos principalmente por pelitas a limolitas gris-verdosas laminadas (Fig. 5.3a), con intercalaciones de bancos pequeños (aproximadamente de 40 cm de espesor) de areniscas muy finas amarillas laminadas (Fig. 5.3b). Los bancos se encuentran altamente inclinados, y hacia el tope de la secuencia su inclinación aumenta hasta prácticamente rebatirse (Fig. 5.4). Luego los mismos se cubren hasta aflorar en la Formación Mealla.

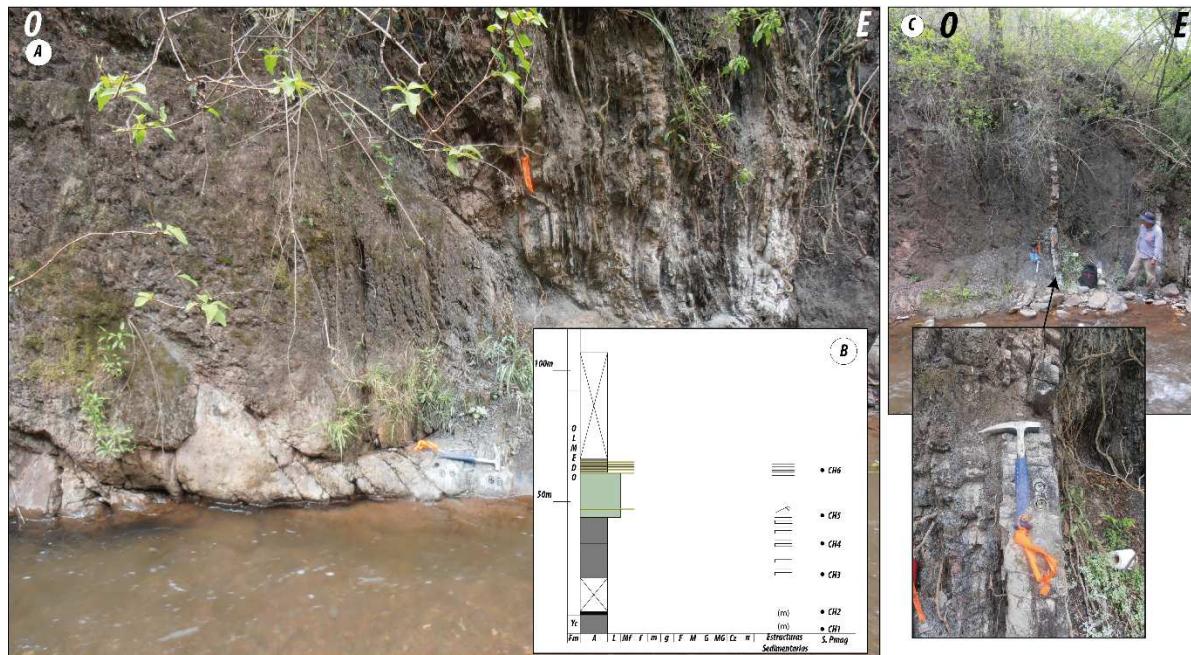


Figura 5.3: A) vista general de los afloramientos correspondientes a la Formación Olmedo en el perfil Chuñapampa Este. B) Detalle del perfil sedimentario de la Formación Olmedo. C) detalle de los bancos de arenas de la Formación Olmedo.

Los afloramientos de la Formación Mealla están compuestos principalmente por una alternancia de pelitas rojas y verdes laminadas y masivas, con intercalaciones de bancos de areniscas finas a muy finas con estratificación horizontal y entrecruzada (Fig. 5.5). Estos afloramientos se encuentran poco expuestos ya que la mayoría de ellos están cubiertos por vegetación. Los pases entre formaciones son difusos y no pudieron ser identificados con claridad. Los sitios correspondientes a la Formación Mealla son los CH7, CH8, CH9 y CH10. El pase a la Formación Maíz Gordo también estaría cubierto, por lo que sólo pudo ser muestreado el intervalo antes mencionado.

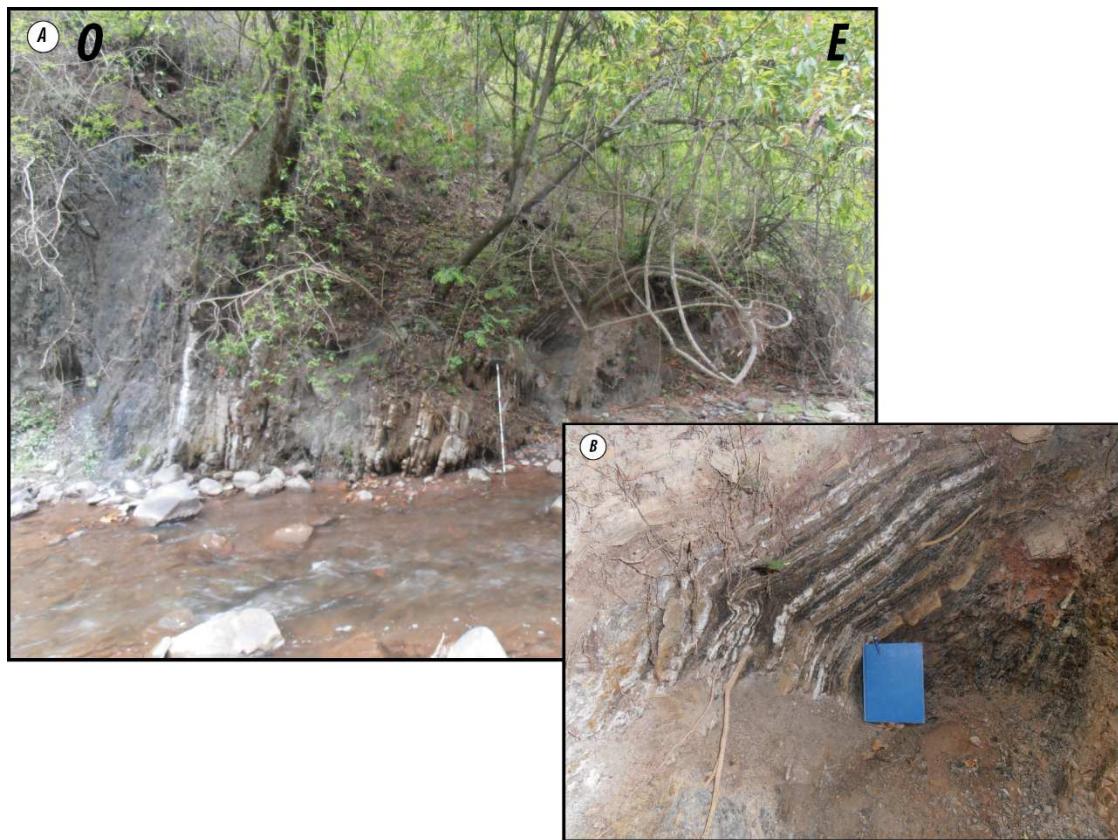


Figura 5.4: A) Imagen general de la actitud de los estratos aflorantes hacia el techo de la Formación Olmedo en el perfil Chuñapampa Este antes de cubrirse. B) detalle de la inclinación y repliegue interno de los bancos.

Al igual que las unidades subyacentes, los depósitos de la Formación Maíz Gordo no se encuentran completamente expuestos. Debido a esto, se obtuvieron 5 sitios en distintos puntos donde los bancos mostraban la mejor exposición. Estos sitios son el CH11, CH12, CH13, CH14 y CH15. Corresponden principalmente a pelitas y limolitas gris verdosas, con laminación horizontal (Fig. 5.6a). Se observaron bancos de pelitas grises laminadas con grietas llenas de carbonato de hasta un metro de profundidad (Fig. 5.6b). Se compone también de bancos de arenas finas con laminación ondulítica (Fig. 5.6c). También se encontró un banco de estromatolitos de aproximadamente 20 cm de espesor (Fig. 5.6d). El pase entre la Formación Maíz Gordo y la Formación Lumbarda es difuso, ya que el mismo estaría cubierto por vegetación.

La Formación Lumbarda se compone de bancos de arenas finas y muy finas rojas, con estratificación entrecruzada (Fig. 5.7). Los sitios pertenecientes a la Formación Lumbarda son el CH16, CH17, CH18, CH19 Y CH20. Si bien los afloramientos se encuentran bastante derrumbados, a diferencia de las formaciones anteriores, afloran de forma continua a lo largo del perfil.



Figura 5.5: A) vista y perfil general de los afloramientos de la Formación Mealla en el perfil Chuñapampa Este. B) detalle de las estructuras sedimentarias pertenecientes a la Formación Mealla.

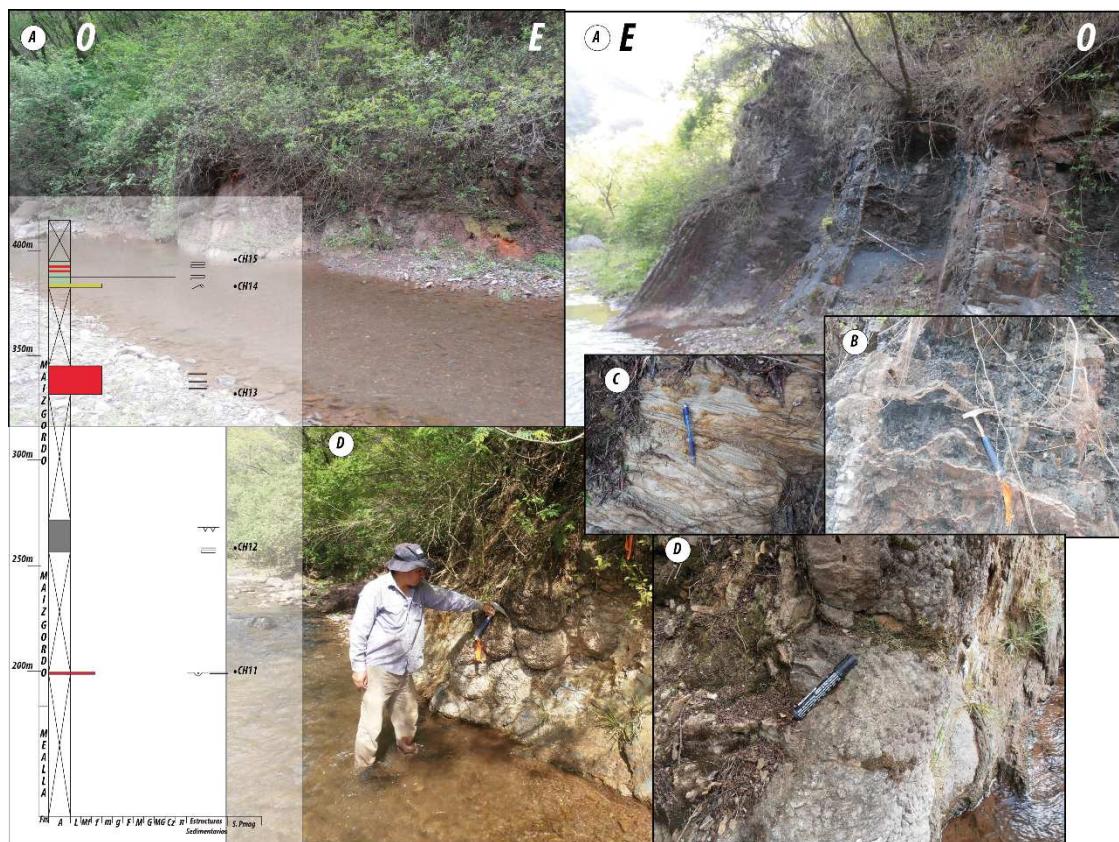


Figura 5.6: Formación Maíz Gordo. A) Vista general de los afloramientos en el perfil Chuñapampa Este. B) Detalle de las grietas de desecación. C) Arenas finas con laminación ondulítica. D) Banco de estromatolitos.

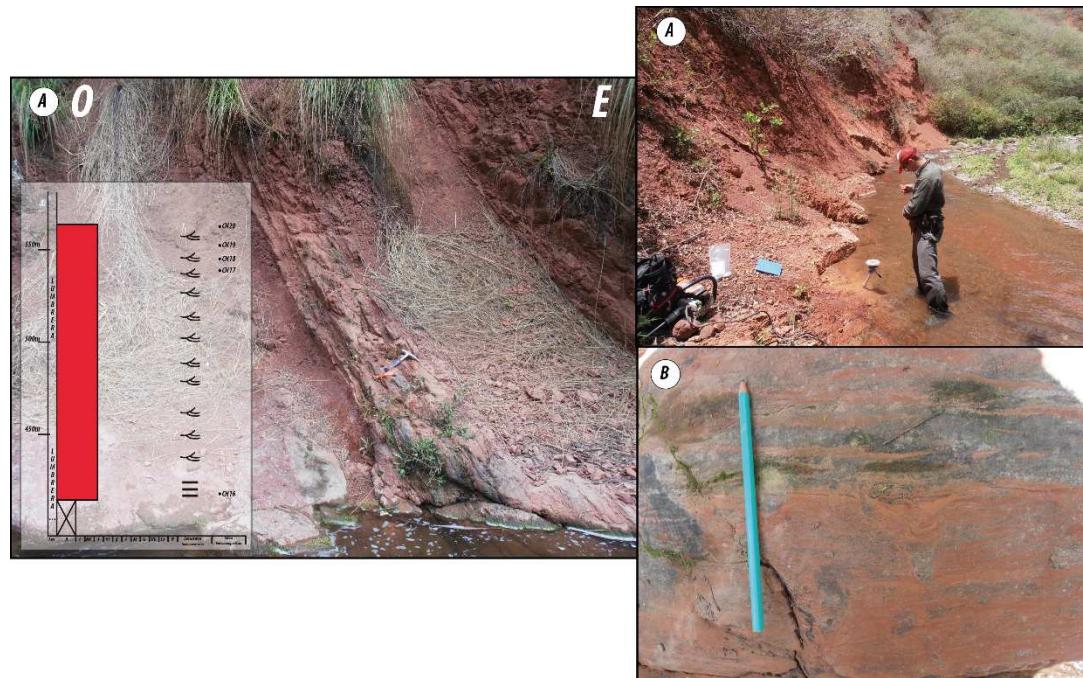
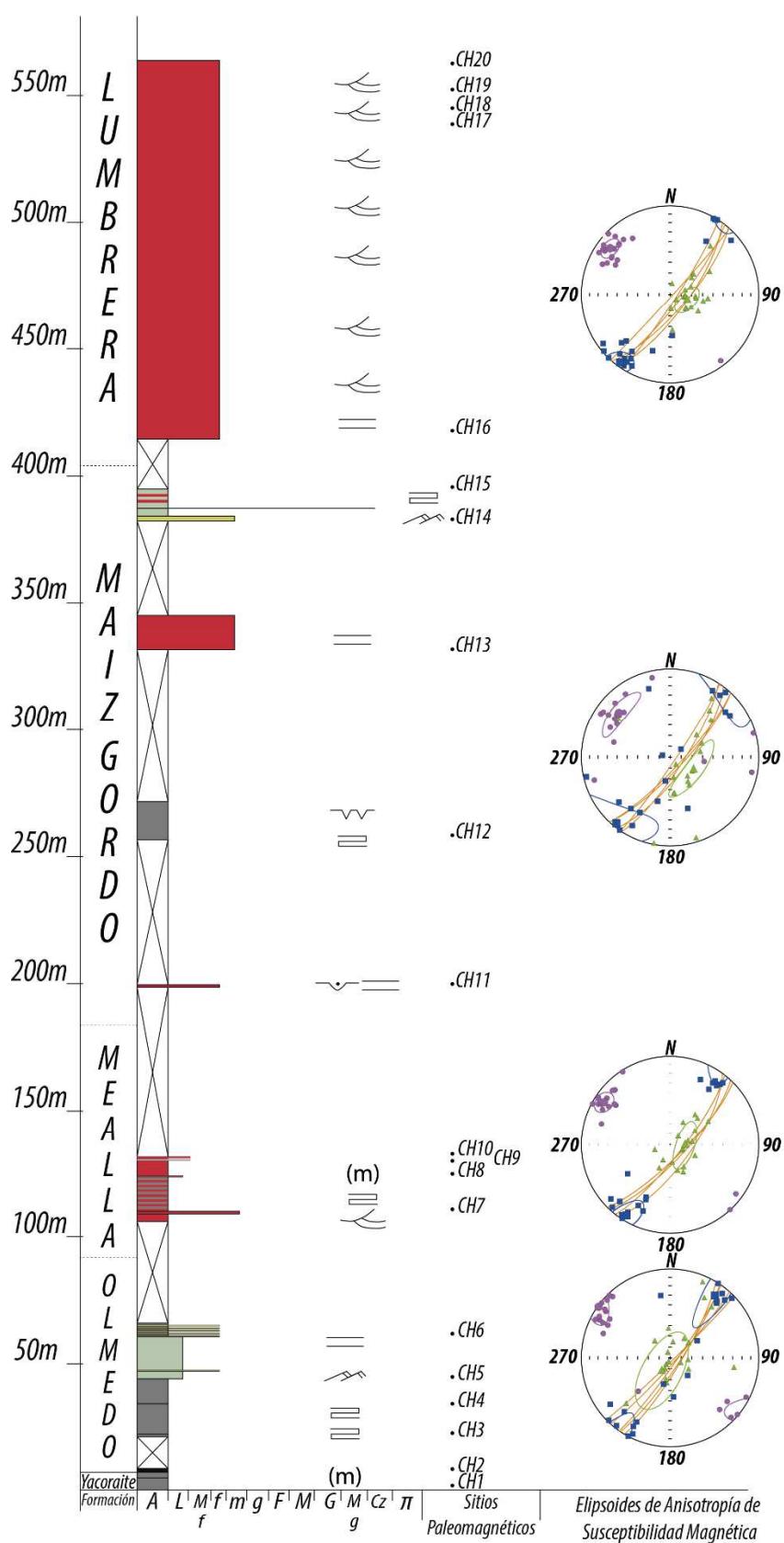


Figura 5.7: A) Vista general de los afloramientos de la Formación Lumbrera en el perfil Chuñapampa Este. B) estratificación entrecruzada.

CHUÑAPAMPA ESTE (CH)



Litologías

A	Pelita
L	Limolita
Mf	Arenisca muy fina
f	Arenisca fina
m	Arenisca media
g	Arenisca gruesa
F	Conglomerado fino
M	Conglomerado medio
G	Conglomerado grueso
MG	Conglomerado muy grueso
Cz	Carbonato
π	Toba

Los colores indican la coloración de los estratos observada en el campo

Estructuras sedimentarias

==	Laminación horizontal
==	Estratificación horizontal
↙	Estratificación diagonal de bajo ángulo
↖	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo
↙↙	Estratificación entrecruzada en artesa
==	Laminación ondulítica
↖↖	Climbing
(m)	Masiva
~~	Tope ondulado
~~	Base erosiva
vvv	Grietas de desecación
•••	Clastos blandos o intraformacionales
⊕	Litoclastos
⊖	Bioclastos rotos
⌒	Estromatolito
○	Fósiles

Figura 5.8: perfil estratigráfico del Arroyo Chuñapampa Este (CH). Ver en el Apéndice para mayor detalle.

Arroyo Chuñapampa Oeste (2CH)

La localidad Arroyo Chuñapampa Oeste (2CH) se encuentra en las coordenadas 25°15'S, 65°38'O (Fig. 5.1), al oeste de la localidad CH. El acceso a la zona desde la ciudad de Salta se realiza por la Ruta Nacional Nº 68 hacia el sur hasta la localidad de El Carril, donde se cruza con la Ruta Provincial Nº 33, y se continúa por esta última en dirección oeste durante 20 kilómetros, hasta llegar a la bifurcación que llega a la entrada del Potrero de Díaz. Se toma ese camino durante 15 kilómetros, donde se debe continuar a pie por la quebrada del Arroyo Chuñapampa hasta llegar al contacto entre las Formaciones Yacoraite – Olmedo. Los estratos poseen altas inclinaciones, llegando incluso algunos bancos a estar rebatidos. El rumbo general de las estructuras es NE-SO, similar a las actitudes medidas en la localidad CH (039°/85°; azimut medido de 0 a 360°, e inclinación a 90° del azimut medido en sentido horario, regla de medición utilizada en este trabajo; Fig. 5.1). En esta localidad se relevó una columna sedimentaria de aproximadamente 550 metros de espesor y se recolectaron muestras orientadas para su estudio paleomagnético y de ASM en 16 sitios de muestreo (Fig. 5.16).

En esta localidad, la transición entre la Formación Yacoraite y la Formación Olmedo se puede visualizar a partir de un cambio de facies de carbonatos a facies de pelitas verdes (Fig. 5.9). La Formación Olmedo se compone de pelitas que alternan entre colores grises, verdes y rojizos, con laminación horizontal y bases erosivas (Fig. 5.9). Los sitios correspondientes a la Formación Olmedo son el 2CH2 y 2CH3. El sitio 2CH1 corresponde al tope de la Formación Yacoraite.

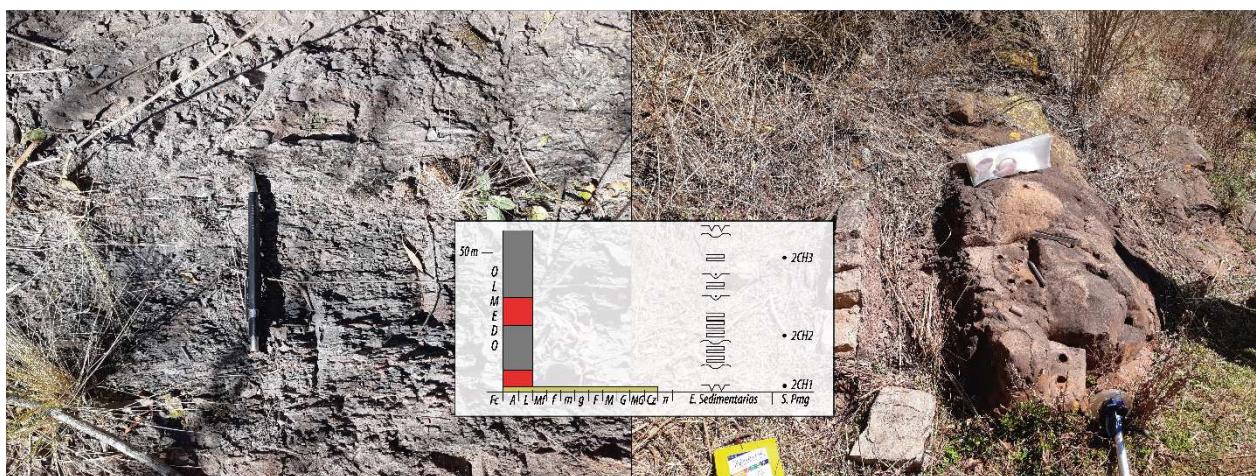


Figura 5.9: Pelitas grises laminadas (izquierda) y pelitas rojas de la Formación Olmedo (derecha). Detalle del perfil correspondiente a este tramo.

La Formación Mealla se compone principalmente de pelitas rojas con laminación horizontal y areniscas muy finas con estratificación horizontal, algunas con grietas de desecación y topes ondulados (Fig. 5.10). En esta formación se encontraron dos posibles tobas, que hasta el momento de la realización de este trabajo no se han datado (Fig. 5.11). Sólo pudo ser obtenido un sitio en la Formación Mealla, que es el sitio 2CH4.



Figura 5.10: vista panorámica de los afloramientos de la Formación Mealla (corresponde a facies fluviales) en el perfil del arroyo Chuñapampa Oeste. Detalle del perfil sedimentario correspondiente a este tramo.



Figura 5.11: A) Facies fluviales de la Formación Mealla en el perfil del arroyo Chuñapampa Oeste. B) detalle de la posible toba encontrada.

La Formación Maíz Gordo se compone de pelitas rojas que pasan a grises y verdes con laminación horizontal conforme se sube en el perfil estratigráficamente (Figs.5.12, y 5.13). También se intercalan bancos de areniscas con estratificación ondulítica (Fig. 5.13b). Presenta grietas de desecación e intercalaciones de bancos de estromatolitos y calizas de entre 20 y 30 centímetros de espesor (Fig. 5.13). Los sitios correspondientes a la Formación Maíz Gordo son el 2CH5, 2CH6, 2CH7y 2CH8.



Figura 5.12: arcillitas verdes de los afloramientos de la Formación Maíz Gordo en el perfil Chuñapampa Oeste. Detalle del perfil sedimentario correspondiente a este tramo.

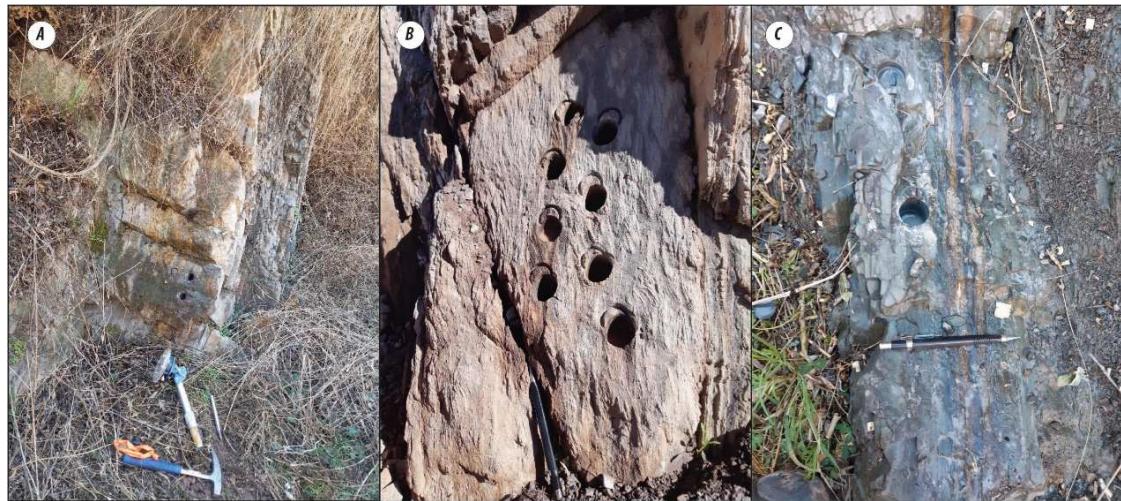


Figura 5.13: detalle de los afloramientos de la Formación Maíz Gordo en el perfil Chuñapampa Oeste. A) banco de estromatolitos. B) areniscas finas con estratificación ondulítica. C) pelitas grises con laminación horizontal.

La Formación Lumbra es la que presenta los mejores afloramientos y exposición en este perfil. Se compone de 300 metros de sedimentos fluviales de pelitas y areniscas finas rojas, con laminación y estratificación horizontal, masivas, ondulitas, estratificación entrecruzada de bajo ángulo y bases erosivas (Fig. 5.14). Se encuentra intercalado un paquete de areniscas finas y medias de color verde que correspondería a la “Faja Verde de Lumbra” (Carbajal *et al.*, 1977. Fig. 5.15). Los sitios correspondientes a la Formación Lumbra son el 2CH9, 2CH10, 2CH11, 2CH12, 2CH13, 2CH14, 2CH15 y 2CH16.

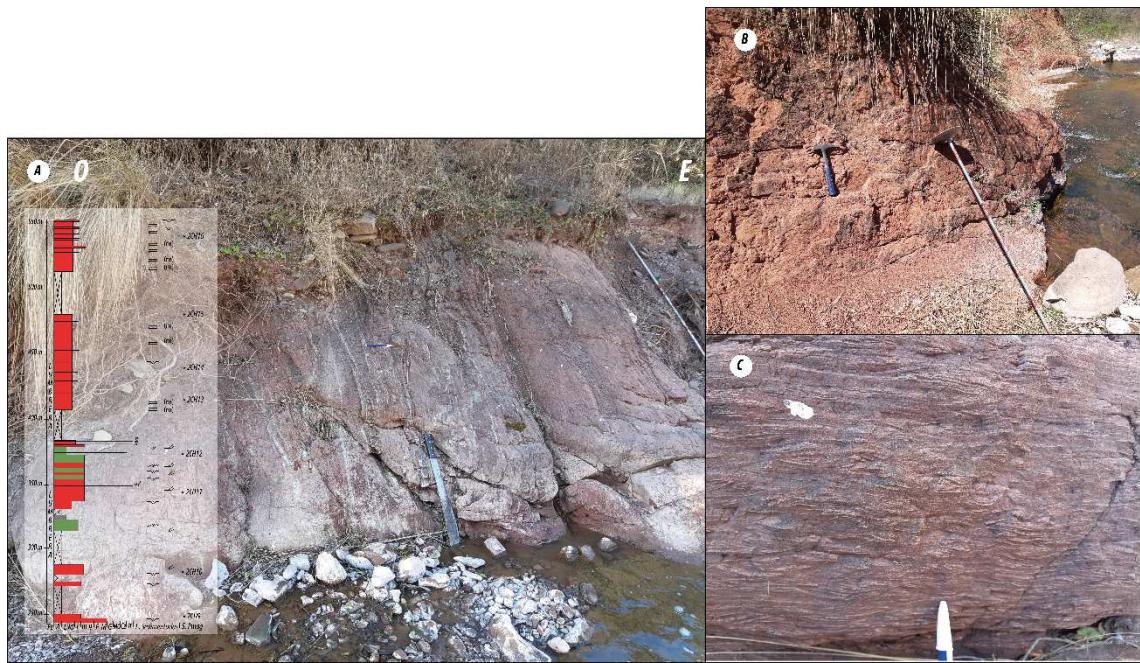
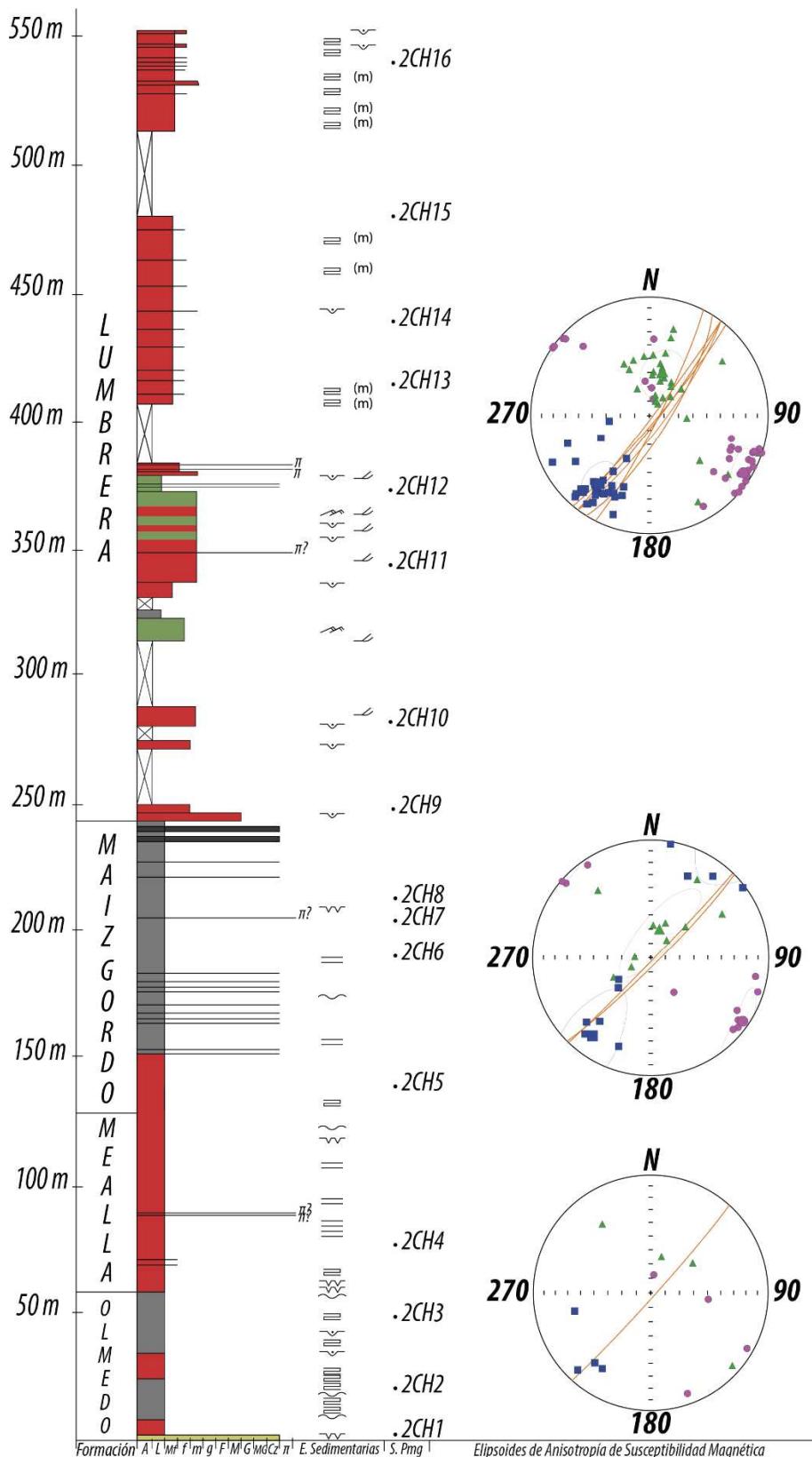


Figura 5.14: Formación Lumbrera en el perfil Chuñapampa Oeste. A) vista general de los afloramientos. B) areniscas masivas rojizas. C) Areniscas rojizas con estratificación entre cruzada de bajo ángulo.



Figura 5.15: Faja verde de la Formación Lumbrera aflorante en perfil de Chuñapampa Oeste. Sitio 2CH12

CHUÑAPAMPA OESTE (2CH)



Litologías

A	Pelita
L	Limolita
Mf	Arenisca muy fina
f	Arenisca fina
m	Arenisca media
g	Arenisca gruesa
F	Conglomerado fino
M	Conglomerado medio
G	Conglomerado grueso
MG	Conglomerado muy grueso
Cz	Carbonato
π	Toba

Los colores indican la coloración de los estratos observada en el campo

Estructuras sedimentarias

Horizontal Lamination
Estratificación horizontal
Estratificación diagonal de bajo ángulo
Estratificación entrecruzada de bajo ángulo
Estratificación entrecruzada en artesa
Laminación ondulítica
Climbing
Masiva (m)
Tope ondulado
Base erosiva
Grietas de desecación
Clastos blandos o intraformacionales
Litoclastos
Bioclastos rotos
Stromatolito
Fósiles

Figura 5.16: Perfil estratigráfico del Arroyo Chuñapampa Oeste (2CH). Ver en el Apéndice para mayor detalle.

Arroyo Pablo (AP y 2AP)

La localidad Arroyo Pablo fue estudiada en detalle por del Papa y colaboradores (2010 y 2022). Para este trabajo se realizó un muestreo paleomagnético preliminar (AP) y posteriormente se visitó nuevamente para densificar el muestreo (2AP). Se ubica en las coordenadas 25° 48' S y 65° 27' O (Fig. 5.17). El acceso a la misma se realiza desde la Ciudad de Salta tomando la Ruta Nacional Nº 68 hacia el sur, hasta la localidad de La Viña. Allí se toma la Ruta Provincial Nº 6 hacia el este, en dirección a Guachipas y Pampa Grande, durante 50 kilómetros, donde el camino es cortado por el Arroyo Pablo.

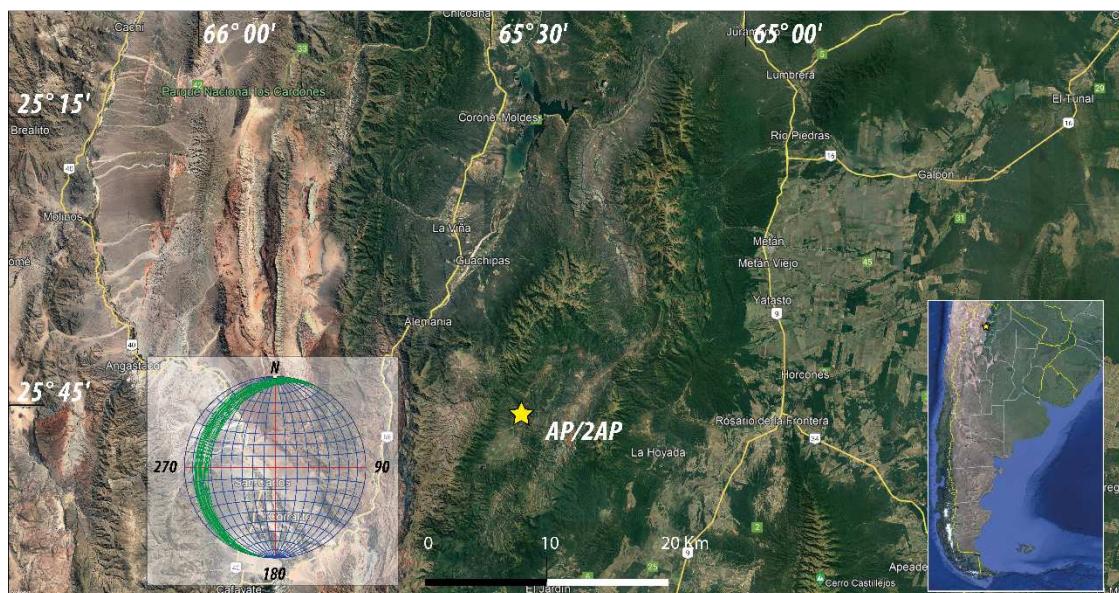


Figura 5.17: Imagen satelital de la ubicación de la localidad Arroyo Pablo (AP/2AP, estrella amarilla) con representación estereográfica de los planos de estratificación correspondientes. El rumbo general de las capas NE-SO, con inclinaciones promedio entre 15 y 30 grados hacia el NO.

En esta localidad se relevó una columna sedimentaria de aproximadamente 600 metros de espesor y se recolectaron muestras orientadas para su estudio paleomagnético y de ASM en 27 sitios de muestreo (Fig. 5.24), acumulados en las dos campañas: sitios AP (2018) y sitios 2AP (2021), respectivamente. El rumbo general de las capas es NE-SO, con un azimut promedio de 197° e inclinaciones promedio de 17°, llegando en algunos casos a tener 30° de inclinación.

La Formación Olmedo en el Arroyo Pablo (Fig. 5.18) está compuesta por intercalaciones de pelitas gris verdosas con laminación horizontal (Fig. 5.18) con areniscas finas y muy finas de color rojizo, con estratificación diagonal de bajo ángulo (Fig. 5.18) y climbing ondulítico. Los sitios correspondientes a la Formación Olmedo son el 2AP2 y 2AP3. El sitio 2AP1 corresponde a los carbonatos del tope de la Formación Yacoraite.



Figura 5.18: A) vista general de los afloramientos de la Formación Olmedo en el Arroyo Pablo. B) Areniscas de color rojizo con estratificación entrecruzada de bajo ángulo. C) Pelitas gris verdosas con laminación horizontal y sitio 2AP2. Detalle del perfil sedimentario correspondiente a este tramo.

La Formación Mealla se compone principalmente de una alternancia entre areniscas finas y medias, rojizas, con estratificación entrecruzada y entrecruzada de bajo ángulo, intraclastos blandos y bases erosivas (Fig. 5.19a y b), en algunos casos con ondulitas, o bien bancos con estratificación horizontal o bancos masivos (Fig. 5.19c). Hacia el techo de la Formación Mealla en esta localidad fue localizado un banco de tobas de 15 a 20 cm de espesor (Fig. 5.19d). Esta toba fue datada por del Papa *et al.*, (2022) y arrojó una edad de cristalización del Paleoceno Superior de 57.76 ± 0.50 Ma. Los sitios correspondientes a la Formación Mealla son el 2AP4, 2AP5, 2AP6, 2AP7, 2AP8, 2AP9 y 2AP10 (este último es el mismo sitio que el AP3).

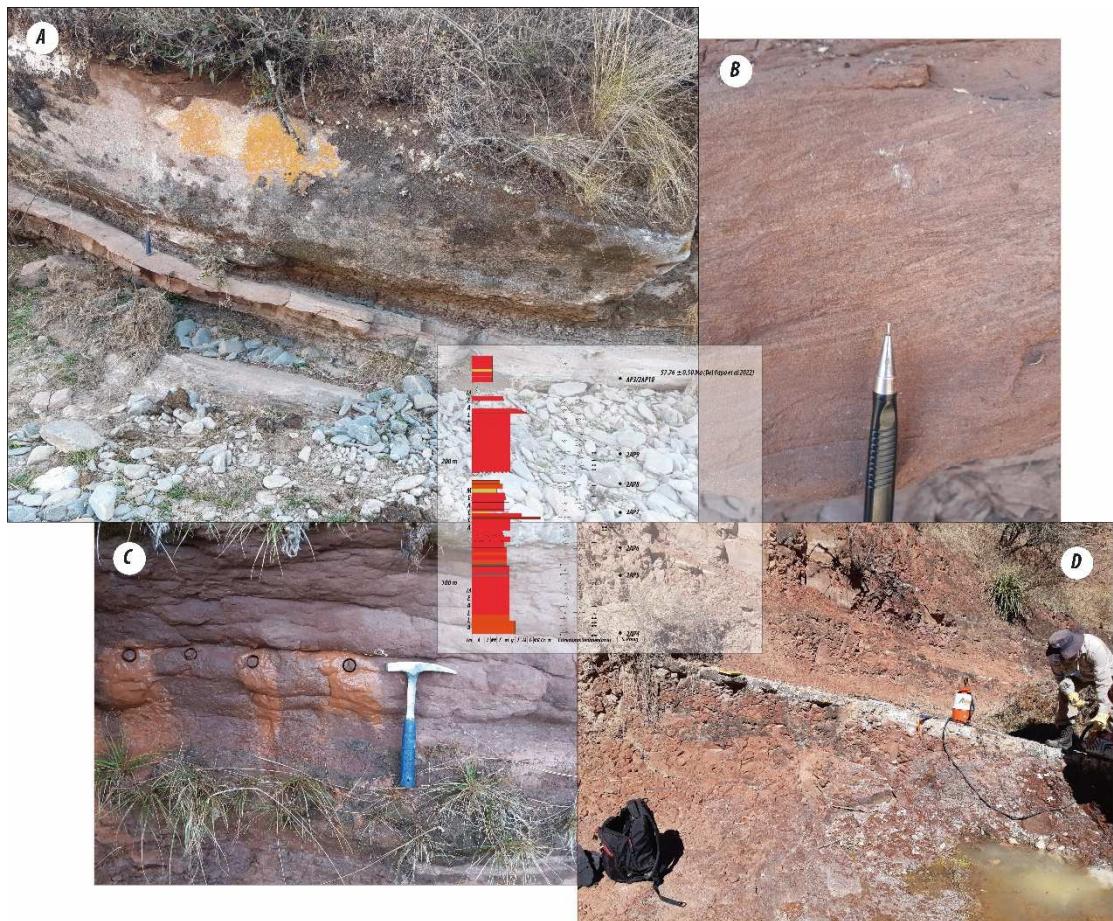


Figura 5.19: Formación Mealla en el perfil del Arroyo Pablo. A) vista general de los afloramientos, donde se observa una alternancia de bancos de areniscas medianas y finas con areniscas muy finas, con estratificación horizontal. B) Areniscas finas con estratificación entrecruzada. C) areniscas muy finas masivas. Sitio 2AP9. D) toba de 57.76 ± 0.50 Ma. (datada por del Papa *et al.*, 2022). Detalle del perfil sedimentario correspondiente a este tramo.

En líneas generales, la Formación Maíz Gordo en el Arroyo Pablo se destaca por sus colores grises y verdes de las areniscas medianas a gruesas y conglomerados de las mismas tonalidades (Fig. 5.20). El contacto entre la Formación Mealla y la Formación Maíz Gordo se encuentra representado por unos bancos de conglomerados basales gris verdoso con bases erosivas (Fig. 5.21). Hacia el techo de la Formación, se encontraron restos fósiles que no pudieron ser identificados, aunque del Papa *et al.*, (2022) señalan la presencia de restos de fragmentos de caparazones de tortuga y otros materiales orgánicos (Fig. 5.22).



Figura 5.20: vista general de los afloramientos de la Formación Maíz Gordo en el perfil del Arroyo Pablo. Detalle del perfil sedimentario correspondiente a este tramo.



Figura 5.21: Detalle de los conglomerados basales de la Formación Maíz Gordo en el perfil del Arroyo Pablo.

Los sitios correspondientes a la Formación Maíz Gordo son el AP4, 2AP11 (mismo que AP5), 2AP12, 2AP13, AP6, AP7, 2AP14, 2AP15, AP8 y 2AP16. El contacto entre la Formación Maíz Gordo y la Formación Lumbreña se reconoce por la presencia de grandes paquetes de areniscas rojas con estratificación entrecruzada de la Formación Lumbreña, que yacen en contacto neto sobre las areniscas gris verdosas de la Formación Maíz Gordo (Fig. 5.23).



Figura 5.22: Restos fósiles en el tope de la Formación Maíz Gordo aflorante en el perfil del Arroyo Pablo. Restos fósiles con las mismas características fueron descriptos en este perfil por del Papa *et al.*, (2022).



Figura 5.23: contacto entre las facies gris verdosas de la Formación Maíz Gordo (base) y las facies de areniscas rojas con estratificación entrecruzada de la Formación Lumbra (techo).

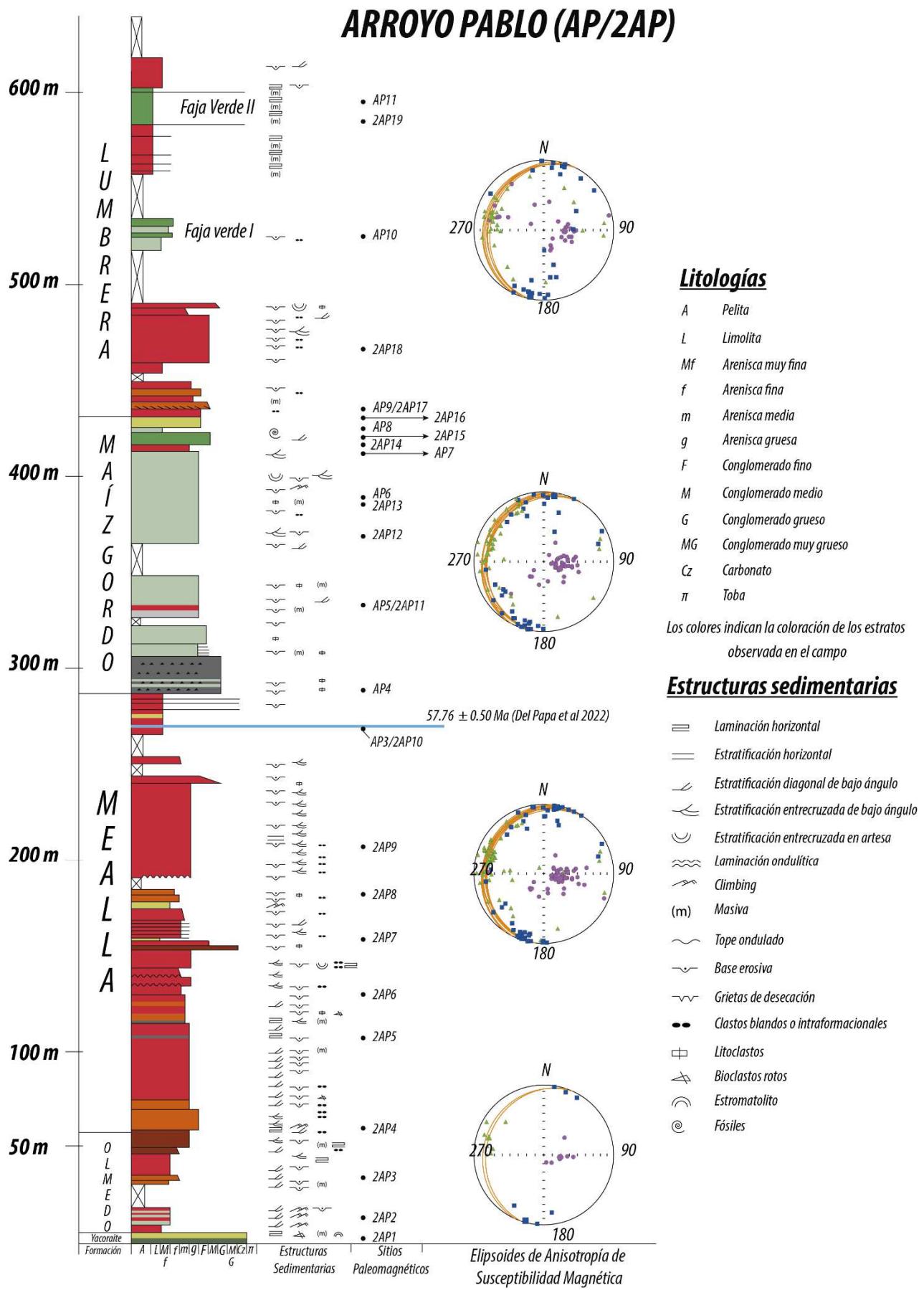


Figura 5.24: perfil estratigráfico del Arroyo Pablo. Ver en el Apéndice para mayor detalle

La Formación Lumbreña representa el tope de la secuencia del Subgrupo Santa Bárbara (Fig. 5.24). Se compone principalmente de bancos de areniscas gruesas a conglomerados finos, de color rojizo, con estratificación entrecruzada, bases erosivas e intraclastos, que se intercalan con fangolitas rojizas masivas o con laminación horizontal (Fig. 5.25 a, b). Es notoria la presencia de fangolitas y areniscas muy finas de color gris verdoso y estructuras laminares, que fueron denominadas y descriptas como Fajas Verdes (Schlagintweit, 1936; Carbajal *et al.*, 1977. Fig. 5.25 c y d). Estas fajas muestran otro régimen de sedimentación y son buenos marcadores estratigráficos a nivel cuencal. La Faja Verde II o Faja Verde Superior separa lo que en la literatura se denomina Lumbreña Inferior de Lumbreña Superior (del Papa, 2006). En esta faja verde se encuentra un horizonte endurecido, de unos 15 cm de espesor, con presencia de materia orgánica, que correspondería a un paleosuelo (del Papa *et al.*, 2010; Fig. 5.26), que también es un buen marcador estratigráfico a nivel cuencal.

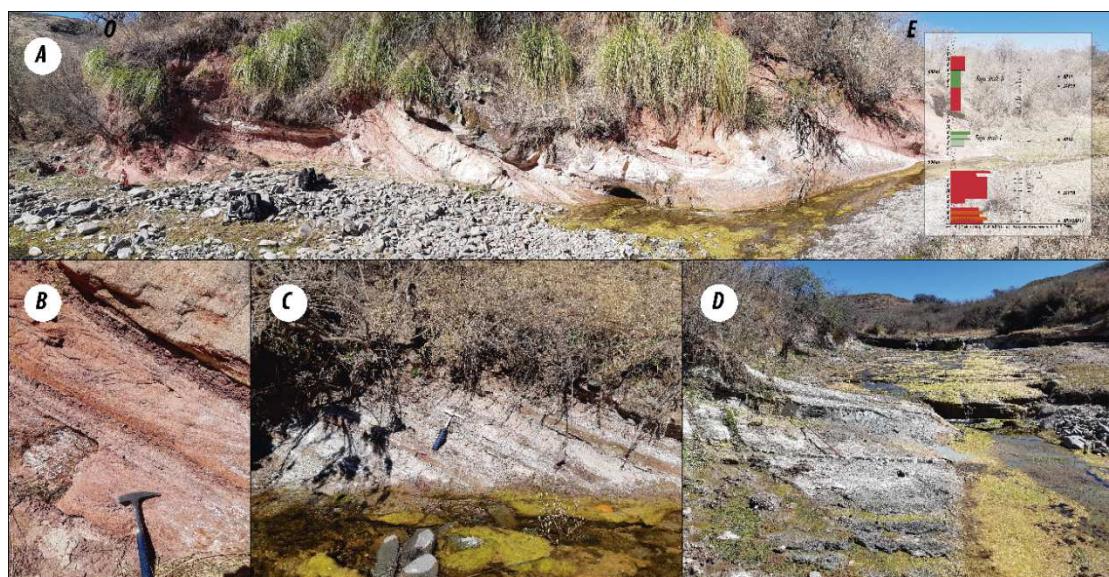


Figura 5.25: Formación Lumbreña en el perfil del Arroyo Pablo. A) Vista general de los afloramientos de la Formación Lumbreña. B) detalle de la intercalación de los bancos de areniscas con estratificación horizontal con las fangolitas laminadas. C) Faja Verde I o inferior. D) Faja Verde II o superior. Detalle del perfil sedimentario correspondiente a este tramo.

Los sitios correspondientes a la Formación Lumbreña en el Arroyo Pablo son AP9 (mismo que 2AP17), 2AP18, AP10, 2AP19 y AP11.

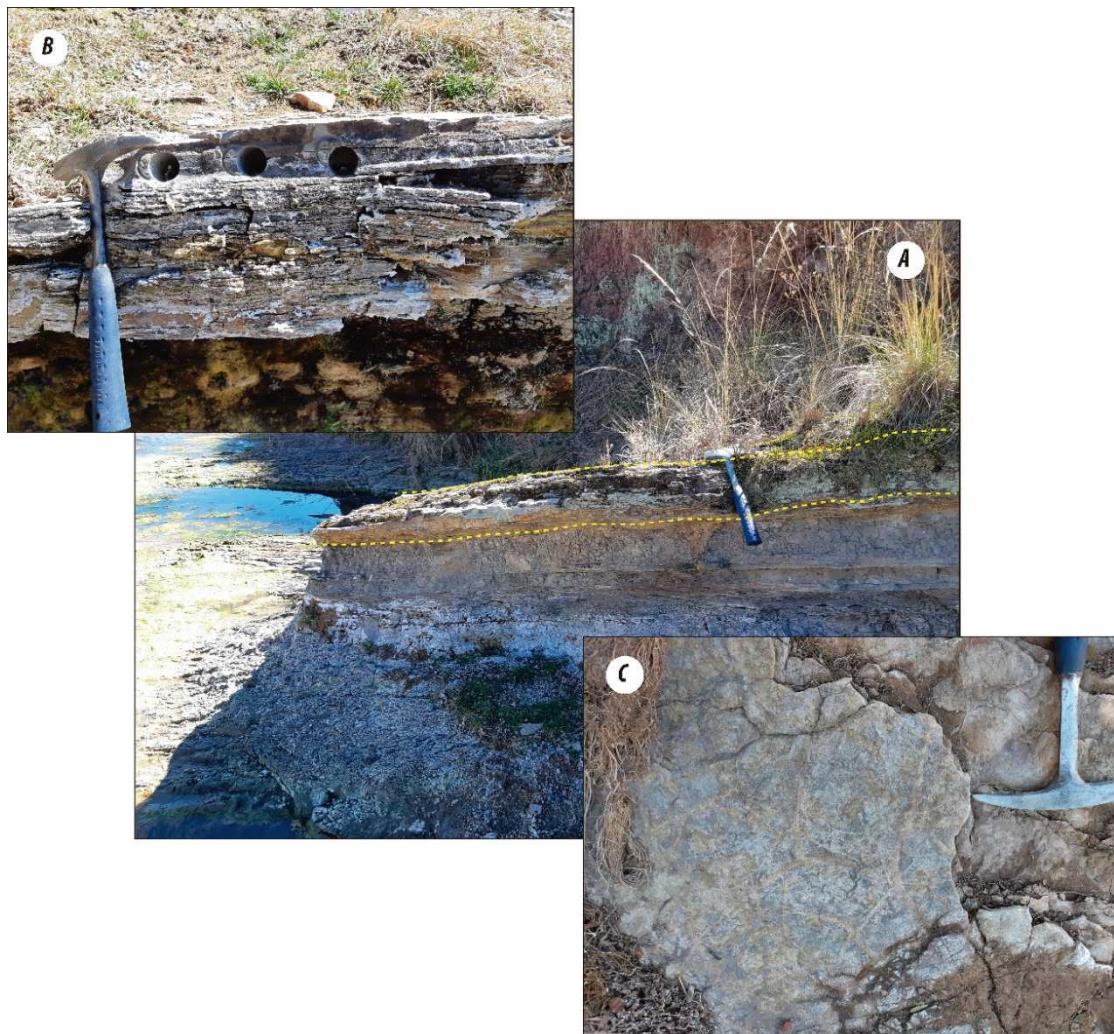


Figura 5.26: A) Horizonte endurecido en la Formación Lumbarda (línea amarilla). B) Detalle del horizonte. Se observa laminación horizontal. Sitio AP11. C) Grietas de desecación, indicando exposición subaérea.

Resumen de la evolución paleoambiental

Como ya se mencionó anteriormente, el Subgrupo Santa Bárbara representa la etapa de postrift de la cuenca del Grupo Salta.

La Formación Olmedo corresponde a un ambiente de lago hipersalino restringido, depositado durante un período de clima cálido y húmedo (Marquillas *et al.*, 2005; Quattrochio *et al.*, 2000). Estas facies se encuentran bien representadas en las localidades del Arroyo Chuñapampa, indicando una posición dentro de la cuenca un poco más profunda, de un ambiente más litoral (Figs. 5.4 y 5.10). En cambio, en la zona del Arroyo Pablo la Formación Olmedo presenta facies continentales, rojizas, indicando una posición en la cuenca menos profunda y con mayor predominancia de influencia fluvial (Fig. 5.18).

Las facies de la Formación Mealla corresponderían a un ambiente dominado por canales fluviales con migración lateral y planicies fangosas con recurrentes inundaciones, que fueron cortadas durante los períodos de mayor descarga (Marquillas *et al.*, 2005). Estos canales son más evidentes en la zona del Arroyo Pablo, donde se observan paquetes sedimentarios fluviales apilados, con erosión en la base y estructuras tractivas (Fig. 5.19). En el Arroyo Chuñapampa, estas facies representan ambientes de menor energía, donde predomina la sedimentación fangosa (Fig. 5.10).

Las facies de la Formación Maíz Gordo indican un período más cálido y húmedo (Marquillas *et al.*, 2005; del Papa *et al.*, 2022), con facies fluviales que gradan a facies lacustres, con presencia incluso de estromatolitos (Fig. 5.6). En las zonas del Arroyo Chuñapampa Este y Oeste se observan mejor las facies fluviales, mientras que en el Arroyo Pablo se aprecian las facies fluviales de alta energía (Fig. 5.21) que gradan a facies lacustres.

Los depósitos de la Formación Lumbrera indican un ambiente de canales fluviales arenosos, de moderada sinuosidad, con planicies fangosas que son cortadas e inundadas por los ríos (del Papa, 2006; del Papa, 2010). Este sistema fluvial es inundado, formando la Faja Verde (Fig. 5.25 c). Esta faja consiste en la formación de un lago de agua limpia, que a lo largo del tiempo evolucionó a un lago profundo estratificado, con condiciones anóxicas en el fondo (del Papa *et al.*, 2022). Posteriormente, habrían vuelto a predominar las facies fluviales de relleno de canal y el desarrollo de planicies de inundación, que volvieron a ser inundadas por un lago efímero (del Papa, 2006, Fig. 5.25d).

En resumen, en la zona del Arroyo Chuñapampa la evolución sedimentaria muestra el desarrollo de facies continentales de zonas más litorales o profundas, donde hay mayor desarrollo de facies finas debido a un ambiente general de menor energía en comparación con la zona del Arroyo Pablo, donde las facies son de ambientes dominados principalmente por canales fluviales que son inundados en diversas ocasiones dando paso al desarrollo de lagos.

CAPÍTULO VI

Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)

En todas las localidades de estudio, se realizó un muestreo sistemático a lo largo de la columna sedimentaria, donde se procuró establecer un sitio cada 10 o 20 metros estratigráficos. Esto arrojó un resultado de 20 sitios de muestreo y 77 especímenes para el perfil de Chuñapampa Este (CH, Fig. 6.3), 16 sitios de muestreo y 46 especímenes para el perfil de Chuñapampa Oeste (2CH, Fig. 6.8), y 28 sitios de muestreo y 105 especímenes para el perfil del Arroyo Pablo (AP/2AP, Fig. 6.14).

ASM a lo largo del perfil de Chuñapampa Este (CH)

Los resultados de ASM en cada sitio de muestreo tienen consistencia estadística interna. Del análisis direccional total *in situ* de los ejes de ASM se observa que los ejes $K_{máx}$ y K_{int} tienden a disponerse contenidos dentro de los planos de estratificación y los ejes $K_{mín}$ a 90 grados de los anteriores, paralelos a los polos de dichos planos (Fig. 6.1). Los ejes $K_{máx}$ se tienden a agrupar en el 1er y 3er cuadrante, en dirección NE-SO, con rumbo e inclinación promedio 216°/04° (Fig. 6.1; Tabla 6.1). Los ejes $K_{mín}$ tienden a disponerse en el 2do cuadrante, paralelos a los polos de los planos de estratificación, con rumbo promedio 307°/12° (Fig.6.1; Tabla 6.1).

Del análisis escalar de los parámetros de ASM del total del perfil, se observa que la susceptibilidad media (K_{mean}) es de 1.34×10^{-4} SI, el grado de anisotropía (P_j) promedio es del 3.6% y el parámetro de forma (T) es 0.5 ($T > 1$; Tabla 6.1; Figs. 6.2 y 6.3), esto es elipsoides de tipo oblados.

	Susceptibilidad media (K_{mean})	Grado de anisotropía (P_j)	Parámetro de forma (T)	Actitud promedio	Declinación/Inclinación de los ejes de ASM (Sin corrección de estructura)	Declinación/Inclinación de los ejes de ASM (Con corrección de estructura)
A° Chuñapampa Este (CH)	1.34×10^{-4} SI	3.6%	0.5 ($T > 1$)	038°/80°	$K_{máx}: 215.9°/4.1°$ $K_{int}: 108.1°/76.8°$ $K_{mín}: 306.8°/12.5°$	$K_{máx}: 33.5°/2.3°$ $K_{int}: 303.4°/3.1°$ $K_{mín}: 160.6°/82.2°$
A° Chuñapampa Oeste (2CH)	1.35×10^{-4} SI	2.8%	0.4 ($T > 1$)	039°/85°	$K_{máx}: 216.9°/28.1°$ $K_{int}: 18.2°/60.7°$ $K_{mín}: 122.3°/7.8°$	$K_{máx}: 188.2°/4.3°$ $K_{int}: 96.9°/16.0°$ $K_{mín}: 292.8°/73.4°$
A° Pablo (AP/2AP)	1.02×10^{-4} SI	3.2%	0.4 ($T > 1$)	197°/18°	$K_{máx}: 12.5°/0.8°$ $K_{int}: 282.2°/20.3°$ $K_{mín}: 104.7°/69.7°$	$K_{máx}: 193.4°/0.9°$ $K_{int}: 283.4°/1.3°$ $K_{mín}: 67.9°/88.4°$

Tabla 6.1: Valores escalares y direccionales de los parámetros de ASM en los tres perfiles muestreados.

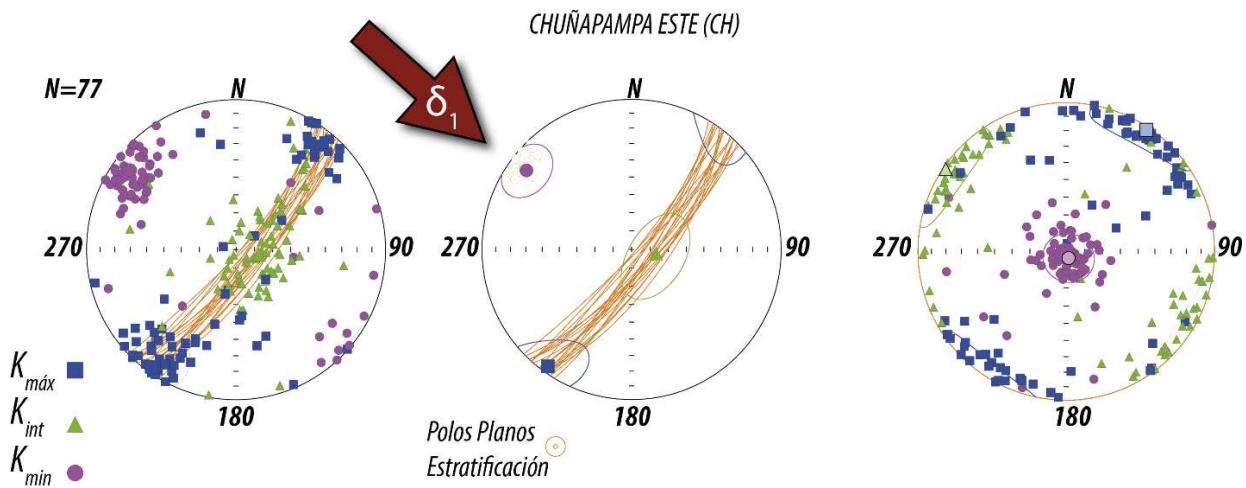


Figura 6.1: Representación de los ejes del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética *in situ* y con corrección de estructura para la localidad Chuñapampa Este (CH) con sus respectivos planos de estratificación. Los ejes son máximo, intermedio y mínimo, ortogonales entre sí, representados en una red de igual área proyectados en el hemisferio Sur. La actitud promedio de los estratos del perfil es 038°/80°. La flecha roja indicaría la posición del esfuerzo principal sigma1, perpendicular a la disposición del $K_{\text{máx}}$ y coaxial con el eje $K_{\text{mín}}$.

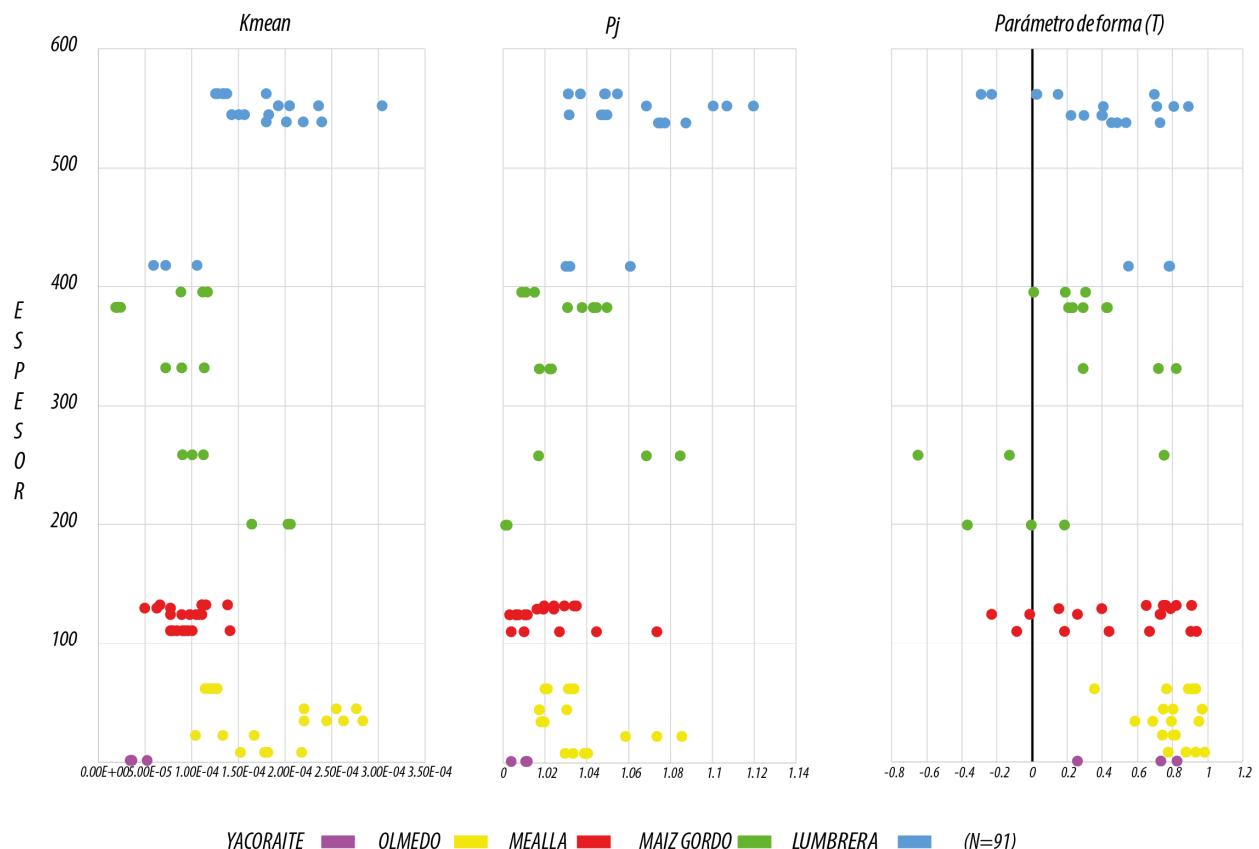


Figura 6.2: Parámetros de ASM a lo largo del perfil de Chuñapampa Este (CH). K_{mean} : susceptibilidad magnética; P_j : grado de anisotropía; T : Parámetro de forma. Se ha discriminado por color las distintas unidades litoestratigráficas. Ver también figura 6.3

Interpretación de los resultados del Arroyo Chuñapampa Este

El parámetro de forma $T>1$ indica elipsoides de anisotropía de tipo oblados. Este tipo de elipsoides, con el $K_{mín}$ en la vertical y los ejes $K_{máx}$ y K_{int} contenidos en los planos de estratificación responden a una fábrica triaxial a compuesta sedimentaria (estadio B de Weil y Yonkee, 2009; Fig. 6.5). En secuencias sedimentarias no deformadas, la disposición del eje $K_{mín}$ perpendicular a los planos de estratificación y paralelo a los polos de los mismos, estaría indicando que el principal esfuerzo es debido a la compactación sedimentaria por la propia depositación del material (Weil & Yonkee, 2009). Sin embargo, se observa que los ejes $K_{máx}$, si bien se encuentran contenidos dentro de los planos de estratificación, no se distribuyen de manera aleatoria, sino que se concentran con un rumbo NE-SO (Figs. 6.1 y 6.3) cercanos a la horizontal (Tabla 6.1). Esta disposición de los ejes mayores de anisotropía se condice con una reorientación lineal-subparalela de los minerales dentro de la estructura interna de las rocas, indicando un reacomodamiento de los mismos, sin descartar recristalización y/o formación de nuevos minerales. Si se observa, el rumbo en el que se encuentran agrupados los ejes $K_{máx}$ es el mismo rumbo que el de los planos de estratificación, o sea la dirección de máxima elongación de las estructuras. Es decir, que la fábrica magnética estaría reflejando la depositación y posterior deformación de los sedimentos debido a esfuerzos compresivos externos. Cuando se discriminan los elipsoides de ASM por formación, se observa que la fábrica magnética adquirida es la misma en toda la secuencia estratigráfica, por lo que se entiende que su adquisición fue homogénea. Estaría respondiendo inicialmente a procesos intrínsecos de la sedimentación del material, esto es compactación propia por el peso de la columna sedimentaria. Posteriormente durante la diagénesis, el paquete sedimentario fue deformado con un mismo esfuerzo principal regional $\delta 1$, de azimut NO-SE, coaxial con el $K_{mín}$ (Fig. 4.1, 6.1 y 6.3; Borradaile, 1988).

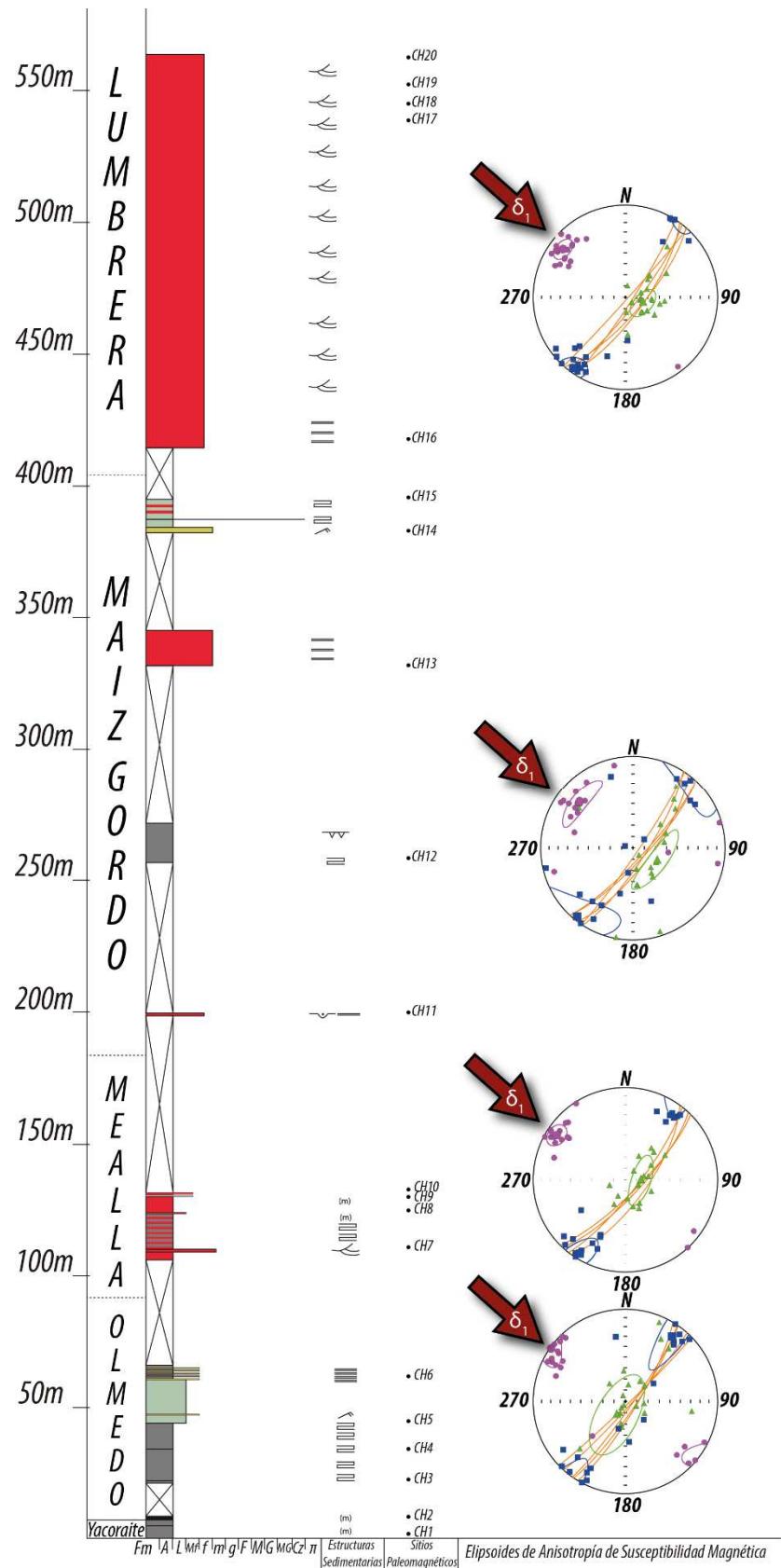


Figura 6.3: Elipsoides de ASM diferenciados por unidad litoestratigráfica a lo largo del perfil sedimentario del Arroyo Chuñapampa Este (CH). La flecha roja indicaría la posición del esfuerzo principal máximo σ_1 , perpendicular a la disposición del K_{\max} y coaxial con el eje K_{\min} .

El valor de susceptibilidad magnética indica que la anisotropía está principalmente controlada por la orientación de los minerales paramagnéticos dentro de la estructura cristalina (Tarling y Hrouda, 1993). Cuando se discrimina por unidad litoestratigráfica (Fig. 6.2), no se observan diferencias significativas a lo largo de las mismas, aunque se aprecia que tanto la Formación Olmedo como la Formación Lumbreña son las unidades que mayor dispersión y valores más altos de susceptibilidad presentan, en comparación con las formaciones Mealla y Maíz Gordo. Estos cambios o variaciones en los valores de la susceptibilidad a lo largo de la secuencia, serían propios de cada una de las litologías muestreadas.

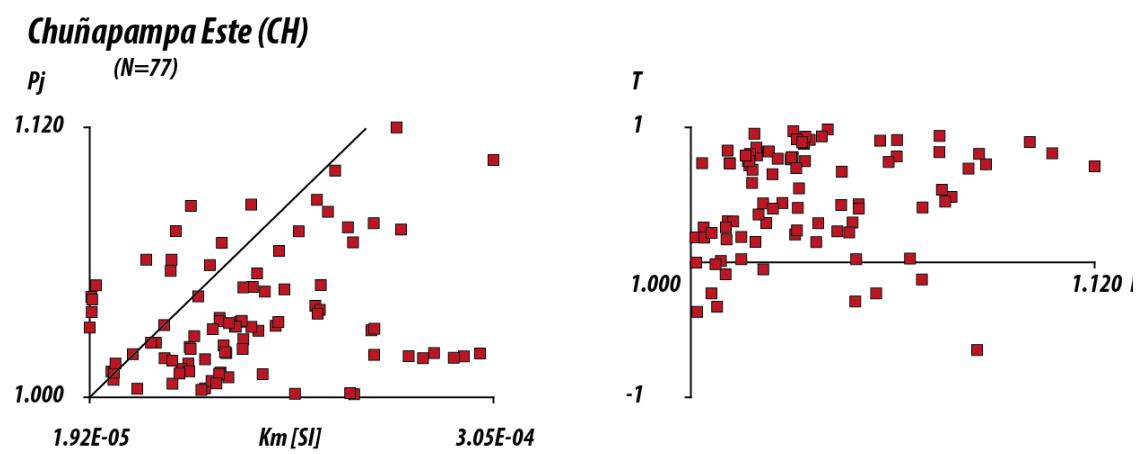


Figura 6.4: Gráficos tipo Flinn de las muestras del perfil de Chuñapampa Este (CH). Izquierda: Susceptibilidad media (K_m) vs Grado de anisotropía (P_j). La susceptibilidad media es de 1.34×10^{-4} . El grado de anisotropía es menor al 12%. Derecha: Grado de anisotropía (P_j) vs Parámetro de forma (T). El parámetro de forma es en su mayoría $T > 1$, evidenciando elipsoides de tipo oblados.

El grado de anisotropía de la columna es, en su mayoría, menor al 12% (Fig. 6.4). El parámetro de forma $T > 1$ indica elipsoides oblados. Esta característica se mantiene a lo largo de todo el perfil (Fig. 6.2). Estos resultados podrían indicar que los factores de deformación de la fábrica magnética en esta localidad son en un primer estadio la propia compactación por la sedimentación de las unidades analizadas y en un segundo estadio su basculamiento. El grado bajo de anisotropía (Fig. 6.4) como así también la agrupación del K_{\max} coincidente con el rumbo de las estructuras (Fig. 6.1) podrían estar indicando que la deformación de la fábrica magnética es producto de los esfuerzos compresivos debido a la propagación de la deformación, aunque en esta zona dicha deformación estaría en las etapas incipientes al momento de la adquisición de la fábrica magnética, ya que el K_{\min} se mantiene paralelo a los polos de los planos de estratificación. Se podría pensar entonces, que esta zona se encontraría lejos del frente

de deformación al momento de la adquisición de la fábrica magnética. Probablemente estaría en una zona de antepaís, aunque no totalmente desvinculada de los esfuerzos regionales actuantes provenientes desde el noroeste, indicando una deformación por acortamiento paralelo a las capas (Fig. 6.5; Engelder y Geiser, 1979; Mitra y Yonkee, 1985; Geiser, 1988; Ong *et al.*, 2007; Weil y Yonkee, 2009).

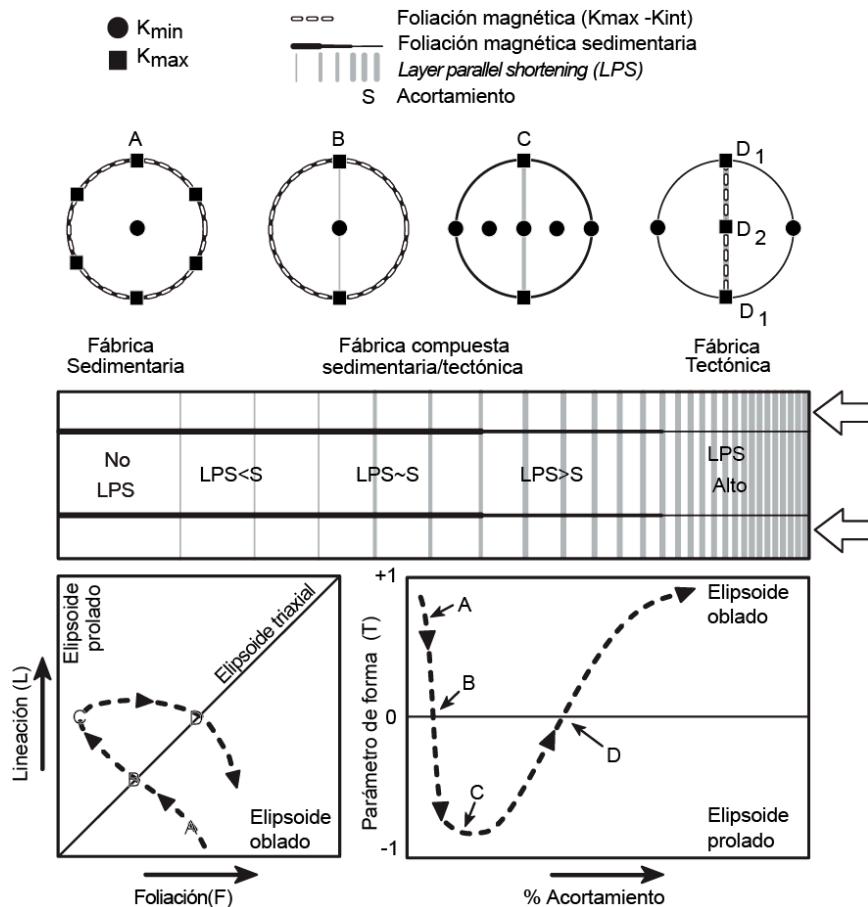


Figura 6.5: Modelo conceptual de la evolución de la fábrica de ASM desde una fábrica sedimentaria sin deformación, donde el único esfuerzo actuante es la compactación debido al campo vectorial gravitatorio, a una fábrica tectónica (Tomado de Weil y Yonkee, 2009).

ASM a lo largo del perfil de Chuñapampa Oeste (2CH)

Los resultados de cada sitio muestran consistencia estadística interna y entre ellos. Del análisis direccional total *in situ* de los ejes de ASM se observa que los ejes K_{\max} se tienden a disponer contenidos dentro de los planos de estratificación, aunque no exactamente en el plano horizontal, y los ejes K_{\min} a 90 grados de los mismos (Fig. 6.6). Los ejes K_{\max} se agrupan en el 3er cuadrante, en dirección NE-SO, con un buzamiento de aproximadamente 28° al azimut 216° (Fig. 6.6; Tabla 6.1). Los ejes K_{\min} tienden a disponerse en el 4to cuadrante, paralelos a los polos de los planos de

estratificación, con rumbo promedio $122/08^{\circ}$ (Fig.6.6; Tabla 6.1). Los ejes K_{int} se disponen a 90° de los ejes máximos y mínimos, agrupados en el 1er cuadrante, pero no se encuentran contenidos dentro de los planos de estratificación (Fig. 6.6).

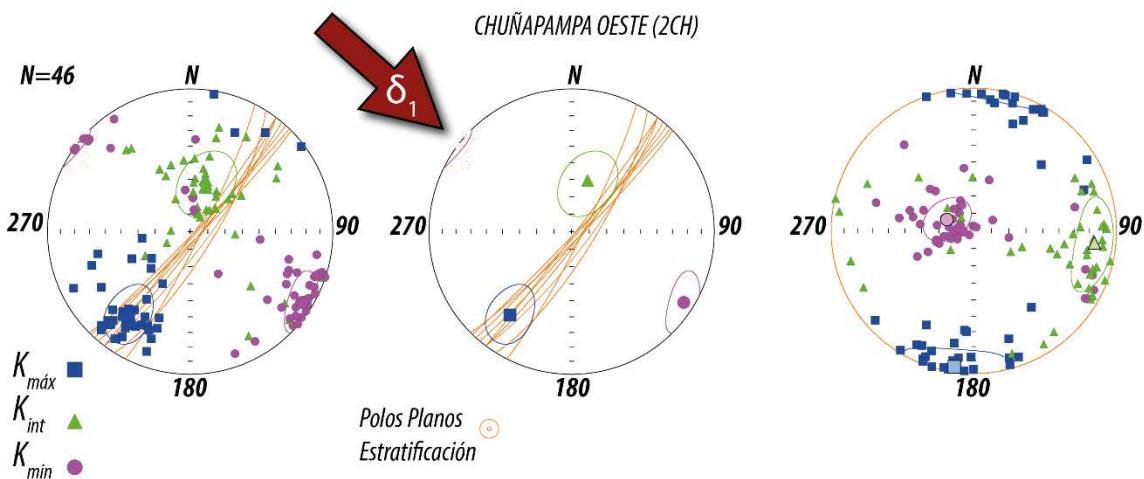


Figura 6.6: Representación de los ejes del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética *in situ* y con corrección de estructura para la localidad Chuñapampa Oeste (2CH) con sus respectivos planos de estratificación. Los ejes son máximo, intermedio y mínimo, ortogonales entre sí, representados en una red de igual área proyectados en el hemisferio Sur. Cuando se restituyen los planos de estratificación al plano horizontal (corrección de estructura), la dirección de los K_{\max} resultante es casi N-S, K_{int} E-O y a su vez, el K_{\min} está imbricado hacia el O-NO cercano a la posición vertical (Tabla 6.1). La flecha roja indicaría la posición del esfuerzo principal máximo sigma1.

Del análisis escalar de los parámetros de ASM del total del perfil, se observa que la susceptibilidad media (K_{mean}) es de 1.35×10^{-4} SI, el grado de anisotropía (P_j) promedio es del 2.8% y el parámetro de forma (T) es 0.4 ($T > 1$; Tabla 6.1; Figs.6.7 y 6.10).

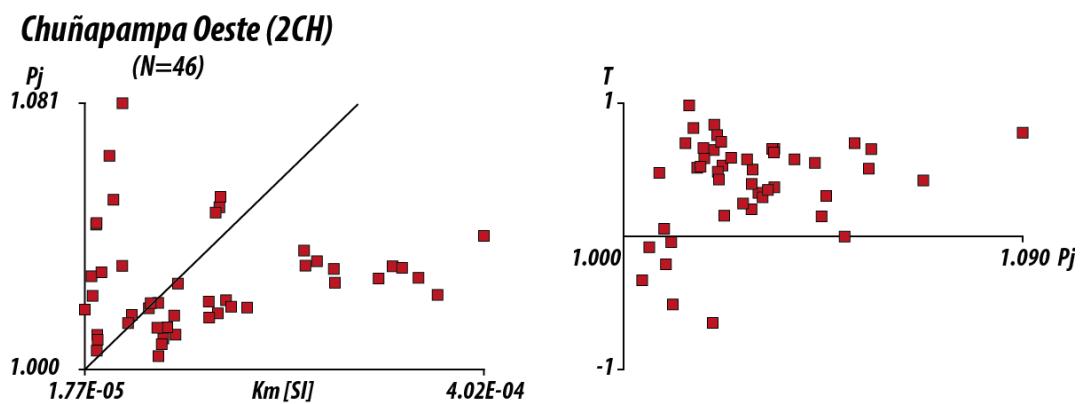


Figura 6.7: Gráficos tipo Flinn de las muestras del perfil de Chuñapampa Oeste (2CH). Izquierda: Susceptibilidad media (K_m) vs Grado de anisotropía (P_j). La susceptibilidad media es de 1.35×10^{-4} . El grado de anisotropía es menor al 9%. Derecha: Grado de anisotropía (P_j) vs Parámetro de forma (T). El parámetro de forma es en su mayoría $T > 1$, evidenciando elipsoides de tipo oblados.

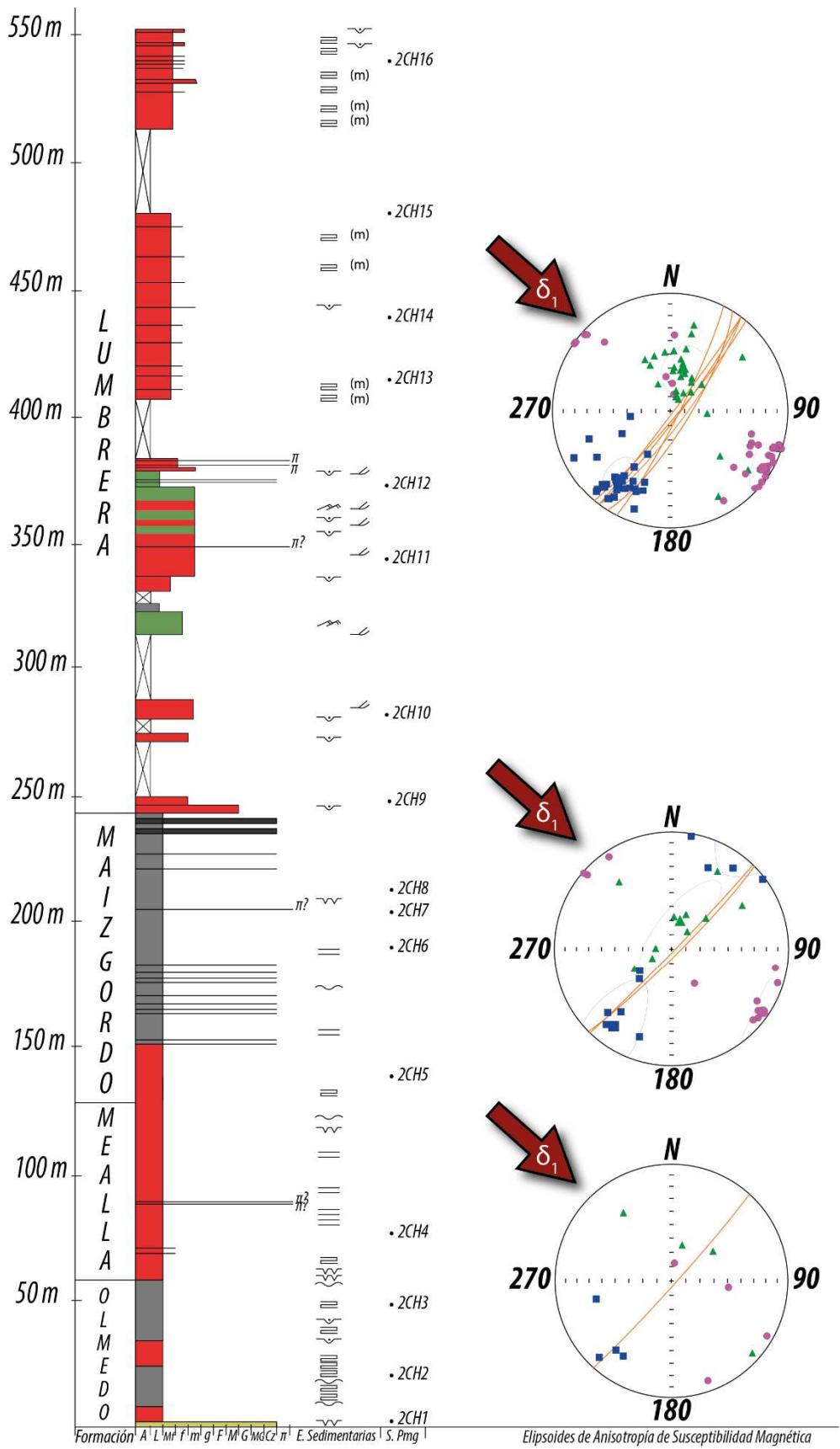


Figura 6.8: Elipsoides de ASM diferenciados por unidad litoestratigráfica a lo largo del perfil sedimentario de Chuñapampa Oeste (2CH). Nótese la imbricación de los ejes K_{\max} de aproximadamente 28° al azimuth 216°. La flecha roja indicaría la posición del esfuerzo principal máximo sigma1.

Interpretación de los resultados del Arroyo Chuñapampa Oeste

El perfil 2CH se encuentra al oeste del perfil CH (Fig. 6.9). Cuando se observa el mapa, se aprecia que es bloque más occidental de un tren de corrimientos que tiene el mismo rumbo NE-SO (Fig. 6.6 y 6.9). Así como ocurre en el bloque adyacente, el parámetro de forma $T>1$ (Figs. 6.6, 6.7 y 6.10) indica elipsoides de tipo oblados, con agrupación de los $K_{máx}$ en la dirección del rumbo de la estructura, revelando una fábrica compuesta sedimentaria/tectónica.

Los valores de susceptibilidad magnética indican que la anisotropía está principalmente controlada por la orientación de los minerales paramagnéticos dentro de la estructura cristalina (Tarling y Hrouda, 1993). Cuando se discrimina por unidad litoestratigráfica (Figs. 6.8 y 6.10), se observa que no hay diferencias significativas a lo largo de las mismas. Sin embargo, en este caso y a diferencia del perfil anterior, la susceptibilidad aumenta hacia el techo de la secuencia sedimentaria. Este cambio se debe principalmente a que la litología muestrada en las unidades cuspidales de la Formación Lumbra son de granulometrías más finas (pelitas) con posible incorporación de minerales ferromagnéticos o bien un mayor contenido de Fe en las estructuras cristalinas de las arcilitas. Cabe destacar también que los niveles de menor susceptibilidad de la Formación Lumbra corresponden a lo que sería una de las Fajas Verdes identificadas dentro de esta formación (Figs. 5.9, 6.8 y 6.10). Este bajo nivel de susceptibilidad podría deberse a que la litología muestrada en estos niveles corresponde a arenas muy finas gris blanquecinas, con un bajo contenido de minerales ferromagnéticos. Con el grado de anisotropía se observan valores similares al bloque oriental, aunque hay diferencias en la disposición espacial de los ejes a lo largo del perfil (Fig. 6.10).

Esta similitud entre ambos perfiles en sus parámetros de ASM y sus valores direccionales son coherentes con un mismo tipo de deformación. Es decir que ambos bloques se habrían deformado bajo un campo de esfuerzos regionales de dirección NO-SO y dentro de una cuenca de sedimentación con características similares, en una zona de antepaís. Sin embargo, el bloque del oeste muestra mayores valores de inclinación en las capas (capas casi verticales a rebatidas, se remite al lector al Capítulo V), por lo que se entiende que la deformación adquirida fue mayor. Esto es consistente con la posición de la localidad, ya que implica que la misma se encuentra limitada por fallas (en la sección “IX-Discusión” se abordará este tema con mayor detalle). Cuando se restituyen los planos de estratificación al plano horizontal (corrección de estructura, Fig. 6.6), en este caso y a diferencia del perfil anterior, la dirección de los $K_{máx}$ resultante es

casi N-S, K_{int} E-O y a su vez, el K_{min} está imbricado hacia el O-NO cercano a la posición vertical (Fig. 6.6; Tabla 6.1). Esta diferencia se debería a un acortamiento paralelo a las capas mayor en esta zona (Fig. 6.5 y 6.6).

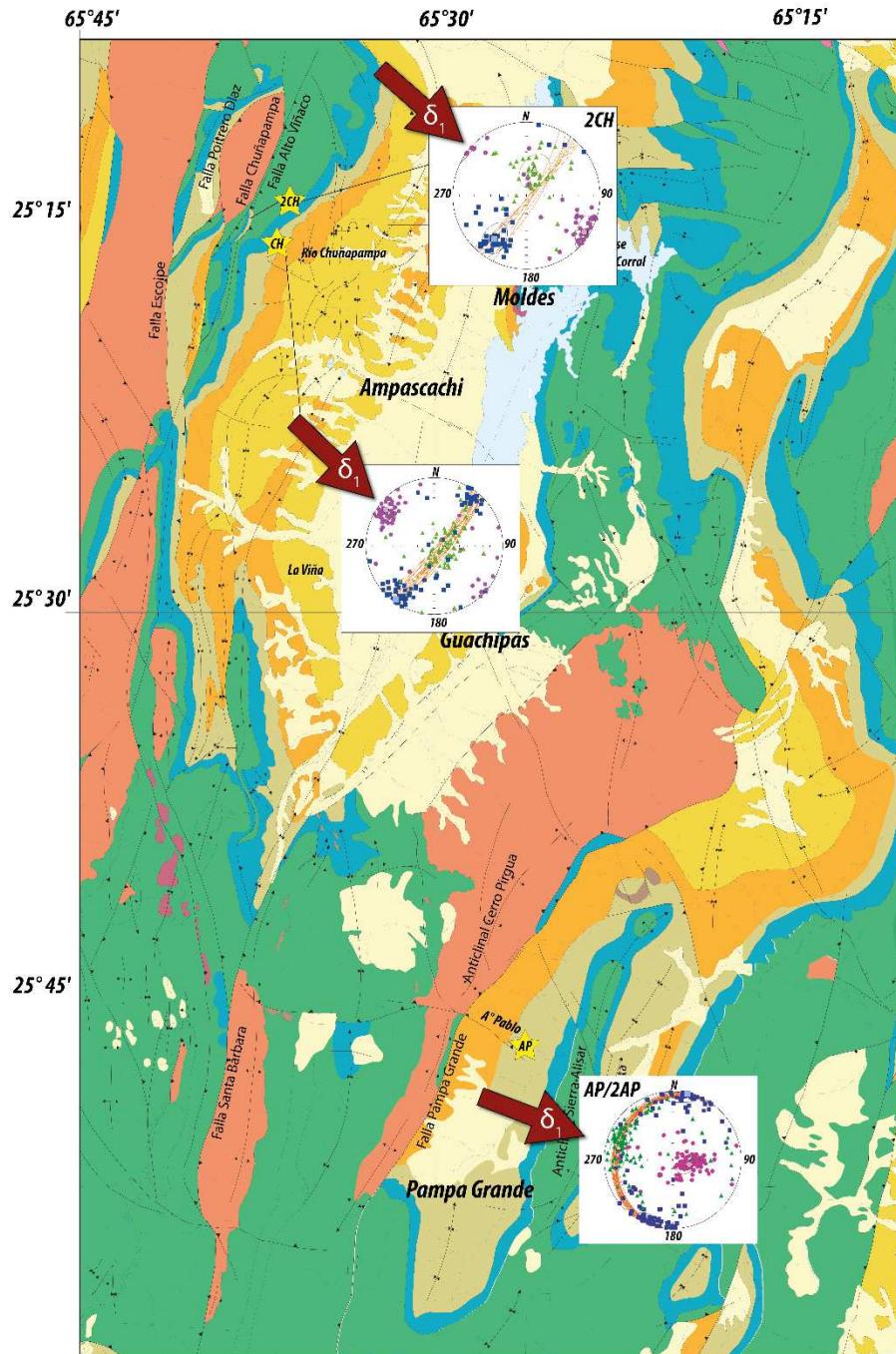


Figura 6.9: mapa de la zona de estudio, con las localidades de muestreo ubicadas (estrellas amarillas) y los elipsoides de ASM correspondientes *in situ*. Las flechas rojas indican la posición del esfuerzo principal máximo sigma1.

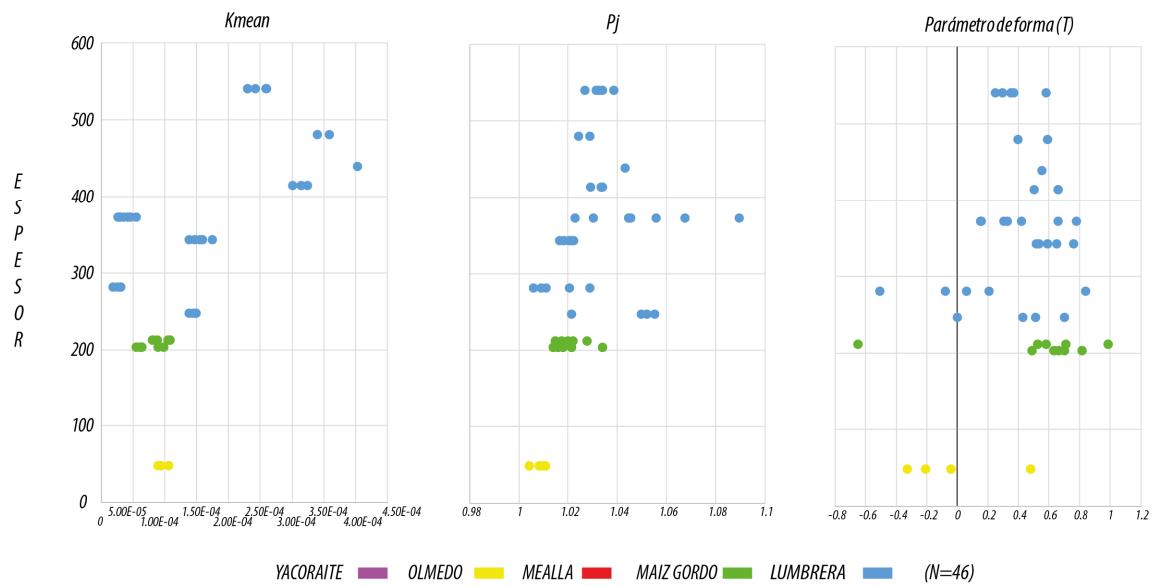


Figura 6.10: Parámetros de ASM a lo largo del perfil Chuñapampa Oeste (2CH). K_{mean} : susceptibilidad magnética; P_j : grado de anisotropía; T : Parámetro de forma. Se ha discriminado por color las distintas unidades litoestratigráficas

ASM a lo largo del perfil del Arroyo Pablo (AP/2AP)

Del análisis direccional de los ejes de ASM en la totalidad del perfil se observa que hay una fábrica magnética definida. Tanto los ejes $K_{máx}$ como los ejes K_{int} tienden a disponerse en su mayoría contenidos en los planos de estratificación, con una clara agrupación del $K_{máx}$ en la dirección del rumbo general de las estructuras NNE-SSO, y una clara agrupación del K_{int} a 90 grados del mismo, en el 2do cuadrante. Los ejes $K_{mín}$ tienden a disponerse en su mayoría en la paleo-vertical, perpendicular a los planos de estratificación, y por lo tanto paralelos a los polos de dichos planos. En su generalidad la disposición de los tres ejes de anisotropía corresponde a un elipsoide de tipo oblado a triaxial (Fig. 6.11, Tabla 6.1).

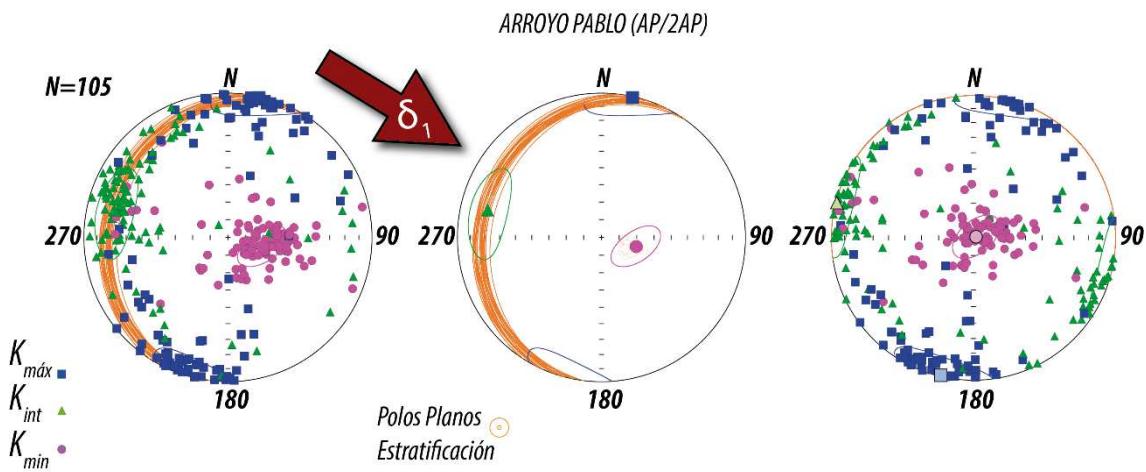


Figura 6.11: representación de los ejes del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética *in situ* (izquierda) y con corrección de estructura (derecha) para la localidad Arroyo Pablo (AP/2AP) con sus respectivos planos de estratificación. Los ejes son máximo, intermedio y mínimo, ortogonales entre sí, representados en una red de igual área proyectados en el hemisferio Sur. La flecha roja indicaría la posición del esfuerzo principal máximo sigma1.

Del análisis escalar de cada uno de los parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética de la totalidad del perfil, se observa que el valor promedio de susceptibilidad media (K_{mean}) de todo el perfil es de 1.02×10^{-4} SI, mientras que el valor promedio del grado de anisotropía (P_j) es del 3.2% (Fig. 6.12). Los valores medios de declinación e inclinación de cada uno de los ejes de anisotropía una vez realizada la corrección de estructura son para el $K_{máx}$ 193°/horizontal, K_{int} 283°/horizontal y K_{min} 068°/88°. Todos estos valores se encuentran resumidos en la Tabla 6.1.

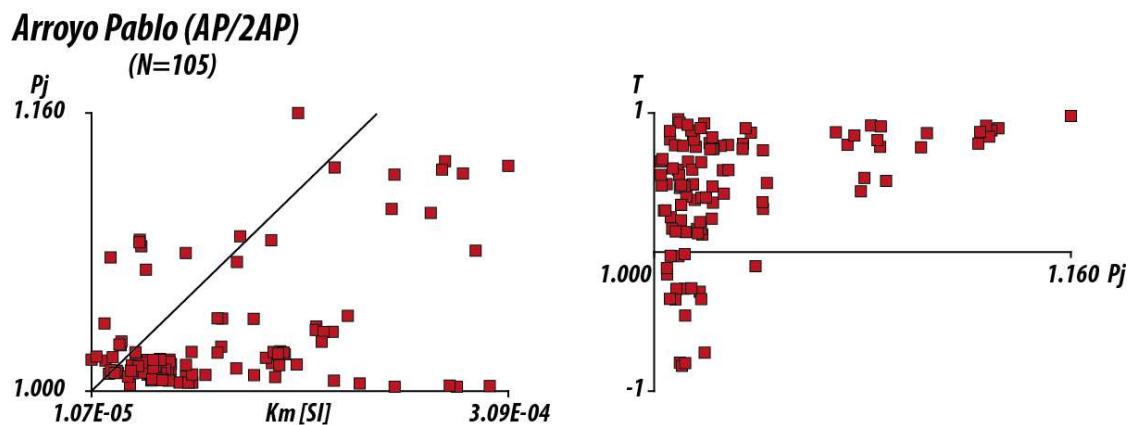


Figura 6.12: Gráficos tipo Flinn de las muestras del perfil de Arroyo Pablo (AP/2AP). Izquierda: Susceptibilidad media (K_m) vs Grado de anisotropía (P_j). La susceptibilidad media es de 1.02×10^{-4} . El grado de anisotropía es menor al 16%. Derecha: Grado de anisotropía (P_j) vs Parámetro de forma (T). El parámetro de forma es en su mayoría $T > 1$, evidenciando elipsoides de tipo oblados.

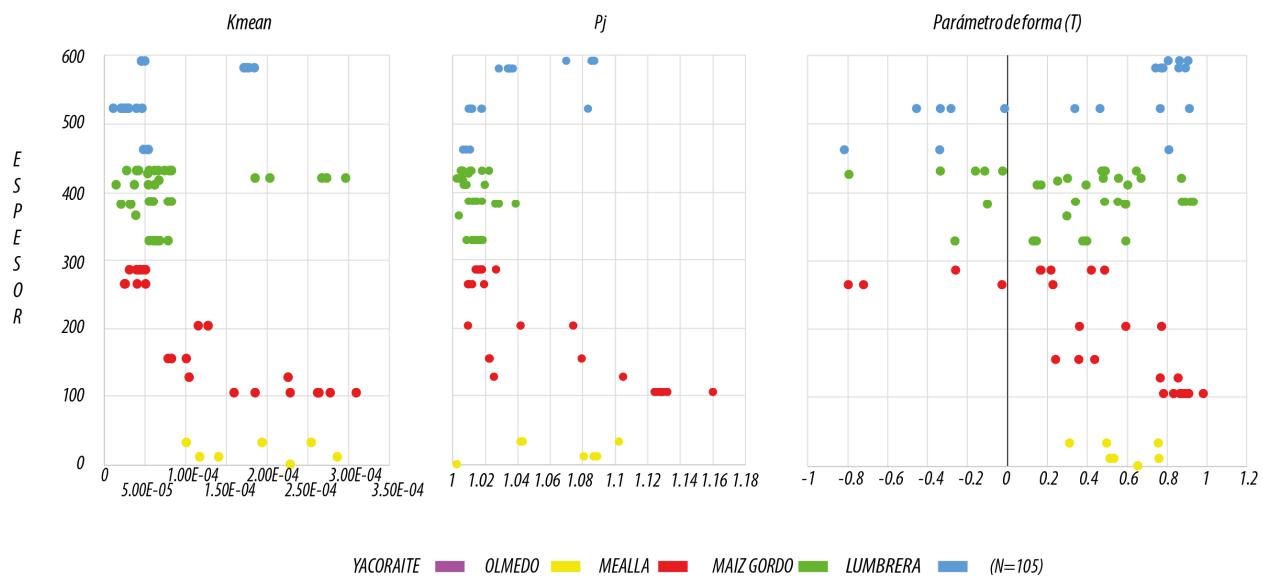


Figura 6.13: Parámetros de ASM a lo largo del perfil del Arroyo Pablo (AP/2AP). K_{mean} : susceptibilidad magnética; P_j : grado de anisotropía; T : Parámetro de forma. Se ha discriminado por color las distintas unidades litoestratigráficas

Interpretación de los resultados del Arroyo Pablo

Los valores de susceptibilidad magnética de los sitios indican que la anisotropía está controlada principalmente por minerales paramagnéticos. Cuando se discriminan los valores por unidades formacionales, se puede ver que en la formación Mealla hay un descenso de la susceptibilidad magnética y del grado de anisotropía hacia el tope de la formación (Fig. 6.13). Esto se debe principalmente a un control litológico sobre la anisotropía, ya que en la base se encuentran muestradas litologías más finas y más sensibles a la deformación por carga sedimentaria. Al observar el parámetro de forma, se puede ver que precisamente hacia la base los elipsoides tienden a ser más oblados y hacia el techo más triaxiales. Esto estaría indicando una fábrica más “aplastada” o anisótropa hacia la base de la secuencia, que va migrando a menos deformada hacia el tope de la misma (Fig. 6.13). Del parámetro de forma se puede ver que, si bien en el promedio el resultado los elipsoides son de tipo oblados ($T>1$, Tabla 6.1, Fig. 6.12), hay cierto grado de dispersión hacia el techo del subgrupo, alternando entre elipsoides oblados ($T>1$) y prolados ($T<1$; Fig. 6.13).

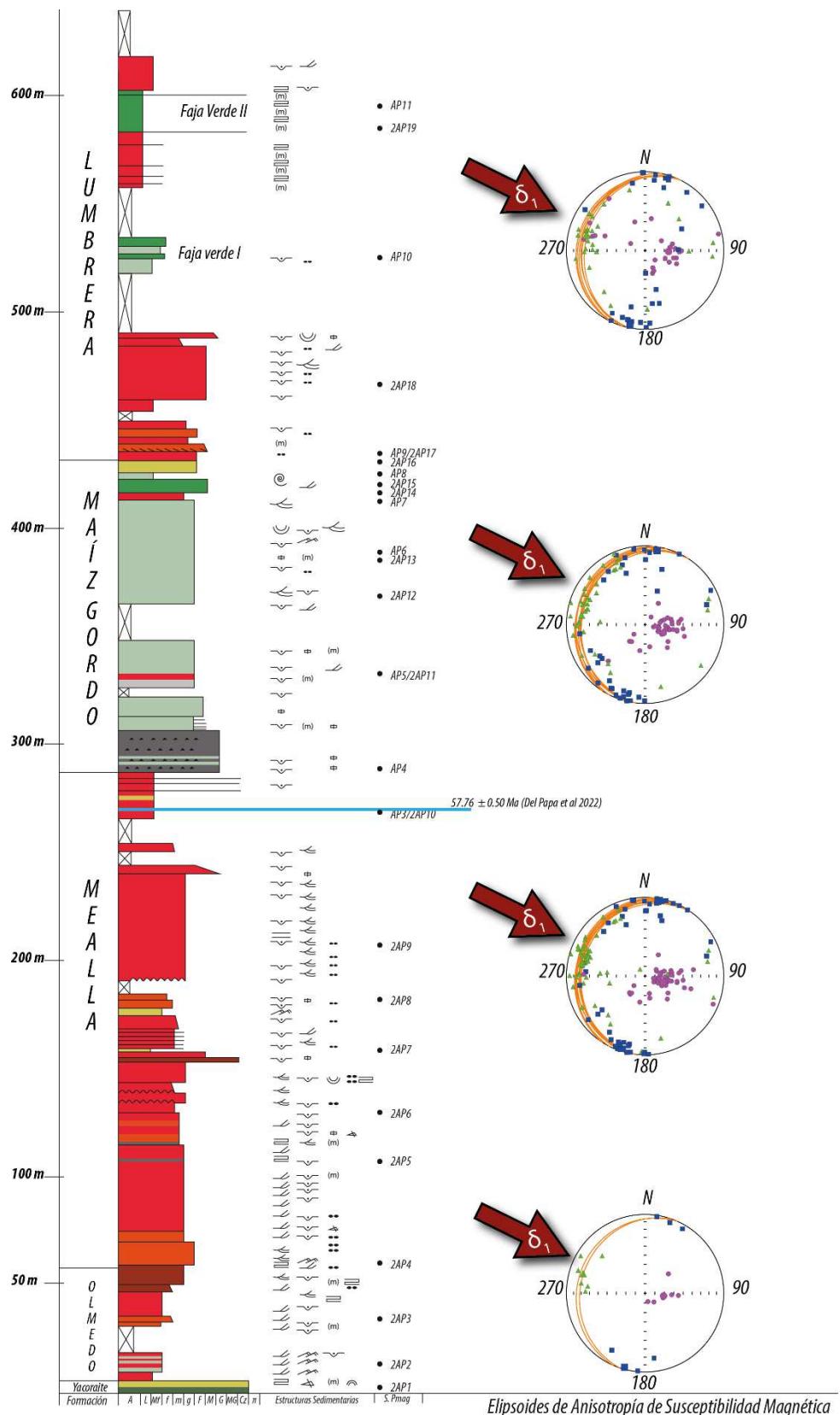


Figura 6.14: Elipsoides de ASM diferenciados por unidad litoestratigráfica a lo largo del perfil sedimentario del Arroyo Pablo (AP/2AP). La flecha roja indicaría la posición del esfuerzo principal máximo sigma1.

Cuando se aíslan litoestratigráficamente los elipsoides de ASM se observa que la magnetofábrica es consistente a lo largo de todo el perfil (Fig. 6.14). La disposición de los ejes $K_{máx}$ y $K_{mín}$ indican una fábrica sedimentaria basculada, que responde a esfuerzos compresivos regionales de dirección NO-SE, al igual que lo que ocurre en los perfiles del Arroyo Chuñapampa (Fig. 6.9). Puede observarse que, en la Formación Lumbarda, el sitio correspondiente a la Faja Verde I (sitio AP10, Fig. 6.15), tiene una fábrica de tipo prolada, con el eje $K_{mín}$ contenido en el plano de estratificación y perpendicular a la dirección de las estructuras, y con los ejes $K_{máx}$ dispuestos en una guirnalda de manera paralela a la dirección del rumbo de las estructuras. Este tipo de elipsoide corresponde a una fábrica tectónica bien definida, donde el eje $K_{mín}$ coincide con la dirección de máximo esfuerzo compresivo. Es decir, que este sitio estaría indicando de manera muy certera la dirección del esfuerzo regional principal máximo sigma 1. El hecho de que se trate de este sitio en particular podría deberse a un comportamiento reológico diferencial respecto de las demás litologías muestreadas, que habría absorbido más la deformación y, por lo tanto, la fábrica sedimentaria habría sido transformada completamente a una fábrica tectónica (Fig. 6.15).

La dirección del esfuerzo compresivo regional actuante sería entonces NO-SE, proveniente desde los 290° aproximadamente (Fig. 6.15). Esta dirección es similar a la dirección de acortamiento encontrada para la zona del Arroyo Chuñapampa (Fig. 6.9).

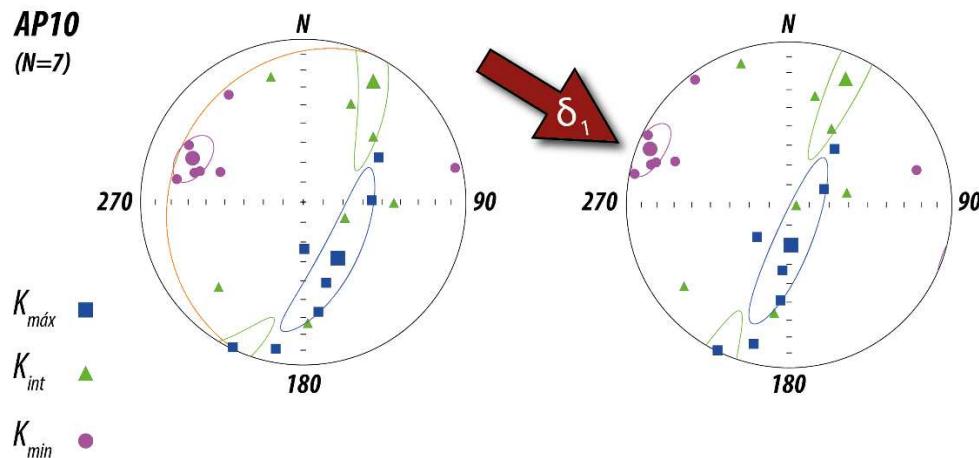


Figura 6.15: Representación de los ejes del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética *in situ* y con corrección de estructura para el sitio AP10 perteneciente a la Formación Lumbarda, en la Faja Verde I, con su respectivo plano de estratificación. Los ejes son máximo, intermedio y mínimo, ortogonales entre sí, representados en una red de igual área proyectados en el hemisferio Sur. Este es el único sitio que presenta una fábrica magnética de tipo prolada a diferencia de la fábrica magnética encontrada en el resto del perfil. Se interpreta que esta diferencia está respondiendo a un control litológico de la deformación

CAPÍTULO VII

Paleomagnetismo

Los mismos sitios de muestreo utilizados para el estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética fueron utilizados en el análisis paleomagnético. Las rocas del Subgrupo Santa Bárbara están a escala regional prácticamente inexploradas desde ambas disciplinas, siendo este estudio de los primeros del tipo realizados en la zona. Se puede mencionar un trabajo pionero de Sempere (1997) quien realizó un estudio magnetoestratigráfico a partir de 12 sitios paleomagnéticos relevados en 1977 (Carbalal *et al*, 1977) en el área ubicada en Pampa Grande, a lo que aquí denominamos como Arroyo Pablo. Para la zona del Arroyo Chuñapampa, no se han encontrado hasta el presente antecedentes de trabajos paleomagnéticos.

El objetivo litológico principal del muestreo en estas rocas sedimentarias continentales fueron las facies rojizas finas a muy finas. Sin embargo, cabe destacar que estas condiciones de muestreo planteadas al inicio del trabajo no se pudieron cumplir plenamente, debido a que no siempre fue posible perforar este tipo de rocas debido a la fragilidad de las mismas, como así también a la imposibilidad de acceder a una cara limpia del afloramiento que permitiera una buena perforación o bien la obtención de una muestra de mano, considerando que al momento de la perforación muchas de las muestras pertenecen a litologías deleznables y fácilmente quebradizas. Por estas razones se pudo obtener un número limitado de especímenes dentro de las posibilidades que presentaba cada sitio.

Durante el proceso de lavados paleomagnéticos, el comportamiento de estas rocas fue heterogéneo, entre estable e inestables. Por esta razón no fue posible aislar una componente paleomagnética en cada uno de los especímenes procesados, dificultando el análisis estadístico de componentes principales y características de cada una de las poblaciones.

Este comportamiento inestable de las rocas desde un punto de vista paleomagnético podría deberse a las oscilaciones e inestabilidades del campo magnético terrestre (CMT) que se da durante las reversiones de polaridad del mismo (Valet *et al*, 2016), o bien que estas litologías no actuaron como buenas memorias magnéticas del CMT, o una combinación de ambas condiciones. Debido a esto, se consideró al registro obtenido de cada espécimen analizado como el registro de una única dirección individual o, dicho de otra manera, cada medición fue considerada como

una lectura puntual de la dirección del campo geomagnético, en lugar de obtener una dirección final a partir del promedio de varias direcciones (Deenen *et al.*, 2011).

Hay que tener en cuenta que durante el Cenozoico las reversiones de la polaridad del CMT son muy frecuentes, por lo que a lo largo de un perfil estratigráfico se pueden atravesar distintas polaridades magnéticas sin que esto represente un cambio de dirección en la población de vectores magnéticos aislados (Fig. 7.1). Por esta razón, para poder determinar si las direcciones magnéticas de distinta polaridad pertenecen o no a una misma población se realizó el test de reversiones (Tauxe *et al.*, 2010) conocido como *bootstrap reversal test*.

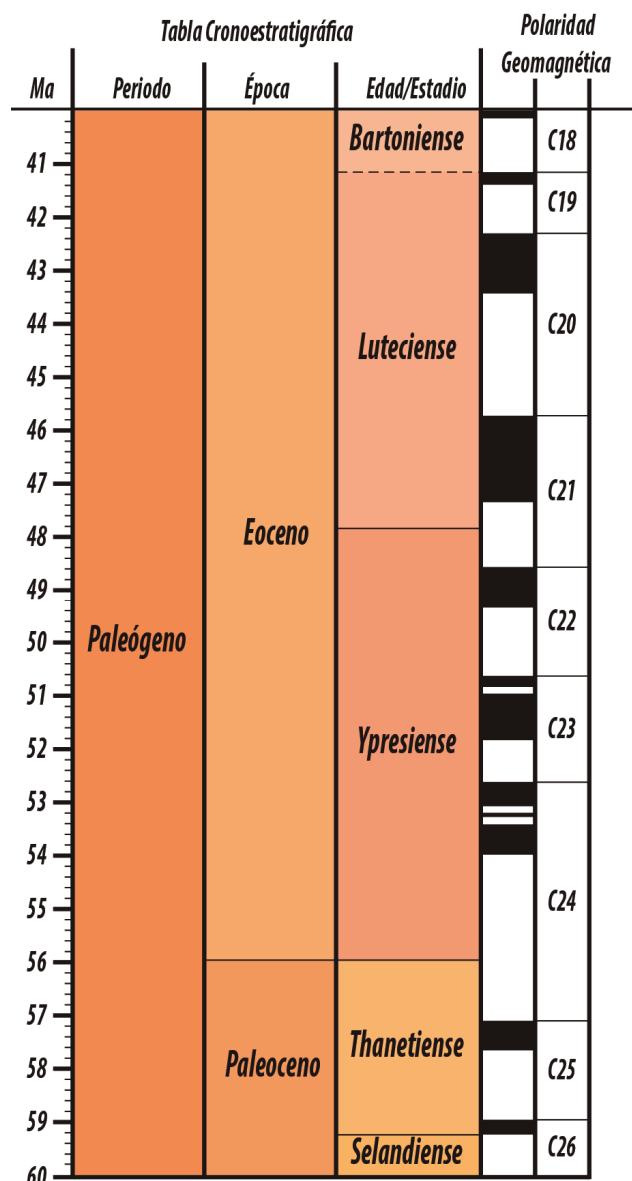


Figura 7.1: Cuadro patrón de reversiones de polaridad global del intervalo estudiado en este trabajo (Ogg *et al.*, 2016).

A su vez cabe destacar que, al trabajar con rocas de origen sedimentario, las mismas se encuentran sometidas a compactación por la carga estratigráfica suprayacente a lo largo del tiempo. Existen numerosos estudios que documentan los errores de inclinación inducidos por la compactación en experimentos de laboratorio (Anson y Kodama, 1987; King, 1955; Tauxe y Kent, 1984; Vreumingen, 1993) y en los registros sedimentarios (Bilardello y Kodama, 2010a, 2010b; McCall y Kodama, 2014; Meijers *et al.*, 2010; Tan *et al.*, 2002). Aunque los mecanismos de compactación y de adquisición de remanencia varían según la litología, el error de inclinación se puede expresar en una ecuación simple: $\tan (I_m) = f \cdot \tan (I_0)$ (King, 1955), donde **I_m** es la inclinación medida, **I₀** es la inclinación del campo esperada y **f** es el factor de compactación. Para poder evaluar este posible error por compactación y realizar la corrección del mismo, se realizó el método de Elongación-Inclinación (E/I) propuesto por Tauxe y Kent (2004).

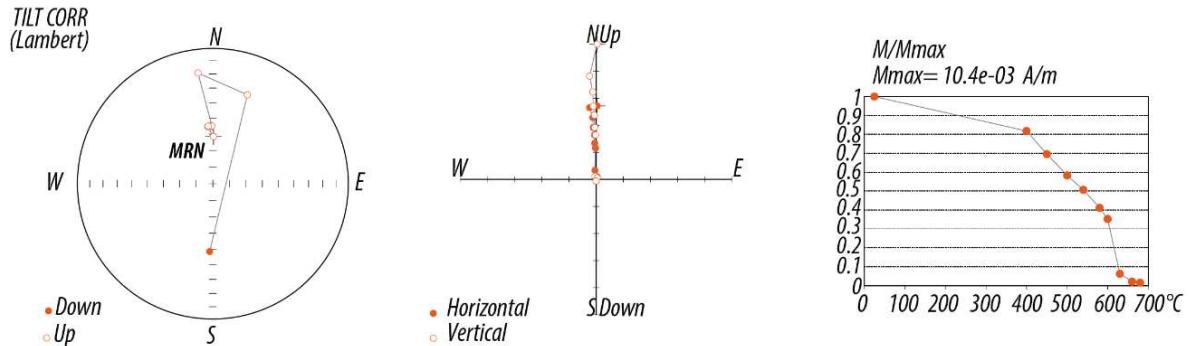
Teniendo en cuenta las consideraciones antes mencionadas, se presentan a continuación los resultados paleomagnéticos obtenidos.

Paleomagnetismo en la localidad Chuñapampa Oeste (2CH)

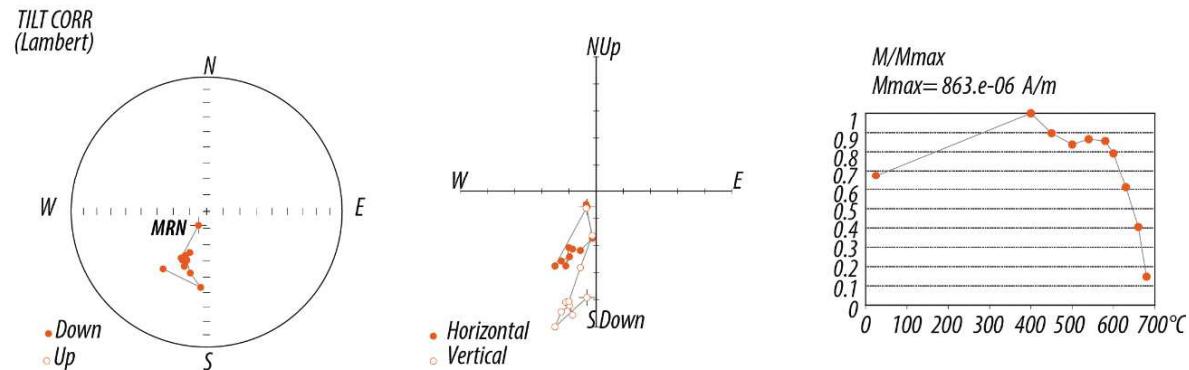
Por las razones antes mencionadas (fragilidad y friabilidad de las rocas), de un total de 16 sitios de muestreo, se procesaron 34 especímenes distribuidos a lo largo de toda la columna sedimentaria (Fig. 5.16). El lavado por campos magnéticos alternos (AF = alternate field) resultó ineficiente para las litologías involucradas. Por esta razón se utilizó lavados térmicos a partir de los que se logró una desmagnetización completa de los especímenes hasta temperaturas promedio de 680°C. De los 34 especímenes medidos, se pudieron aislar 24 direcciones medias a partir del análisis de componentes principales (PCA: principal components analysis; Kirschvink, 1980). En los 10 especímenes restantes resultó imposible aislar una dirección característica ya que presentaban un comportamiento totalmente errático y/o incoherente, tanto paleomagnética como geológicamente. Las componentes magnéticas estables se aislaron entre los 400° y 680° (Fig. 7.2; Ver Tabla 7.1 en anexo). En algunos casos la inclinación es positiva y en otros especímenes es negativa. La temperatura de decaimiento de la magnetización fue entre los 500° C y los 680° C (Fig. 7.2), indicando la presencia de magnetita, hematita o titanohematita como minerales portadores de la magnetización. La intensidad de la magnetización remanente natural se encuentra en promedio por debajo de 1×10^{-3} A/m. A medida que se avanzaba en las etapas de desmagnetización, y por consiguiente iba disminuyendo la magnetización total de la

muestra, muchas comenzaban a presentar un comportamiento inestable. Esto podría ser producto de la cercanía al límite de resolución del magnetómetro, y por lo tanto las lecturas no resultaron del todo claras.

2CH7-3B



2CH11-2B



2CH16-1

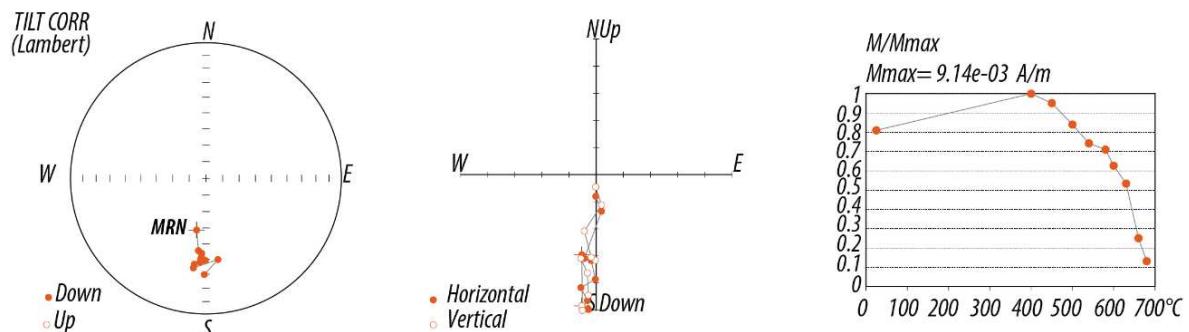


Figura 7.2: esquemas de desmagnetización representativos para la localidad de Chuñapampa Oeste (2CH). Izquierda: Proyección estereográfica de las direcciones de cada punto de medición. Medio: Diagramas Zijderveld (1967). Derecha: gráfico de desmagnetización normalizada.

Debido a que las polaridades de las direcciones de los sitios resultaron normales en unos casos y reversas en otros (Fig. 7.3a), se llevó a cabo un test de reversiones para evaluar la antipodalidad de las mismas. Para ello se realizó el *bootstrap reversal test* (Tauxe *et al*, 2010), arrojando el mismo que las direcciones pertenecen a la misma población (Fig. 7.3d). Se realizó también la corrección por compactación por el método de E/I, obteniéndose un factor $f = 0.96$. Esta corrección se aplicó sobre la inclinación final de la dirección media corregida por estructura.

Luego de aplicar una ventana con un ángulo de corte de 45° sobre los PGV's calculados (Fig. 7.3b), la dirección media final obtenida *in situ* para la localidad Chuñapampa Oeste (2CH) a partir de 24 direcciones es:

Declinación = 258.2° , Inclinación = 25.3° , k = 18.91, a95 = 7, n = 24

La dirección media final obtenida con corrección de estructura es:

Declinación = 189.2° , Inclinación = 38.5° , k = 21.51, a95 = 6.53, n = 24

Al aplicar la corrección por compactación, la inclinación final es 39.8° . Es importante aclarar que para aplicar este método se recomienda utilizar por lo menos 80 lecturas del campo geomagnético, un número bastante más grande que el utilizado, por lo que la corrección aquí realizada puede considerarse una aproximación al factor de compactación real.

A partir de la dirección media final con corrección de estructura y con corrección por compactación, el PGV obtenido para la localidad de Chuñapampa Oeste es:

Latitud = 81.2° S, Longitud = 189.01° E, A95 = 6.5, n = 24

Paleomagnetismo en la localidad Chuñapampa Este (CH)

En este perfil se perforaron 20 sitios de muestreo y se obtuvieron 77 cores. De ellos, se midieron 49 especímenes muestreados a lo largo de toda la columna sedimentaria (Fig. 5.16). Se utilizó desmagnetización por lavados térmicos, que resultó ser el método más efectivo para el proceso de desmagnetización. De los 49 especímenes medidos, sólo en 27 se pudieron aislar direcciones medias a partir del análisis de componentes principales de Kirschvink (1980). En los 22 especímenes restantes resultó imposible aislar una dirección característica ya que presentaron un comportamiento totalmente errático o bien aleatorio tanto paleomagnética como geológicamente. En este caso, se pudieron identificar tres componentes (Componente A, Componente B y Componente C). Dos de ellas (Componente A y B) se aislaron entre

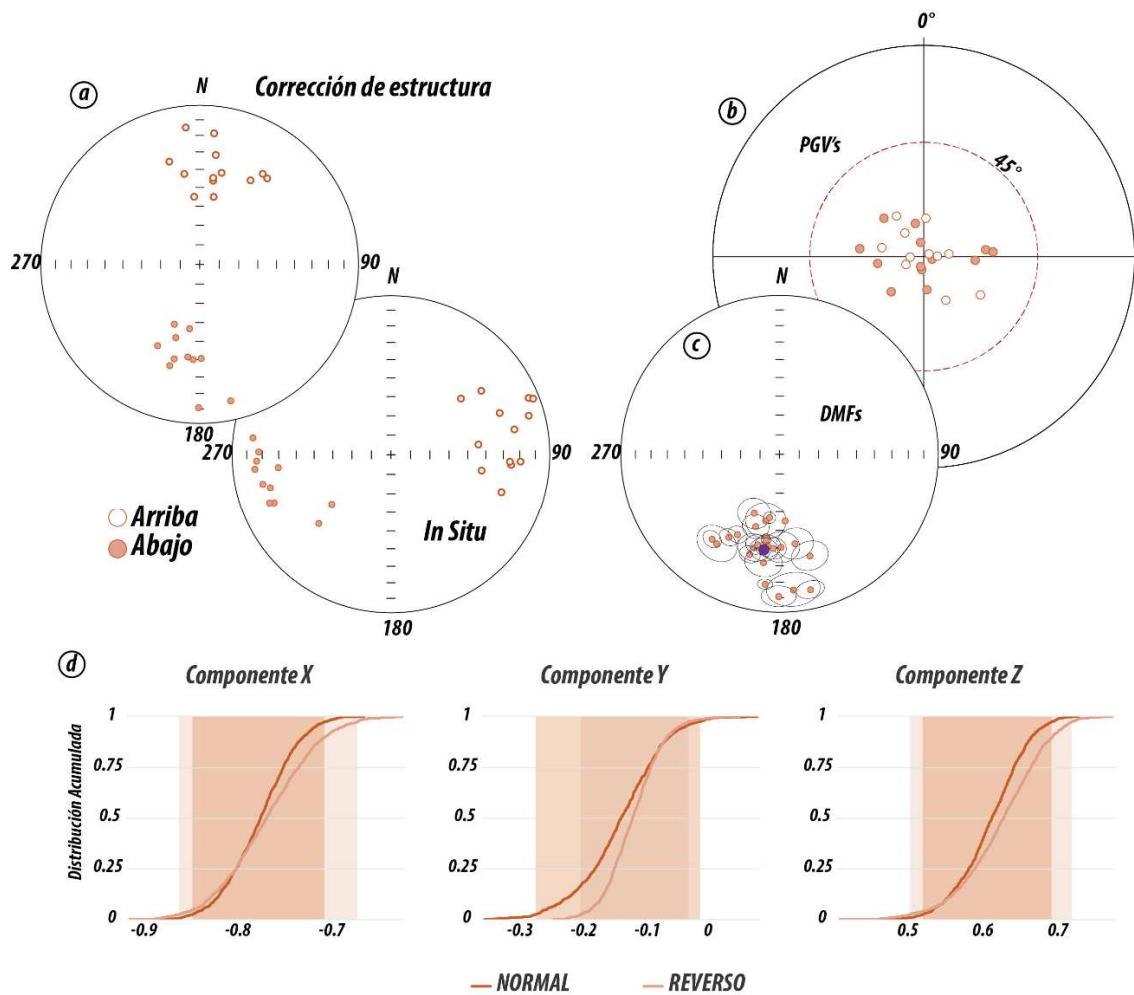


Figura 7.3: a) Direcciones características *in situ* y con corrección de estructura de la localidad Chuñapampa Oeste (2CH). b) distribución de polos geomagnéticos virtuales (PGV's), mostrando el ángulo de corte de 45°. c) Dirección media final obtenida, mostrada en polaridad reversa (color violeta). d) *Bootstrap Reversal Test* entre las direcciones normales y reversas, mostrando que las mismas pertenecen a la misma población y sugiriendo una magnetización primaria de las rocas estudiadas.

540°C y 680°C (Fig. 7.4; Ver Tabla 7.2 en anexo). En algunos casos la componente A (CHA) tiene inclinación positiva y en otros especímenes negativa (Fig. 7.5). En la componente B (CHB) la inclinación es negativa (Fig. 7.5). Tanto para la componente A como la B, la temperatura de decaimiento de la magnetización es entre 540° C y los 680° C (Fig. 7.4), indicando la presencia de magnetita, hematita o titanohematita como minerales portadores de la magnetización. La intensidad de la magnetización remanente natural se encuentra en promedio por debajo de 2.21×10^{-3} A/m. A medida que se avanzaba en las etapas de desmagnetización, y por consiguiente iba decayendo la magnetización total de la roca, muchas muestras comenzaban a presentar un comportamiento aleatorio e inestable. Esto podría ser producto de la cercanía al límite de resolución del magnetómetro, y por lo tanto las lecturas de las

últimas etapas de lavado no son del todo confiables. La componente C corresponde a los sitios CH9 y CH18 y se la aisló entre los 300°C y 500°C. Esta componente presenta una dirección coherente con el campo dipolar actual sin realizar la corrección de estructura (Fig. 7.5c).

Al realizar el *bootstrap reversal test* (Tauxe *et al.*, 2010) sobre ambas componentes A y B, el mismo indica que las direcciones no coinciden y no pertenecerían a la misma población. Sin embargo, teniendo en cuenta que este perfil se encuentra al este del perfil 2CH (Fig. 5.1), donde el *reversal test* indicó que las componentes aisladas de polaridad normal y reversa sí pertenecen a la misma población, este resultado podría deberse a la escasa cantidad de muestras evaluadas en el test (n=15) ya que del análisis macroscópico de las rocas surge que las facies litológicas serían las mismas.

La dirección media obtenida de la componente A (CHA, n=15) *in situ* es:

Declinación = 282.1º, Inclinación = 34.8º, k = 35.47, a95 = 6.5, n = 15

La dirección media obtenida de la componente A (CHA, n=15) con corrección de estructura es:

Declinación = 171.5º, Inclinación = 57º, k = 31.63, a95 = 6.9, n = 15

La dirección media obtenida de la componente B (CHB, n=6) *in situ* es:

Declinación = 241º, Inclinación = 48.2º, k = 92.37, a95 = 7.0, n = 6

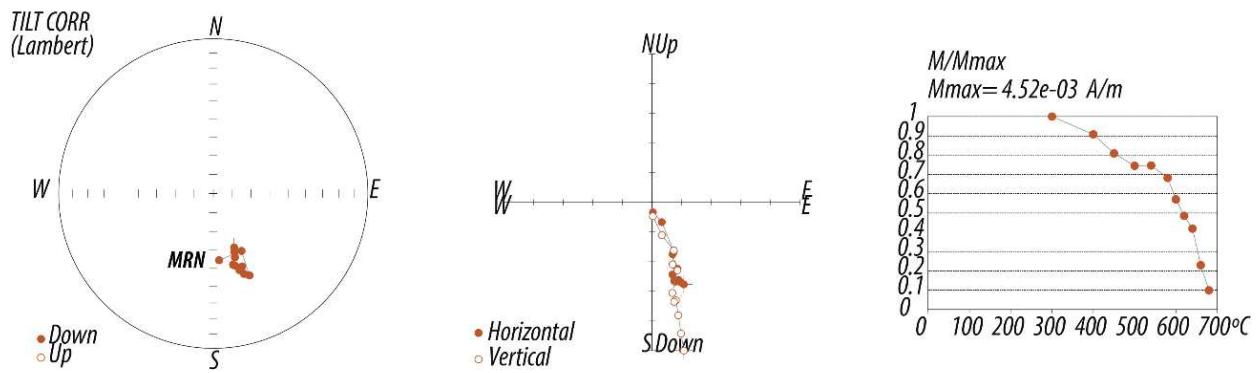
La dirección media obtenida de la componente B (CHB, n=6) con corrección de estructura es:

Declinación = 172º, Inclinación = 18.3º, k = 79.32, a95 = 7.7, n = 6

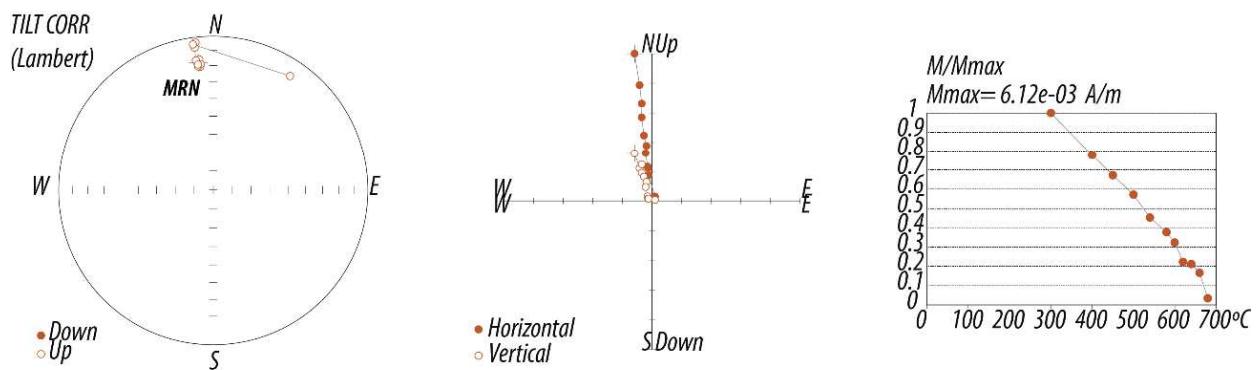
La dirección media obtenida de la componente C (n=6) *in situ* es:

Declinación = 004.9º, Inclinación = -38º, k = 103.58, a95 = 6.6, n = 6

CH7-3



CH16-1



CH9-1

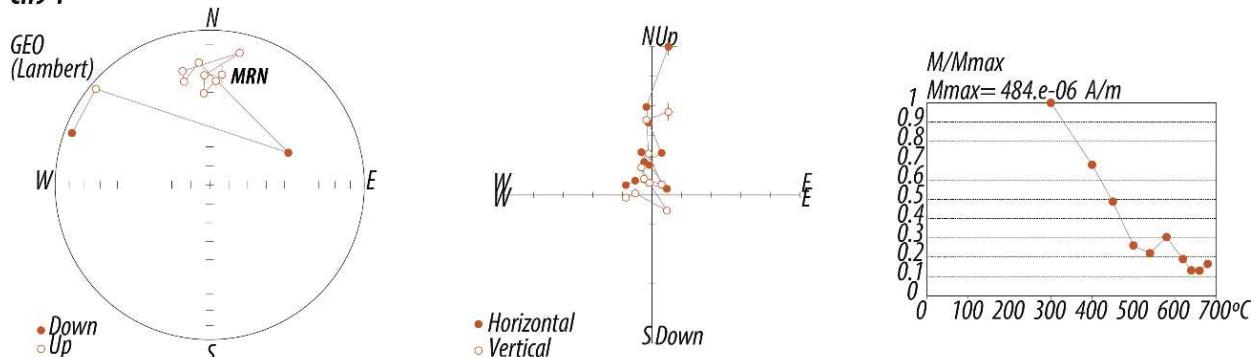


Figura 7.4: esquemas de desmagnetización representativos para la localidad de Chuñapampa Este (CH). Izquierdo: Proyección estereográfica de las direcciones de cada punto de medición. Medio: Diagramas Zijderveld (1967). Derecha: gráfico de desmagnetización normalizada. Arriba: esquema representativo de la Componente A (CHA) con corrección de estructura. Medio: esquema representativo de la Componente B (CHB) con corrección de estructura. Abajo: esquema representativo de la Componente C *in situ*.

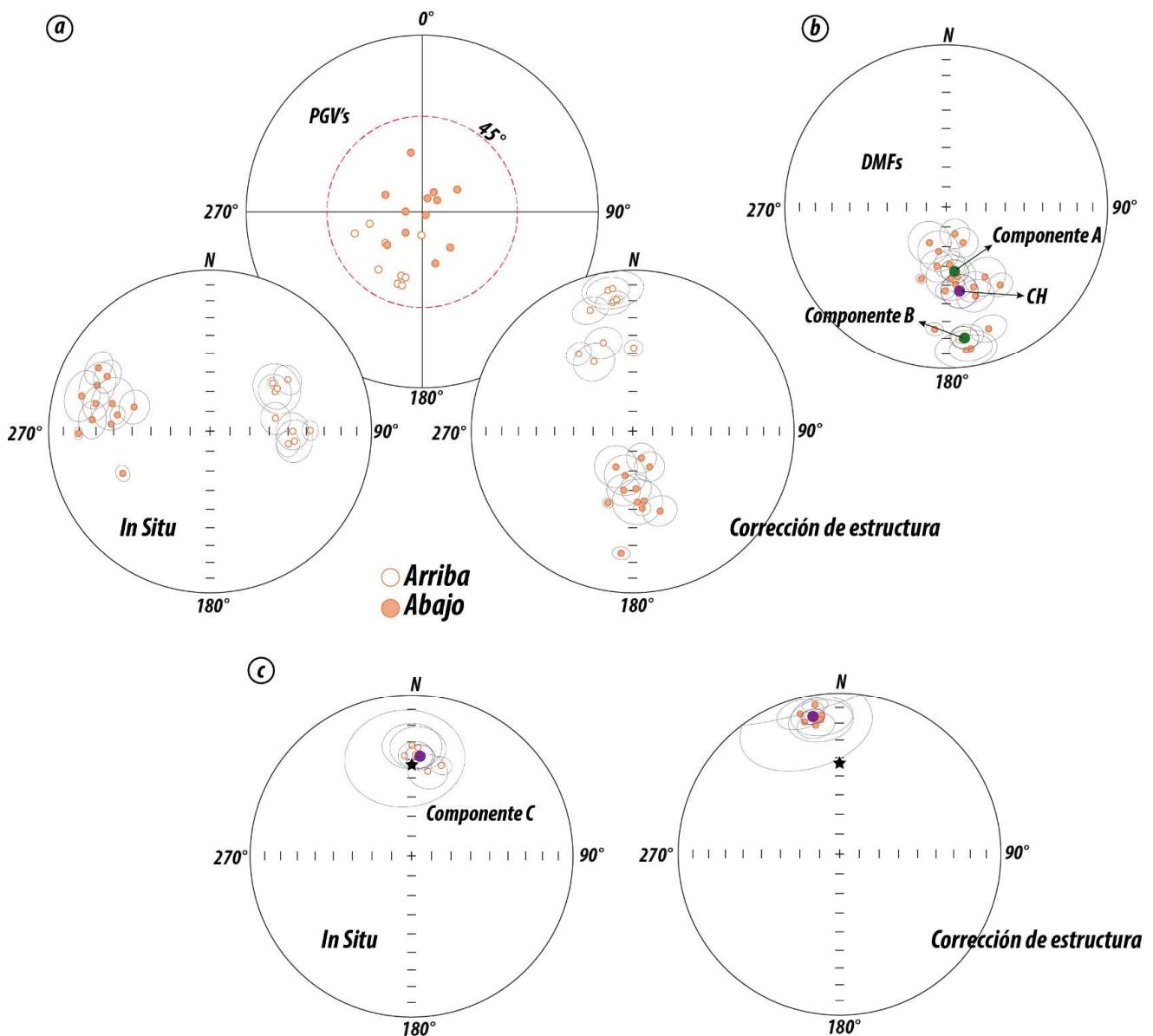
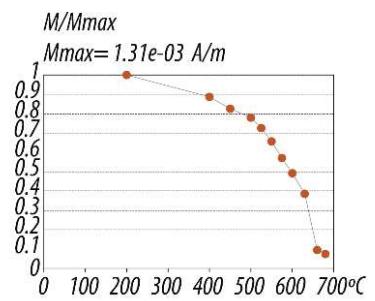
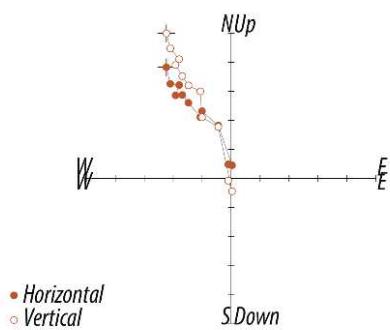
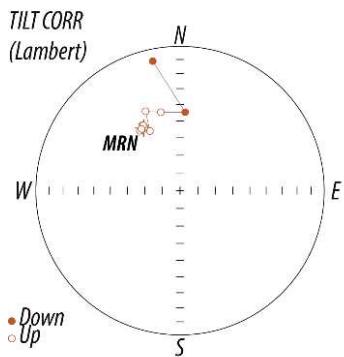


Figura 7.5: a) distribución de los polos geomagnéticos virtuales (PGV's) con una ventana con un ángulo de corte de 45°, y direcciones características de las componentes A y B *in situ* y con corrección de estructura de la localidad Chuñapampa Este (CH). b) Direcciones medias aisladas de la Componentes A y Componente B llevadas al hemisferio Sur, con polaridad reversa (puntos verdes). Dirección media de la componente final CH (CHA + CHB, punto violeta) c) Dirección media característica de la componente C *in situ* y con corrección de estructura. La estrella negra indica la posición del campo dipolar axial y geocéntrico actual

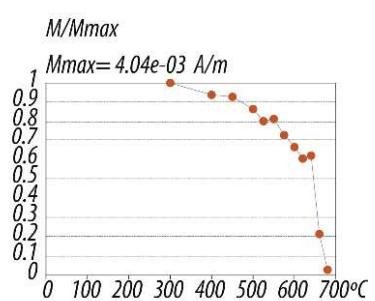
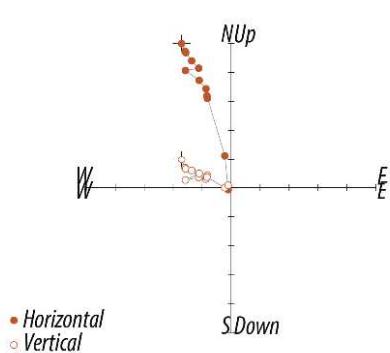
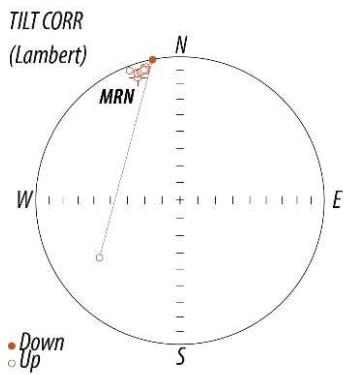
Paleomagnetismo en la localidad Arroyo Pablo (AP y 2AP)

En esta localidad de muestreo ubicada ligeramente al sudeste de las anteriores (Fig. 5. 17) se desmagnetizaron con lavados térmicos 111 especímenes a partir de 28 sitios de muestreo dispuestos a lo largo de toda la columna sedimentaria (Fig. 5. 18). De los 111 especímenes medidos, se pudieron aislar 56 direcciones medias a partir del análisis de componentes principales de Kirschvink (1980). En los 55 especímenes restantes resultó imposible aislar una dirección característica ya que presentaron un comportamiento totalmente inestable o bien errático tanto paleomagnética como geológicamente. La componente paleomagnética de estas muestras se aisló entre los 300° y 680° (Fig. 7.6; Ver Tabla 7.3 en anexo). En algunos casos la inclinación fue positiva y otros especímenes fue negativa. La temperatura de decaimiento de la magnetización entre los 500° C y los 680° C (Fig. 7.6) indica la presencia de magnetita, hematita o titanohematita como minerales portadores de la magnetización. La intensidad de la magnetización remanente natural se encuentra en promedio por debajo de 2.08×10^{-3} A/m. A medida que se avanzaba en las etapas de desmagnetización, y por consiguiente iba disminuyendo la magnetización total de las rocas, muchas muestras comenzaron a presentar un comportamiento inestable. Esto podría ser producto de la cercanía al límite de resolución del magnetómetro, y por lo tanto las lecturas en las últimas etapas de lavado pueden no ser del todo confiables.

AP4-1A



2AP6-4A



2AP18-4A

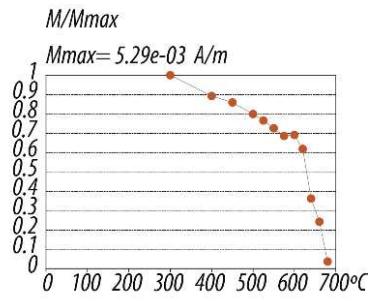
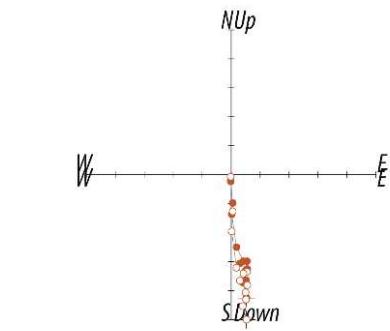
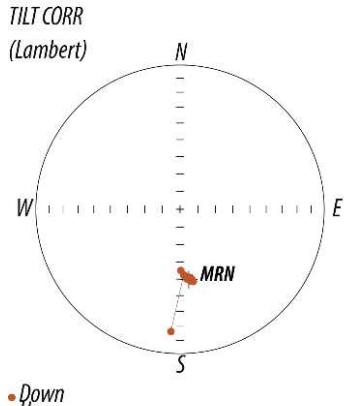


Figura 7.6: esquemas de desmagnetización representativos para la localidad de Arroyo Pablo (AP y 2AP). Izquierda: Proyección estereográfica de las direcciones de cada punto de medición. Medio: Diagramas Zijderveld (1967). Derecha: gráfico de desmagnetización normalizada.

Debido a que las polaridades de las direcciones de los sitios resultaron normales en unos casos y reversas en otros (Fig. 7.7a), se llevó a cabo un test de reversiones para evaluar la antipodalidad de las mismas. Para ello se realizó el *bootstrap reversal test* (Tauxe *et al.*, 2010), arrojando el mismo que las direcciones pertenecen a la misma población (Fig. 7.7d). Se realizó también la corrección de compactación por el método

de E/I, obteniéndose un factor $f = 0.95$. Esta corrección se aplicó sobre la inclinación final de la dirección media corregida por estructura.

Luego de aplicar una ventana con un ángulo de corte de 45° sobre los PGV's calculados (Fig. 7.7b), la dirección media final obtenida *in situ* para la localidad Arroyo Pablo (AP y 2AP) a partir de 55 direcciones es:

Declinación = 166.2° , Inclinación = 27° , k = 15.49, a95 = 5, n = 55

La dirección media final obtenida con corrección de estructura es:

Declinación = 175.9° , Inclinación = 34.8° , k = 15.68, a95 = 5, n = 55

Desde el punto de vista estadístico y sobre la base de la comparación de los parámetros $a95$ y k (15.49 vs 15.68 y 5 respectivamente), este resultado es indeterminado. Sin embargo, la presencia de magnetizaciones normales y reversas nos permite asumir que son magnetizaciones de tipo primarias adquiridas previas a la estructuración de la secuencia, es decir la dirección media final con corrección de estructura sería representativa del momento de la adquisición de la magnetización.

Al aplicar la corrección por compactación sobre la inclinación con corrección de estructura (34.8°), resulta una inclinación final de **36.4°** . Es importante aclarar que para aplicar este método se recomienda utilizar por lo menos 80 lecturas del campo geomagnético, un número bastante más grande que el aquí utilizado, por lo que la corrección realizada puede considerarse una aproximación al factor de compactación real.

A partir de la dirección media final con corrección de estructura y con corrección por compactación, el PGV obtenido para la localidad de Arroyo Pablo es:

Latitud = 83.7° S, Longitud = 76.9° E, A95 = 5.1, n = 55

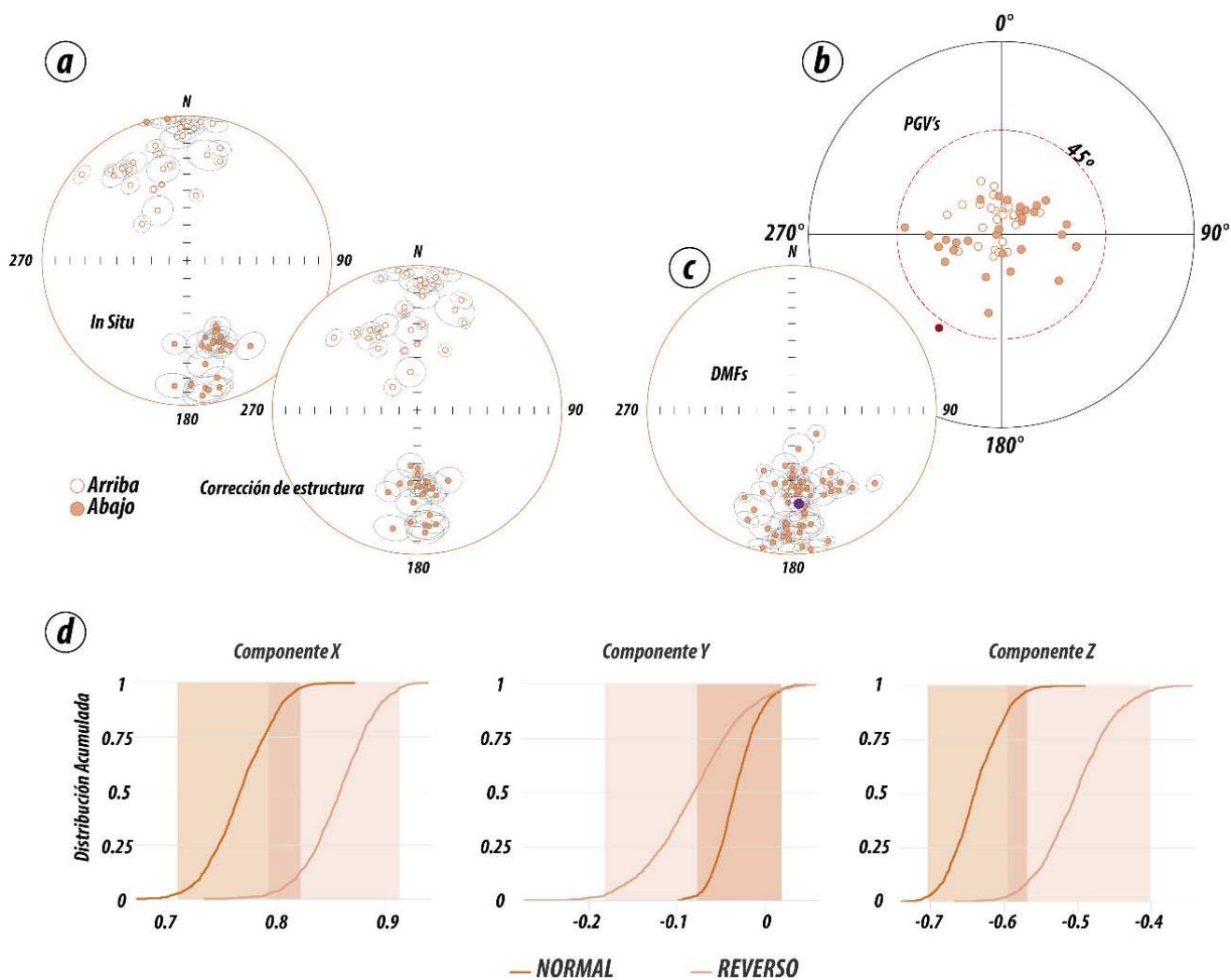


Figura 7.7: a) Direcciones características *in situ* y con corrección de estructura. b) distribución de polos geomagnéticos virtuales (PGV's), mostrando una ventana con un ángulo de corte de 45°. En rojo se encuentra la dirección descartada c) Dirección media final obtenida, mostrada en polaridad reversa (color violeta). d) *Bootstrap Reversal Test* entre las direcciones normales y reversas, mostrando que las mismas pertenecen a la misma población y sugiriendo una magnetización primaria de las rocas estudiadas .

Evaluación paleomagnética de rotaciones según ejes verticales

El paleomagnetismo es una herramienta cuantitativa para evaluar posibles rotaciones de la corteza terrestre según ejes verticales. La declinación e inclinación paleomagnética calculadas pueden ser comparadas con valores provenientes de mediciones paleomagnéticas en rocas de la misma edad realizadas en zonas estables del continente. De esta forma, la diferencia que se obtiene entre la declinación medida y la declinación esperada, provee la rotación tectónica según un eje vertical. Para este trabajo, las direcciones paleomagnéticas fueron comparadas con el polo paleomagnético de 50 Ma. de la Curva de Desplazamiento Polar Aparente (CDPA) realizada por Torsvik *et al.*, (2012) en coordenadas de Sudamérica (Declinación: 359.7°; Inclinación: -53.2°; A95: 2.4) usando el parámetro de rotación de Torsvik *et al.*, (2012). Usualmente, las rotaciones tectónicas según ejes verticales son calculadas con el método propuesto por Demarest (1983), asumiendo que las direcciones siguen una distribución fisheriana (Fisher, 1953). Sin embargo, en este caso, la distribución de direcciones paleomagnéticas es elongada en la dirección N-S (Deenen *et al.*, 2011; Tauxe y Kent, 2004). Asumiendo lo anterior, se utilizó un método no paramétrico (e.g. Gallo *et al.*, 2018) para la determinación de rotaciones tectónicas (Calvagno *et al.*, 2020).

De lo anterior, se obtuvo los ΔR (delta declinación, que equivale a la rotación según un eje vertical) y ΔI (delta inclinación) de cada una de las localidades (Fig. 7.8). Los resultados obtenidos permiten descartar rotaciones según ejes verticales para las localidades CH y AP. No obstante, en la localidad 2CH (el bloque más occidental), se observa un $\Delta R = 15.88^\circ$ con un límite superior de 21.54° y un límite inferior de 10.8° (Fig. 7.8). Esto indica una rotación tectónica según un eje vertical en un sentido horario para dicho bloque estructural. Las diferencias encontradas en las inclinaciones de todas las localidades podrían deberse a errores inducidos por la compactación de los sedimentos.

La dirección media final para la localidad 2CH obtenida, restituida por rotación es:

Declinación = 174.2°, Inclinación = 39.8°, k = 21.51, a95 = 6.53, n = 24

A partir de la dirección media final con corrección de estructura, con corrección por compactación, y con la corrección realizada por la rotación, el PGV obtenido para la localidad de Chuñapampa Oeste es:

Latitud = 84.1°S, Longitud = 49.7° E, A95 = 6.5, n = 24

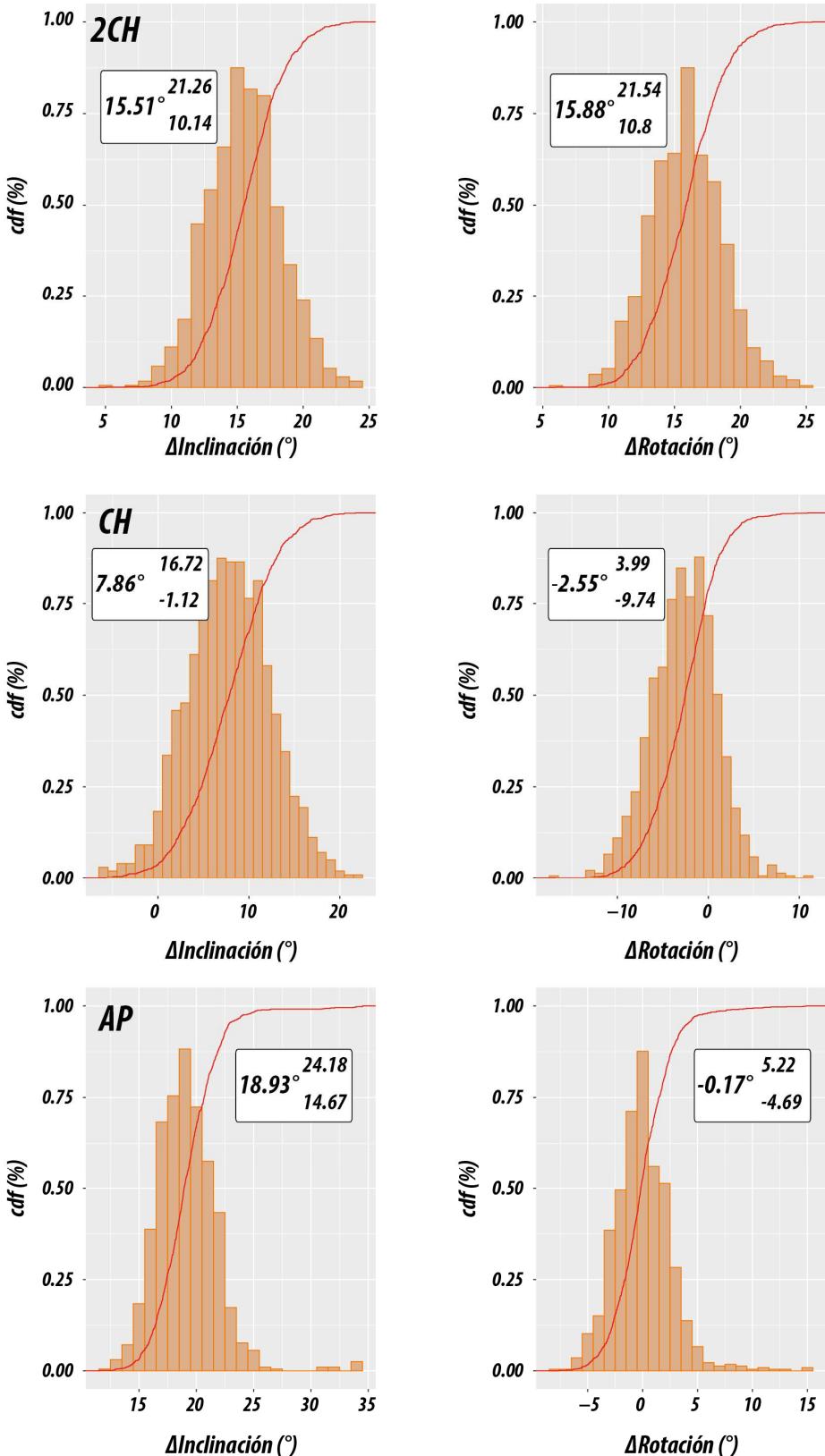


Figura 7.8: Resultados del análisis de rotaciones según ejes verticales para las tres localidades de estudio. Los histogramas muestran la frecuencia del bootstrap del ΔR y ΔI (delta rotación y delta inclinación) para cada localidad. La variabilidad de los parámetros fue utilizada para estimar los límites del 95% de confianza, que caen entre los valores 2.5 y 97.5% de la función de distribución acumulada empírica (línea roja).

Análisis de los resultados paleomagnéticos

Las rocas del Subgrupo Santa Bárbara en las localidades aquí estudiadas, presentan una magnetización remanente estable y característica portada principalmente por magnetita, hematita o titanohematita según sus temperaturas de desmagnetización. La alternancia entre polaridades normales y reversas, típico de rocas paleógenas donde el campo magnético presentó transiciones recurrentes de polaridad (Fig. 7.1), denota que la magnetización de las mismas es primaria ya que, si hubieran sufrido una remagnetización, toda la secuencia debería tener la misma polaridad.

Si bien en el perfil CH se encontraron dos componentes (Componente A y B, Fig. 7.5b), cuando se analizaron en conjunto con la componente obtenida en el perfil aledaño (Chuñapampa Oeste, 2CH) ya corregida por rotación, se puede ver que las direcciones finales son equivalentes (Fig. 7.9a). Esto permitió asumir para el perfil de Chuñapampa Este que se trata de una única dirección a partir de las dos componentes obtenidas (CH, Fig. 7.5b).

La dirección media obtenida de la componente final CH (CHA + CHB, n=21) *in situ* es:

Declinación = 272.2º, Inclinación = 40º, k = 17.57, a95 = 7.8, n = 21

La dirección media obtenida de la componente final CH (CHA + CHB, n=21) con corrección de estructura es:

Declinación = 171.7º, Inclinación = 46º, k = 13.78, a95 = 8.9, n = 21

El polo paleomagnético virtual calculado para la componente final CH es:

Latitud = 82.3ºS, Longitud = 7.1º E, A95 = 20.9, n = 21

Al promediar las direcciones de las tres localidades (CH, 2CH y AP), se obtuvo una única dirección media final correspondiente a toda la secuencia para el Subgrupo Santa Bárbara (Fig. 7.9a).

Declinación = 174º, Inclinación = 40.9º, a95 = 6.7, N = 3

A partir del promedio de los PGV's respectivos, se obtuvo un polo paleomagnético (PP) de toda la secuencia del Subgrupo Santa Bárbara (Fig. 7.9b).

Latitud = 84.2º S, Longitud = 41.7º E, A95 = 6.3º, N = 3

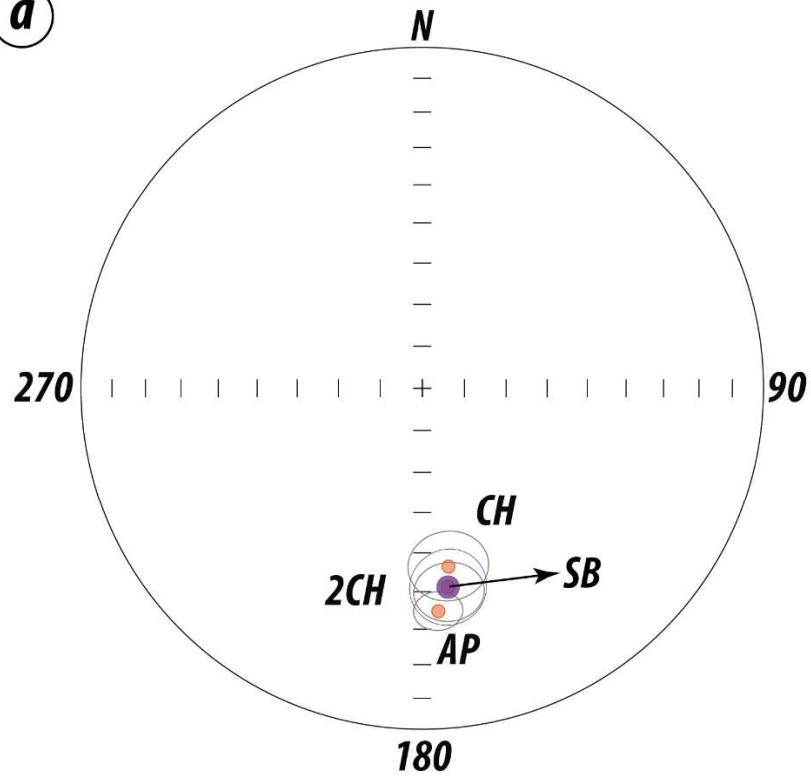
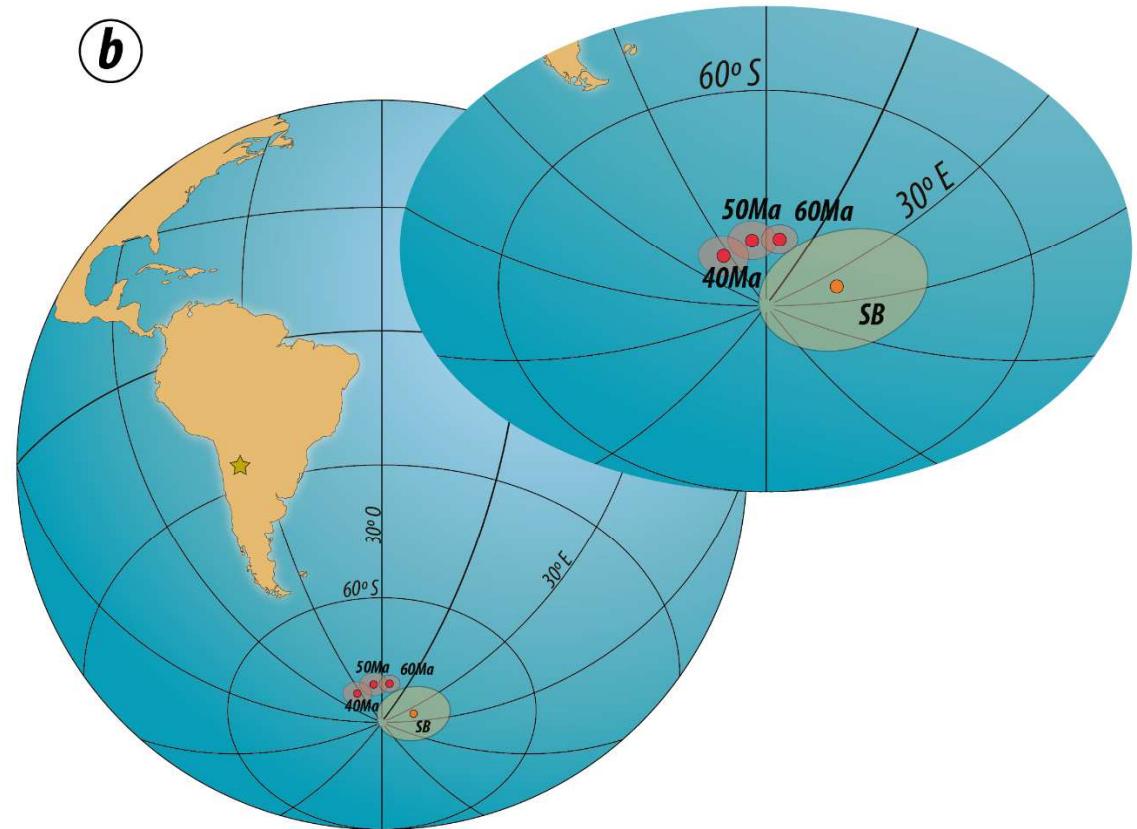
a**b**

Figura 7.9: a) proyección estereográfica de igual área con las direcciones medias finales obtenidas para los perfiles CH, 2CH luego de aplicar la corrección por rotación (se encuentra debajo del punto violeta) y AP y la dirección media para Santa Bárbara (SB, color violeta). b) Polo paleomagnético con A95 en coordenadas de Sudamérica a partir de los datos obtenidos. Punto Naranja: Polo de Santa Bárbara (SB; Lat. = 84.2° S, Long = 41.7° E, A95 = 6.3°, N = 3). Puntos rojos: polos de 40, 50 y 60 Ma en coordenadas de Sudamérica (Torsvik *et al.* 2012). Estrella amarilla: Localidades de muestreo

La componente C de la localidad de Chuñapampa Este estaría indicando la posición del campo dipolar actual (Fig. 7.5c). Esto podría deberse a una posible remagnetización local en estas facies debido a la presencia de fluidos circundantes a bajas temperaturas (la componente se puede aislar a los 300°C). Es por esto que se la descartó para el análisis direccional final. En la figura se ve que el Polo Paleomagnético SB no coincide con los polos de Torsvik (2012), pero parece tener la misma paleo-latitud.

El comportamiento distinto de los especímenes aún dentro del mismo sitio de muestreo y en algunas ocasiones dentro de las mismas muestras, fue un hecho constante en todas las localidades, que se vio reflejado en las direcciones o polaridades aleatorias obtenidas. Esto podría deberse al poco contenido de material ferromagnético intrínseco de estas litologías o bien a la inestabilidad propia del CMT durante el lapso de tiempo abarcado en este trabajo. A partir de los resultados aquí obtenidos, podemos concluir que estas rocas no actuaron como memorias del todo eficientes del CMT en el paso geológico.

Estas pueden ser algunas de las causas por las cuales los polos paleomagnéticos no coincidan. Sin embargo, el hecho que no haya suficientes datos locales para comparar resultados dificulta la interpretación de los resultados obtenidos.

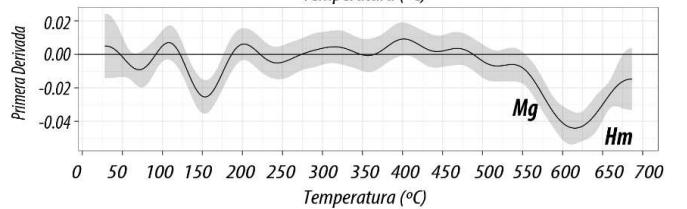
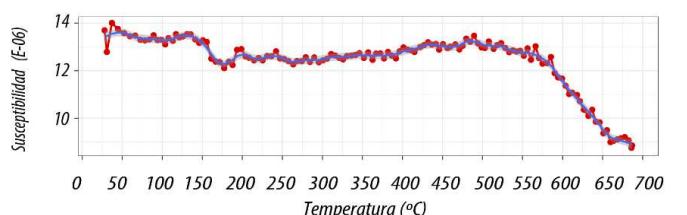
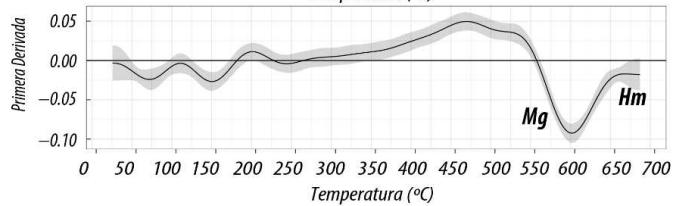
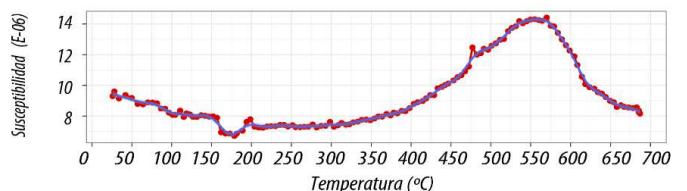
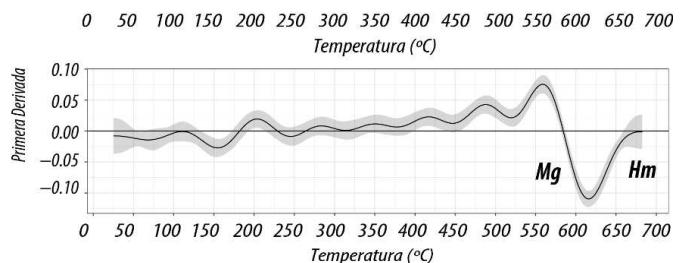
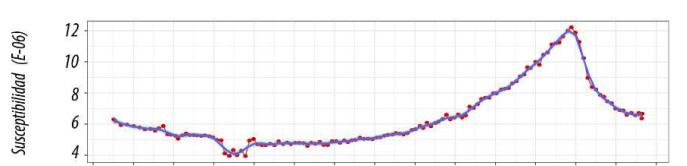
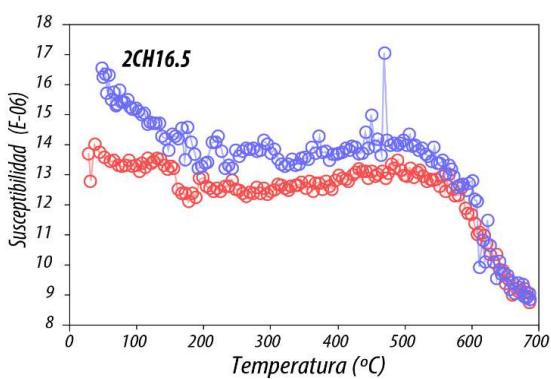
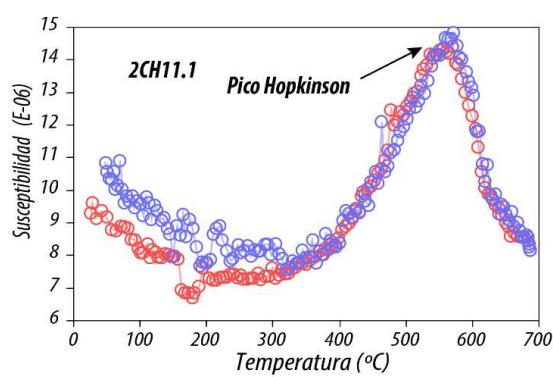
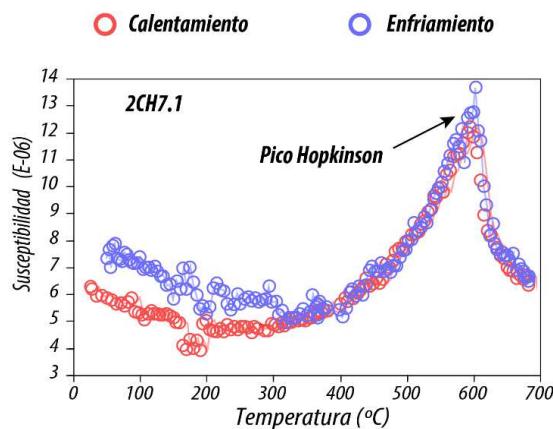
CAPÍTULO VIII

Mineralogía Magnética

Con el objetivo de identificar la mineralogía magnética presente en las rocas estudiadas, se realizaron curvas termomagnéticas de susceptibilidad (k) vs. Temperatura (T). El comportamiento general de las curvas es reversible (Fig. 8.1). Se observaron picos Hopkinson entre 550°C y 600°C (Fig. 8.1) que estarían indicando la presencia de magnetita como posible mineral portador de la magnetización (Dunlop y Ozdemir 1997). También se observó un pico posterior, evidenciado por una caída en la susceptibilidad, que denotaría la presencia de hematita (Fig. 8.1). La baja susceptibilidad de las muestras permitió inferir la presencia de titanohematita, en las cuales se reemplaza en pequeñas cantidades el hierro por titanio. De esta manera, la titanohematita puede conservar las propiedades magnéticas de la hematita, pero con una temperatura de Curie/Neel menor (Dunlop y Ozdemir, 1997). Una de las muestras estudiada (AP 5.7), presentó un comportamiento irreversible, diferente respecto a las demás, indicando cambios mineralógicos durante el proceso de calentamiento.

Una vez obtenidas las curvas de calentamiento, se les aplicó un ajuste entre 25 y 700°C mediante splines utilizando un modelo aditivo generalizado (Wood *et al*, 2016). Posteriormente se calculó la primera derivada de dicho ajuste, que calcula y considera sus intervalos de confianza mediante simulaciones de Monte Carlo. Para ello se utilizó el paquete **mgcv** escrito en el lenguaje de programación R (<https://www.rdocumentation.org/packages/mgcv/versions/1.8-26/topics/gam>). A partir de este análisis se pudo observar que existen dos gradientes máximos de perdida de susceptibilidad. El primero se ubica alrededor de los 600°C, proveniente de la magnetita con algo de sustitución por titanio. El segundo, entre 620°C y 650°, respondiendo a la temperatura de Curie de la hematita, posiblemente con algo de sustitución por titanio.

Se puede concluir entonces que las muestras analizadas corresponden a un agregado de magnetita, hematita y titanohematita, donde prevalecería la hematita/titanohematita como mineralogía portadora de la magnetización, y la magnetita se encontraría como un mineral portador secundario.



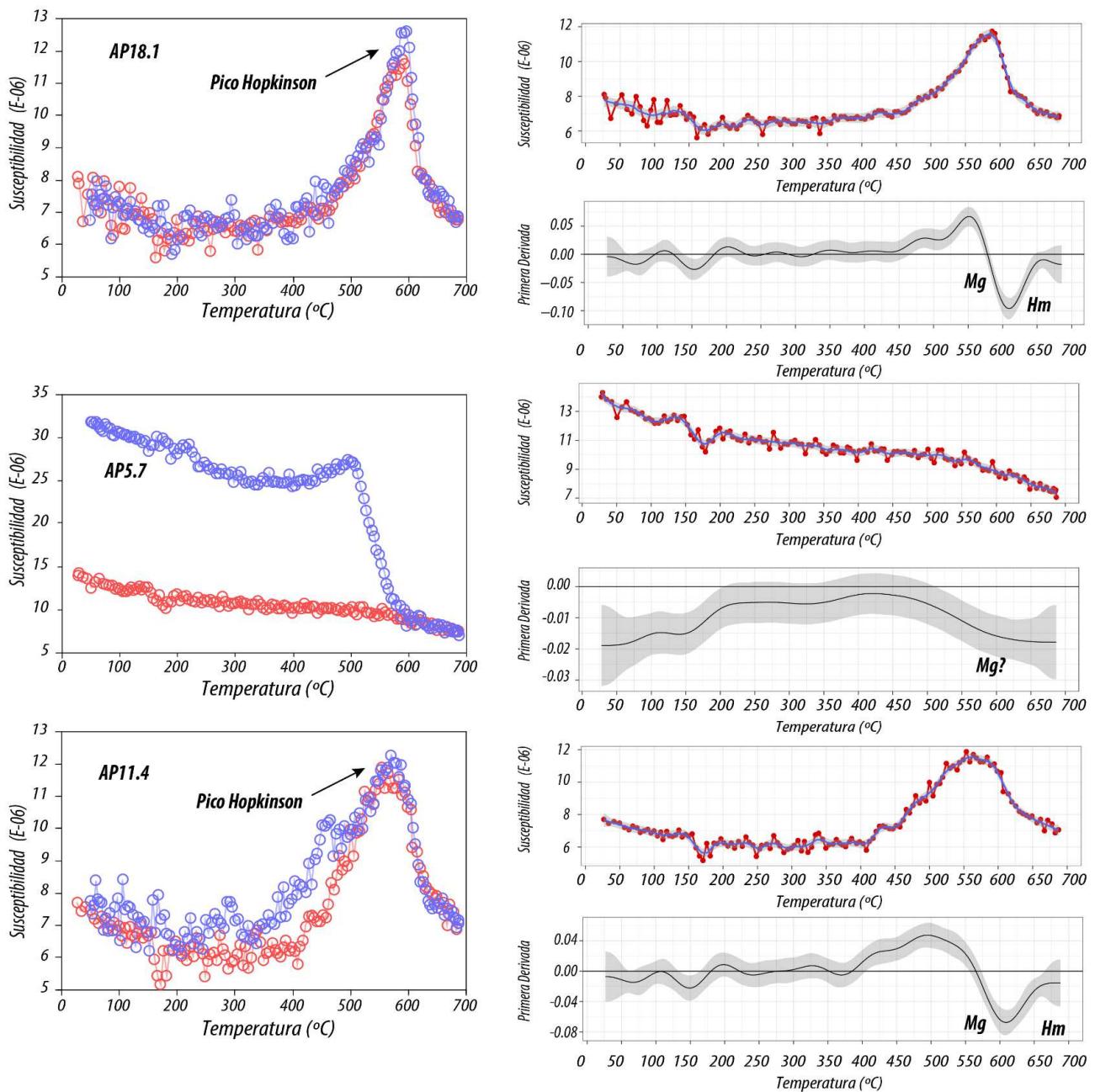


Figura 8.1: Columna Izquierda: curvas termomagnéticas de susceptibilidad (k) vs. Temperatura de muestras representativas de las localidades estudiadas (2CH Chuñapampa Oeste; AP; Arroyo Pablo). Los puntos rojos corresponden a la curva de calentamiento. Los puntos azules corresponden a la curva de enfriamiento. Se observa el carácter reversible de las curvas, a excepción de la muestra AP5.7, que es irreversible, denotando transformaciones mineralógicas por el calentamiento. Los valores bajos de susceptibilidad permiten inferir la presencia de titanohematita debido al reemplazo de hierro por titanio en pequeñas cantidades. Columna Derecha: comportamiento de las curvas de calentamiento (25°C a 700°C) con su correspondiente ajuste mediante splines, y en el recuadro inferior se observa la primera derivada con su intervalo del 95% de confianza.

CAPÍTULO IX

Discusión de los resultados

Los resultados de los estudios paleomagnéticos y de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) ayudan a reconstruir la historia de deformación de una región. Las formas de los elipsoides de anisotropía de susceptibilidad magnética suelen ser coaxiales con las de los elipsoides de deformación y por lo tanto con la dirección de los esfuerzos actuales (Fig. 9.1). Por esta razón se pueden utilizar para explorar las fábricas de las rocas.

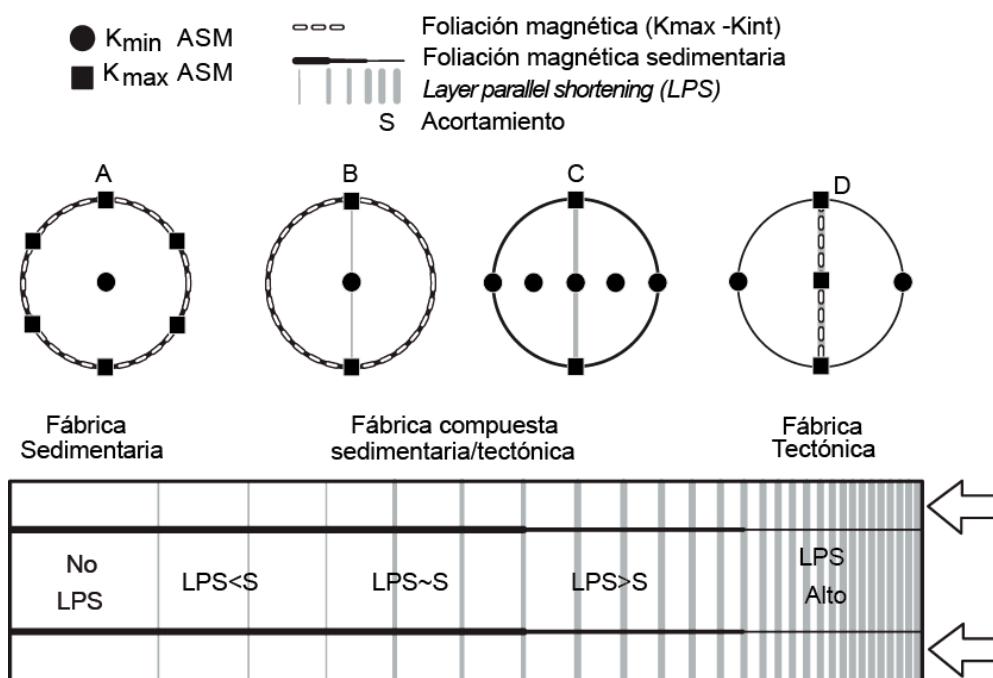


Figura 9.1: Modelo conceptual de la evolución de las fábricas magnéticas, desde una fábrica sedimentaria primaria (**A**), donde la única deformación existente es la producida por la compactación debido al campo vectorial gravitacional, en transición a una fábrica triaxial, prolada y oblada tectónica, caracterizada por un elipsoide fuertemente oblado (**D**), y su relación con el acortamiento paralelo a las capas (LPS, Layer Parallel Shortening). Las flechas blancas indican el frente de compresión (modificado de Weil y Yonkee, 2009).

En las zonas de estudio el eje mayor K_{máx} es paralelo a la dirección de máxima elongación, es decir paralelo al rumbo de las estructuras de plegamiento y el eje K_{mín} es perpendicular a los planos de estratificación, y a su vez paralelo a los polos de dichos planos (Figs. 9.1 y 9.2). Es decir que la fábrica es compuesta (Fig. 9.1, estadio B). A partir de los datos obtenidos en las tres localidades (CH, 2CH y AP/2AP) se pudo entender la influencia del avance del frente de deformación regional (Fig. 9.1). En los

casos aquí estudiados, se observó que las formas de los elipsoides y la disposición de los ejes de ASM indican una fábrica de tipo compuesta que está basculada. En términos generales, la dirección del eje $K_{\text{máx}}$ es consistente con una dirección de compresión NO-SO subparalela a la que dio origen al plegamiento. Esta dirección de compresión NO-SO es distinta a la dirección de compresión de la zona de subducción instalada en el margen occidental del continente desde hace por lo menos 50 Ma NE-SO (Somoza *et al.*, 1999). Esto se discutirá en los siguientes párrafos.

La adquisición de esta fábrica magnética debió haber ocurrido en las etapas iniciales de deformación, ya que el $K_{\text{mín}}$ conserva en la dirección paralela a los polos de los planos de estratificación. El agrupamiento claro del eje $K_{\text{máx}}$ en la dirección de elongación (rumbo de las estructuras) es compatible con la deformación producida por el acortamiento paralelo a las capas (*LPS*, por sus siglas en inglés “*Layer Parallel Shortening*”), deformación que ocurre en las etapas iniciales de los levantamientos orogénicos (Weill y Yonkee, 2009, Fig. 9.1). Los datos paleomagnéticos obtenidos indican la presencia de reversiones a lo largo de las columnas sedimentarias levantadas, reforzando el carácter primario de la magnetización de las rocas estudiadas. Los datos de ASM en el Arroyo Chuñapampa Oeste (2CH) se apartan un poco del obtenido en las otras localidades. Si bien el eje $K_{\text{mín}}$ se dispone perpendicular al plano de estratificación, el eje $K_{\text{máx}}$ no está en la dirección del rumbo de las estructuras, sino que tiene un hundimiento aproximado de 20° hacia el SO (Fig. 9.2). A su vez, los datos paleomagnéticos indican una rotación horaria según un eje vertical de 15° aproximadamente.

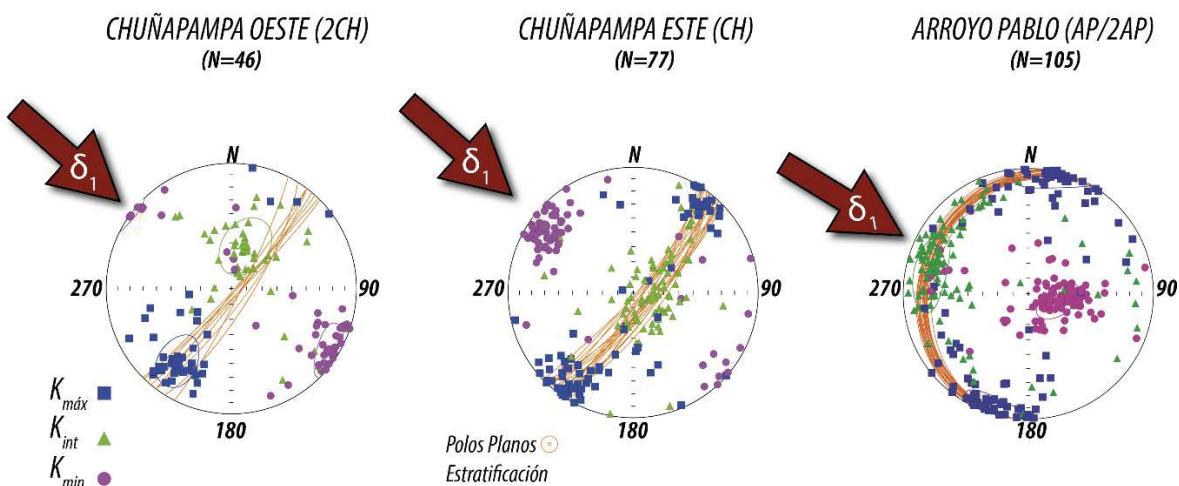


Figura 9.2: elipsoides de anisotropía de susceptibilidad magnética *in situ* de las tres localidades de estudio. La flecha roja indicaría la posición del esfuerzo principal máximo sigma1, perpendicular a la disposición del $K_{\text{máx}}$. Los círculos máximos naranjas corresponden a los planos de estratificación medidos en el campo.

Si se restituye dicha rotación horaria y se corrigen parcialmente los ejes de ASM, resulta un comportamiento casi idéntico al de las otras dos localidades (Fig. 9.3). Dicho de otro modo, tanto los datos de ASM como de paleomagnetismo son consistentes con una rotación horaria de 15° previa al plegamiento de la localidad Arroyo Chuñapampa Oeste. Es de destacar que esta localidad de muestreo se encuentra en un bloque limitado por las fallas Chuñapampa y Alto de Viñaco (Vergani y Starck, 1989. Fig. 9.5) lo que es consistente con la existencia de esta rotación local debido a la complejidad estructural de la zona.

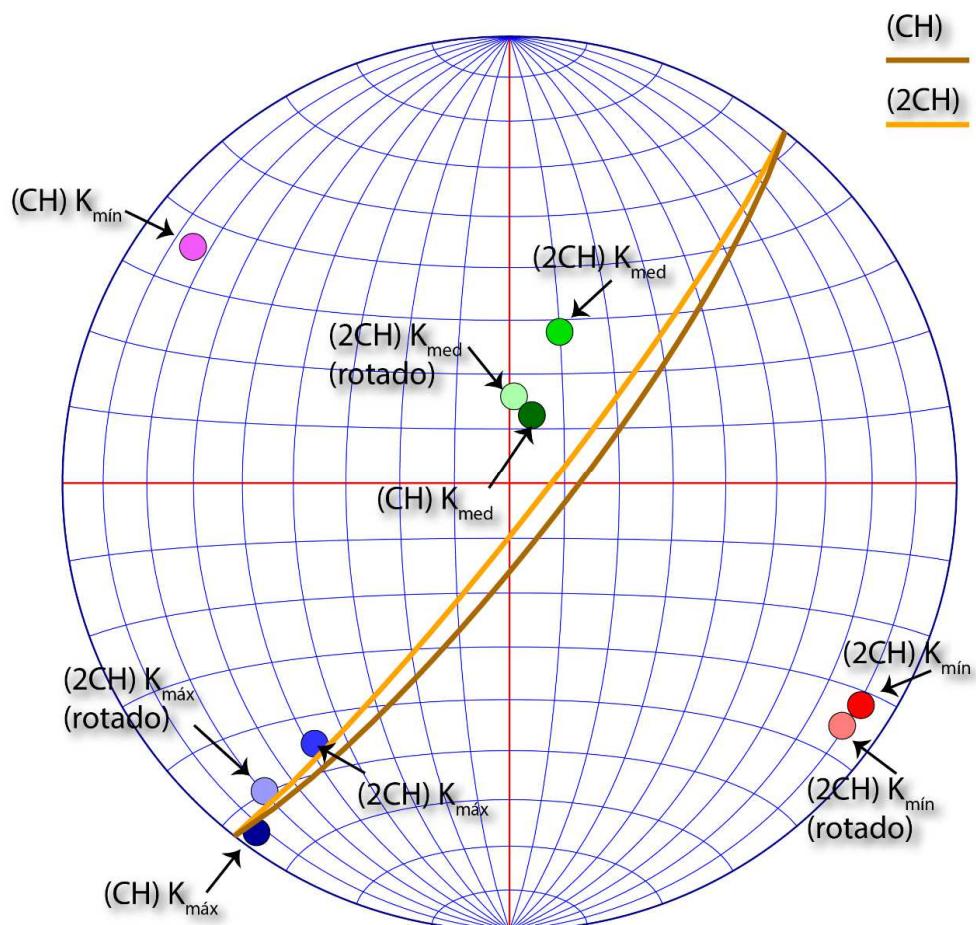


Figura 9.3: corrección por rotación en una proyección estereográfica (red de Smith) de los ejes de ASM de las localidades Chuñapampa Este (CH) y Chuñapampa Oeste (2CH). Para aplicar la corrección por rotación de los ejes de 2CH se restituyeron primero al plano horizontal, luego se aplicó una rotación antihoraria de 15° y se los volvió a llevar a la posición *in situ* (inclinación 84°). Cuando se los compara con los ejes de CH (en cuya localidad no se encontraron rotaciones según ejes verticales) se puede ver que se asemejan luego de aplicar la corrección por rotación. Las líneas marrones muestran el promedio de los planos de estratificación para cada localidad. Realizado en Estereográfica Web (Cristallini, 2022).

La dirección del esfuerzo principal actuante en el desarrollo de esas estructuras sería NO-SE (Fig. 9.2, 9.4). Tal como se comentó en los párrafos precedentes, esta dirección difiere de la regional de convergencia de la zona de subducción andina (aproximadamente Azimuth 080°) de los últimos 20Ma (Kay, 2001). La razón de esta diferencia puede explicarse analizando la historia tectónica de la zona. Las estructuras previas formadas durante la etapa de apertura del rift podrían haber condicionado el desarrollo posterior de las estructuras compresivas. Según varios autores que trabajaron en la zona (Salfity *et al.*, 1993; Boll y Hernández, 1986; Grier *et al.*, 1991; Cristallini *et al.*, 1997; Hongn y Seggiaro, 2001; Kley *et al.*, 2005; Seggiaro y Aguilera, 2006; Salfity y Monaldi, 2006; Hongn *et al.*, 2007, Hongn *et al.*, 2010), las fallas normales cretácicas fueron invertidas positivamente por la deformación compresiva cenozoica controlando la localización de ciertas fallas andinas

Por otra parte, en términos generales, puede verse que existe una diferencia entre las estructuras desarrolladas en la zona del Arroyo Chuñapampa y las estructuras desarrolladas en la zona del Arroyo Pablo (Fig. 9.4). La zona de Chuñapampa ubicada más hacia el oeste, presenta una complejidad estructural mayor, con bancos sub-verticales a verticales e incluso rebatidos, y numerosos pliegues, mientras que la zona de Arroyo Pablo, ubicada hacia las posiciones más sud-orientales, contiene inclinaciones notablemente menores (15-30° de inclinación de las capas). Esta diferencia podría deberse a la propagación de la deformación de oeste a este.

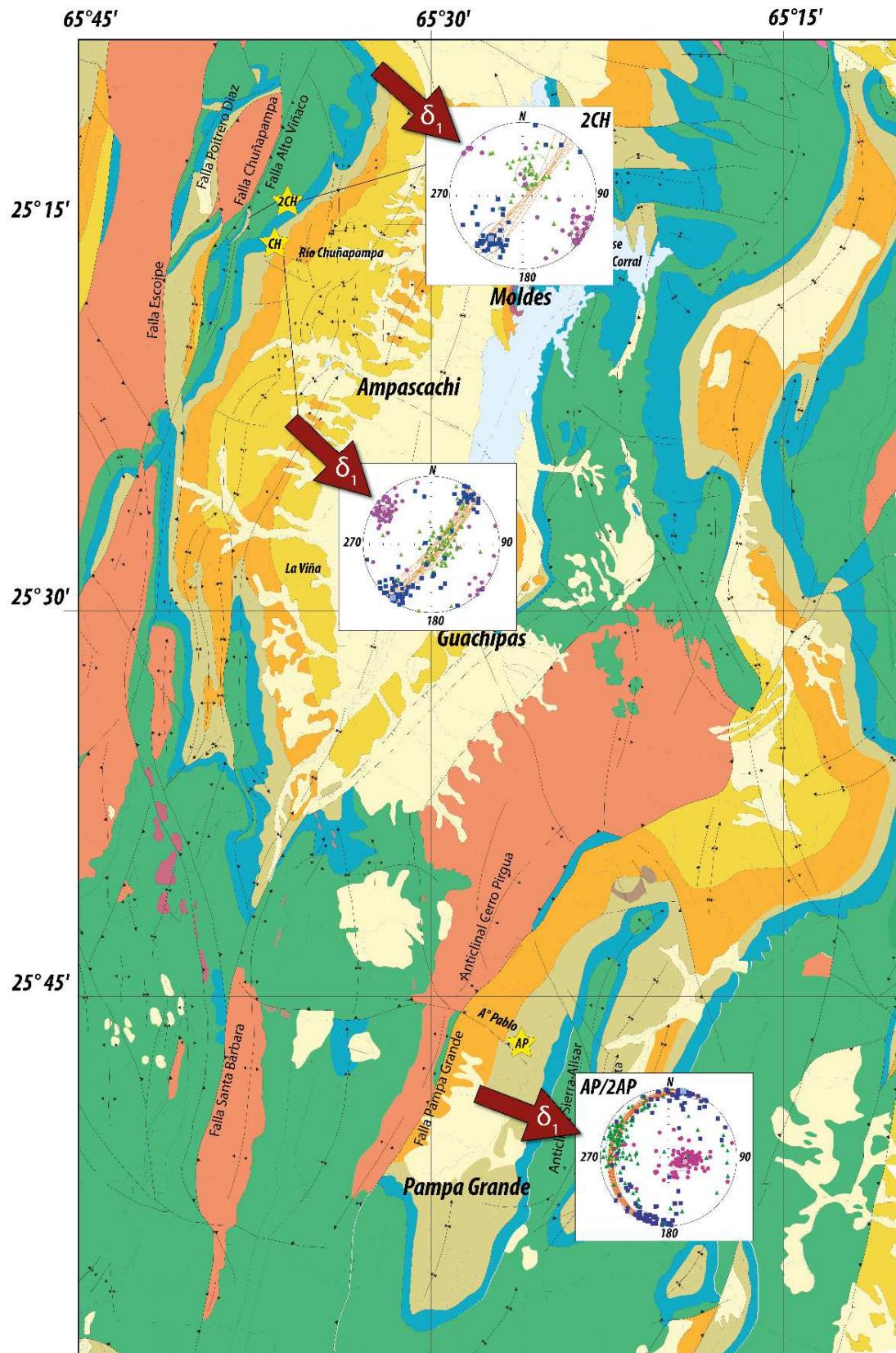


Figura 9.4: mapa geológico de la zona de estudio, con las localidades de muestreo ubicadas (estrellas amarillas) y los elipsoides de ASM correspondientes. Las flechas indican la posición del esfuerzo principal máximo sigma1. Las líneas blancas muestran la tendencia general NE-SO de las estructuras.

Dentro de la región los esfuerzos cambiaron de extensionales, producto de la apertura del océano Atlántico, a compresivos, por la instalación de una zona de subducción en el margen occidental del continente. Como consecuencia de ello, donde antes había una cuenca de rift luego hubo una cuenca de antepaís. A medida que fue cesando la subsidencia térmica, la orogenia Andina fue acercándose al área, generando áreas positivas y aportando sedimento a las áreas negativas (laffa, 2013). Esta transición puede ser reconocida por la presencia de una discordancia angular y un gap estratigráfico en el Eoceno (Reynolds *et al.*, 2000; del Papa *et al.* 2010). De esta forma, la cuenca se fue colmatando, los sedimentos se fueron magnetizando adquiriendo magnetizaciones normales y reversas conforme al CMT del momento, con una fábrica magnética sedimentaria (K_{min} en la vertical y $K_{máx}$ e K_{int} desorganizados en el plano horizontal). Con el avance del frente orogénico desde el Oeste producto de la compresión cenozoica, comienza el acortamiento paralelo a las capas. De esta manera, los sedimentos se fueron reorganizando o reacomodando adquiriendo una fábrica magnética anisótropa con un $K_{máx}$ en la horizontal dispuesto perpendicular al esfuerzo horizontal máximo. Esto se ve reflejado en la fábrica final de tipo compuesta que adquieren las rocas muestradas (Fig. 9.2). Con el paso del tiempo y el avance de la compresión, comenzó la estructuración regional con el basculamiento de las capas y la formación de pliegues anticlinales y sinclinales asociados a fallamiento. Así, las localidades más occidentales (2CH y CH) experimentaron más deformación, a pesar de ser retrocorrimientos, que aquellas más orientales y por lo tanto más alejadas de la propagación de la deformación (AP). De hecho, en Chuñapampa Oeste (2CH), ya adquirida la magnetización y la anisotropía final, las rocas experimentaron una rotación según un eje vertical seguramente vinculada a los inicios de la deformación del bloque de falla en que se encuentra. Esta rotación es local y no está documentada en otras posiciones dentro de la cuenca. Con esta rotación de bloques se podría explicar la imbricación de los ejes de los elipsoides de ASM (Fig. 9.3). A medida que avanzó el frente de deformación se desarrollaron retrocorrimientos, de esta manera la zona de Chuñapampa Oeste sería uno de los bloques que habría quedado entrampado entre dos fallas, adquiriendo la morfología actual (Fig. 9.5). Sin dudas las estructuras previas del rift condicionaron la distribución interna de los esfuerzos dentro la cuenca, en sintonía con lo ya planteado por distintos autores (Jordan *et al.* 1983; Monaldi *et al.* 1993; Coutand *et al.* 2001; Hongn *et al.*, 2007; Carrapa y DeCelles, 2008; Oncken *et al.* 2006; Carrera y Muñoz, 2008; Payrola Bosio *et al.* 2009; del Papa *et al.* 2013; Canavan *et al.* 2014).

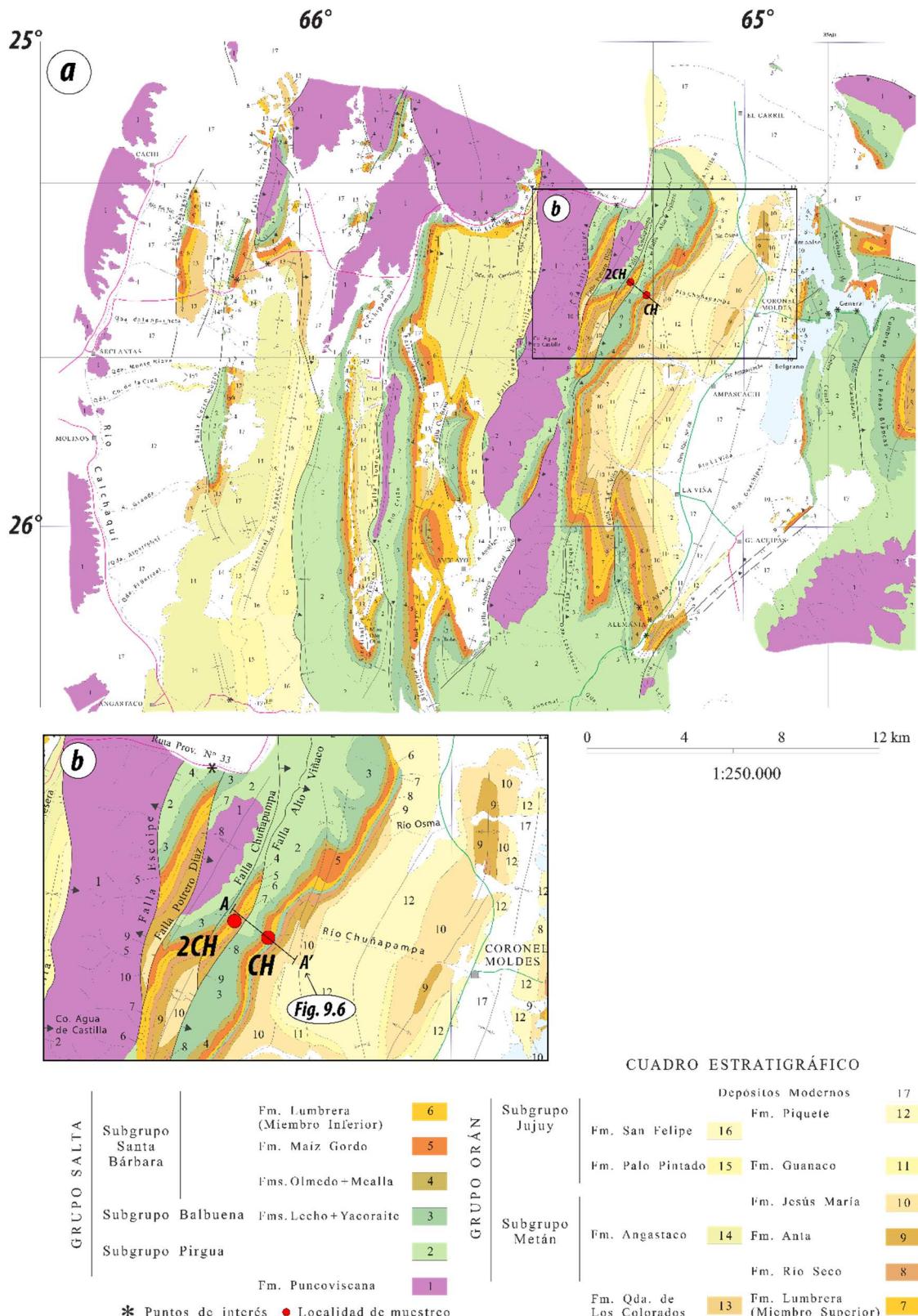


Figura 9.5: a) mapa geológico de la zona de Chuñapampa (modificado de Vergani y Starck, 1989). b) detalle de la zona de estudio, donde se observa la disposición de las fallas Chuñapampa al Oeste de la localidad 2CH y la Falla Alto Viñaco al este de la misma.

Las principales estructuras regionales fueron interpretadas como fajas plegadas y corridas, con vergencia al oeste, que involucran bloques del basamento, relacionadas al levantamiento Mio-Plioceno. La vergencia al oeste responde a la inversión tectónica de las fallas normales cretácicas y en menor medida a la reactivación de heterogeneidades del basamento (Carrera y Muñoz, 2008; Cristallini *et al.*, 1997; Grier *et al.*, 1991; Hongn *et al.*, 2010). La zona del Arroyo Chuñapampa podría estar entonces reflejando estos controles estructurales previos del basamento. En cambio, en la zona del Arroyo Pablo (AP/2AP) se aprecia una consistencia entre los elipsoides de ASM, los datos paleomagnéticos y las estructuras encontradas. En este perfil, se observa que los bancos tienen menor inclinación en comparación a los estratos de Chuñapampa. Los datos de ASM revelan una fábrica de tipo sedimentaria basculada, con el $K_{\text{máx}}$ contenido en los planos de estratificación y paralelo al rumbo general de las estructuras NE-SO (Figs. 9.2 y 9.4). Esta disposición de los ejes muestra también consistencia con la dirección de esfuerzo regional NO-SE (Figs. 9.2 y 9.4).

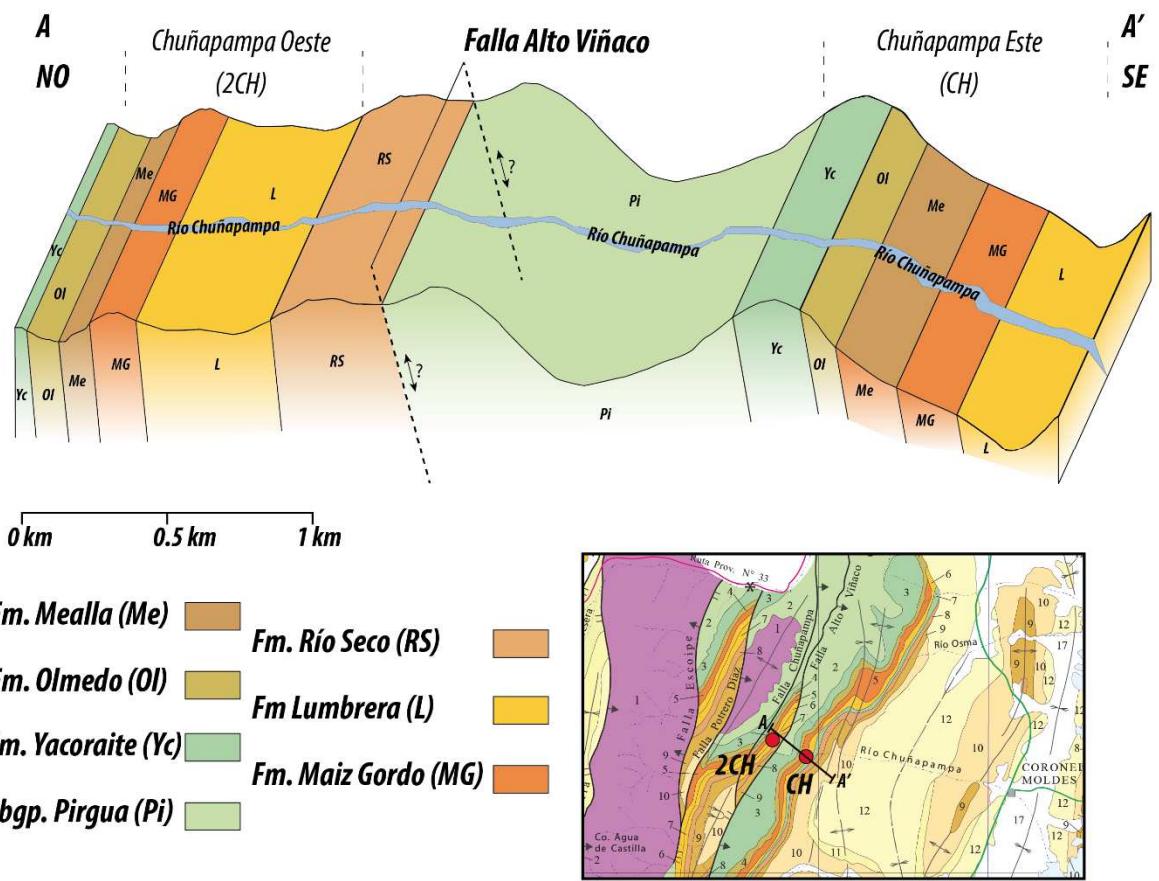


Figura 9.6: sección estructural esquemática de la zona de Chuñapampa. Se puede observar la disposición vertical o subverticales de los bancos y como la Falla Alto Viñaco separa ambas localidades. Esta falla a su vez corresponde a un retrocorrimiento que replica la secuencia y podría corresponder a una falla de rift invertida.

Los datos paleomagnéticos en el perfil del Arroyo Pablo (Capítulo VII) muestran la presencia de reversiones magnéticas, indicando una adquisición primaria de la magnetización y no se encontraron evidencias de rotaciones según ejes verticales. Por lo tanto, la historia evolutiva de esta zona sería un poco distinta a la de Chuñapampa, donde se habrían adquirido la fábrica magnética y las magnetizaciones en los primeros estadios de la deformación, como respuesta a un acortamiento paralelo a las capas, y posteriormente se habrían basculado los bancos estratigráficos. Sin embargo, en esta zona no se observa una complejidad estructural con presencia de varias fallas (Fig. 9.4). Según Carrera y Muñoz (2013), las fallas aquí presentes corresponderían a fallas normales cretácicas que luego habrían absorbido la actividad tectónica producto de los esfuerzos andinos invirtiéndose. Entonces, la historia de la zona del Arroyo Pablo correspondería a un relleno sedimentario correspondiente a una etapa de rift, y una posterior inversión de las fallas principales de dicho rift durante el período de compresión. La fábrica magnética también habría sido adquirida en los estadios iniciales de deformación compresiva a medida que se propagaba la deformación, representando un acortamiento paralelo a las capas y el posterior basculamiento de los bancos.

Por último, cabe destacar que la dirección regional de esfuerzos actuante durante el levantamiento andino en estas latitudes es aproximadamente O-E. La dirección NO-SE que se menciona aquí, a partir de la disposición de los ejes de anisotropía de susceptibilidad magnética, sería producto de la descomposición del vector regional de deformación en direcciones vectoriales locales debido al condicionamiento de las fallas previas, y/o de los rasgos morfoestructurales previos a gran escala del paisaje.

CAPÍTULO X

Conclusiones

Las conclusiones obtenidas a partir de este trabajo son las siguientes:

- El comportamiento distinto de los especímenes aún dentro del mismo sitio de muestreo y en algunas ocasiones dentro de las mismas muestras, fue un hecho constante en todas las localidades, que se vio reflejado en las direcciones o polaridades aleatorias obtenidas. Esto podría deberse al poco contenido de material ferromagnético intrínseco de estas litologías o bien a la inestabilidad propia del campo magnético terrestre (CMT) durante el lapso de tiempo abarcado en este trabajo (Paleoceno – Oligoceno). A partir de los resultados aquí obtenidos, podemos concluir que estas rocas no actuaron como memorias del todo eficientes del CMT en el tiempo geológico.
- Las muestras analizadas corresponden a un agregado de magnetita, hematita y titanohematita, donde prevalecería la hematita/titanohematita como mineralogía portadora de la magnetización, y la magnetita se encontraría como un mineral portador secundario.
- Los sedimentos adquirieron magnetizaciones normales y reversas según el campo magnético terrestre del momento de la sedimentación.
- La presencia de reversiones de polaridad a lo largo de toda la secuencia sedimentaria en las tres localidades (polaridades normales y reversa) indica el carácter primario de la magnetización.
- La adquisición de la fábrica magnética ocurrió en los primeros estadios de la deformación, representando un acortamiento paralelo a la estratificación. (APE; *LPS: Layer Parallel Shortening*).

- La fábrica magnética obtenida en las tres localidades de estudio (Chuñapampa Oeste, Chuñapampa Este y Arroyo Pablo) corresponde a fábricas de tipo sedimentaria basculada. Los elipsoides de ASM son triaxiales, con los ejes $K_{máx}$ contenidos en los planos de estratificación y paralelos al rumbo de las estructuras, mientras que los ejes $K_{mín}$ se ubican perpendiculares a los planos de estratificación, o sea paralelo a los polos de dichos planos.
- En la sección Chuñapampa Oeste, hay mayor absorción de la deformación evidenciado por la mayor inclinación de los bancos respecto a Chuñapampa Este, llegando a estar rebatidos. Esto está reflejado en la imbricación de los ejes $K_{máx}$ en los planos de estratificación, por lo que no están del todo en la horizontal.
- Al restituir y aplicar la corrección por rotación en los ejes de ASM de la localidad Chuñapampa Oeste, los mismos se asemejan a la disposición de los ejes de ASM de la localidad aledaña Chuñapampa Este (CH).
- La dirección del esfuerzo actuante para la formación de las estructuras cenozoicas en las tres localidades es NO-SE. Esta dirección estaría siendo determinada por la posición de heterogeneidades del basamento previas, condicionando de manera local el desarrollo de las mismas.
- La dirección del vector de esfuerzo sería entonces el producto de una descomposición local de los esfuerzos regionales debido al condicionamiento de las estructuras previas y del paisaje.
- A partir del estudio paleomagnético en las tres localidades, se obtuvo en el Subgrupo Santa Bárbara el siguiente Polo Paleomagnético: **Latitud = 84.2º S, Longitud = 41.7º E, A95 = 6.3º, N = 3.**
- A partir de la evaluación de rotaciones según ejes verticales, se observó que la localidad Chuñapampa Oeste (2CH) estaría rotada 15° en sentido horario en comparación con el polo paleomagnético de referencia de 50 Ma. de la Curva de Desplazamiento Polar Aparente (CDPA) realizada por Torsvik *et al.*, (2012) en coordenadas de Sudamérica (Declinación: 359.7°; Inclinación: -53.2°; A95: 2.4).

En las otras dos localidades (Chuñapampa Este y Arroyo Pablo) no se encontraron rotaciones según ejes verticales.

- La evolución del bloque donde se encuentra la localidad Chuñapampa Oeste (2CH) habría sido condicionada en su desarrollo por las principales fallas regionales entre las que se encuentra (Falla Chuñapampa y Falla Alto Viñaco) y por heterogeneidades del basamento.
- La distinta historia evolutiva y deformacional de los sitios de estudio mostraría una deformación condicionada por heterogeneidades del basamento o bien por rasgos morfoestructurales previos al paisaje actual.

Referencias

- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. y Isacks, B.L. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2:1-16.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S., Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano Puna Plateau of the central Andes. *Annual Review Earth Planet Sciences* 25, 139–174.
- Alonso, R.N. 1980. Icnitas de dinosaurios (Ornithopoda, Hadrosauridae) en el Cretácico superior del Norte de Argentina. *Acta Geológica. Lilloana* 15:55–63.
- Alonso, R.N., Marquillas, R.A. 1986. Nueva localidad con huellas de dinosaurios y primer hallazgo de huellas de aves en la Formación Yacoraite (Maastrichtiano) del Norte Argentino. *Actas 4to Congr. Arg. Paleont. Bioestrat.* 2:33–41.
- Anson, G.L., Kodama, K.P. 1987. Compaction-induced inclination shallowing of the post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. *Geophysical Journal International*. 88, 673–692. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01651.x>.
- Barazangi, M., Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686–692.
- Bianucci, H., Homovc, J.F. 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del Subgrupo Pirgua, noroeste argentino. *Actas 5to Congr. Latinoam. Geol, Buenos Aires* 1:539–546.
- Bianucci, H., Cerdán, J. y Acevedo, O. 1980. Estructuración tectónica pre-Olmedo en un sector de la Subcuenca de Lomas de Olmedo. Informe inédito YPF, Buenos Aires.
- Bianucci, H.A., Homovc, J.F. y Acevedo, O. 1983. La tectónica de Puesto Guardián-Dos Puntitas. *Revista Comunicación YPF* :21-26.
- Bilardello, D., Kodama, K.P. 2010a. A new inclination shallowing correction of the Mauch Chunk Formation of Pennsylvania, based on high-field AIR results: Implications for the Carboniferous North American APW path and Pangea reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters* 299, 218–227. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.002>.
- Bilardello, D., Kodama, K.P. 2010b. Palaeomagnetism and magnetic anisotropy of Carboniferous red beds from the Maritime Provinces of Canada: evidence for

shallow palaeomagnetic inclinations and implications for North American apparent polar wander. *Geophysical Journal International*. 180, 1013–1029.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04457.x>

Boll, A. y Hernández, R. 1985. Área Tres Cruces. Provincia de Jujuy. Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación como objetivo exploratorio. Informe inédito YPF, Buenos Aires.

Boll, A. y Hernández, R. 1986. Interpretación estructural del área de Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época, 3, 7, 2- 14.

Boll A., Gómez Omil, R. y Hernández, R. 1989. Síntesis Estratigráfica del Grupo Salta. Informe inédito YPF, Buenos Aires.

Bonarelli, G. 1913. Las Sierras Subandinas del Alto de Aguaragüe y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, departamento de Orán, provincia de Salta. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, *Analés* 8, (4):1-50. Buenos Aires.

Bonarelli, G. 1914. Sobre la estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Orán. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, *Boletín* 9, Serie B (Geología): 1-43. Buenos Aires.

Bonarelli, G. 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, *Analés* 15 (10):5-97. Buenos Aires.

Bonarelli, G. y Pastore, F. 1918. Bosquejo geológico de la provincia de Tucumán. En Primera Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, 27-46. Tucumán.

Borradaile, G. J. 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. In *Tectonophysics* (Vol. 156, Issues 1–2, pp. 1–20). Elsevier.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90279-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90279-X).

Brackebusch, L. 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Bol. Acad. Nac. Ciencias*. Córdoba, 5 137-252.

Butler, R. F. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic domains to geological terranes*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, 319 pp.

- Cahill, T., Isacks, B.L., Whitman, D., Chatelain, J.L., Pérez A. y Chiu, J.M. 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy Province, northwestern Argentina. *Tectonics*, 11(5):944-959.
- Calvagno, J.M., Gallo, L.C., Tomezzoli, R.N., Cristallini, E.O., Farjat, A.D. y Hernández, R.M. 2020. A new constraint on the central Andean rotation pattern from paleomagnetic studies in the southern Subandes of Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102470.
- Canavan R., Carrapa, B., Clementz, M.T., Quade, J., DeCelles, P.G. y Schoenbohm, L.M. 2014. Early Cenozoic uplift of the Puna Plateau, Central Andes, based on stable isotope paleoaltimetry of hydrated volcanic glass. *Geology* 42: 447-450.
- Carbajal, E., Pascual, R., Pinedo, R., Salfity, J., Vucetich, M.G., 1977. Un Nuevo Mamífero de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) de la Comarca de Carahuasi (Salta, Argentina). Edad y Correlaciones. *Publicaciones del Museo Municipal de Ciencias Naturales de Mar del Plata "Lorenzo Scaglia"* 2, Mar del Plata, vol. 7, pp. 148–163.
- Carrapa, B., DeCelles, P. 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics* 27, TC1015. doi:10.1029/2007TC002127.
- Carrera, N. y Muñoz, J.A. 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata. *Tectonophysics* 459: 107–122.
- Carrera, N. y Muñoz, J.A. 2013. Thick-skinned tectonic style resulting from the inversion of previous structures in the southern Cordillera Oriental (NW Argentine Andes). *Geological Society, London, Special Publications* 377: 77- 100.
- Chadima, M., y Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc. Software.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. y Rudkiewicz, J-L. 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. En: Letouzey, J. (Ed.), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, Editions Technip, 81-100.
- Coutand, I., Cobbold, P., de Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E., López Gamundi, O. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20 (2), 210–234.

Cristallini, E.O. 2022. Estereografica Web. Stereographic projection and fault kinematiks web application. Reyuntec. Available for use in: <https://estereo.reyuntec.ar/>.

Cristallini, E., Comínguez, A.H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6):403-421.

Deenen, Martijn H.L., Langereis, C.G., van Hinsbergen, D.J.J., Biggin, A.J. 2011. Geomagnetic secular variation and the statistics of palaeomagnetic directions. *Geophys. J. Int.* 186, 509–520. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05050.x>.

Demarest, H.H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 4321–4328. <https://doi.org/10.1029/JB088iB05p04321>.

De Spirito, R. 1980. Estudio en detalle y análisis de cuenca de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, en el sector centro oriental de la Subcuenca de Lomas de Olmedo y Umbral de Cachipunco. Informe inédito YPF, Buenos Aires.

del Papa, C., Hongn, F., Payrola Bosio, P., Powell, J., Deraco, V. y Herrera C. 2013b. Relaciones estratigráficas de las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco (Paleógeno-Neógeno), Valles Calchaquíes, Salta (Argentina): significado en el análisis de la cuenca del Grupo Payogastilla. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 20: 51-64.

del Papa, C., Kirschbaum, A., Powell, J., Brod, A., Hongn, F., Pimentel, M. 2010. Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: a new approach for reconstructing an Eocene foreland basin in NW Argentina. *J. South Amer. Earth Sci.* 29, 327–345. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.06.004>.

del Papa, C.E. 1992. Ciclos de somerización en la secuencia Maíz Gordo (Terciario Inferior) noroeste argentino. 4a Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1:41-45. La Plata.

del Papa, C.E. 1994. Estratigráfia y sedimentología de la Formación Maíz Gordo (Terciario Inferior) en el sur de la cuenca del Grupo Salta. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral, 124 p., inédita.

del Papa, C.E. 2006. Estratigrafía y Paleoambientes de la Formación Lumbrera, Grupo Salta, Noroeste Argentino. *Revista Asociación Geológica Argentina* 61 (3), 15–29.

del Papa, C.E., Babot, J., Dahlquist, J., García López, D., Deraco, V., Herrera, C., Bertelli, S., Rougier, G. W., Giannini, N.P. 2022. Toward a chronostratigraphy of the Paleocene-Eocene sedimentary record in northwestern Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 113, 103677, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103677>.

Disalvo, A., M. Rodríguez Schelotto, R. Gómez Omil, C. Hoffman, J. Benítez y S. Hurtado. 2002 a. Los reservorios de la Formación Yacoraite. En M. Schiuma, G. Hinterwimmer y G. Vergani (Eds) *Rocas Reservorio de las Cuencas productivas de la Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata*, 717-738.

Do Campo, M., Bauluz, B., del Papa, C., White, T., Yuste, A., Mayayo, M.J., 2018. Evidence of cyclic climatic changes recorded in clay mineral assemblages from a continental Paleocene-Eocene sequence, northwestern Argentina. *Sediment. Geol.* 368, 44–57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.03.007>.

Dunlop, D.J., Özdemir, O. 1997. *Rock Magnetism : Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press

Engelder, T., y Geiser, P. 1979. The relationship between pencil cleavage and lateral shortening within the Devo- nian section of the Appalachian Plateau, New York: *Geology*, v. 7, p. 460–464, doi: 10.1130/0091-613(1979)7<460:TRBPCA>2.0.CO;2.

Filho, A.T., Mizusaki, A.M.P., Milani, E.J., Cesero, P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Rev Bras de Geoc* 30(1):17–19.

Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere: *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*, 217, pp. 295–305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>.

Galliski, M.A., Viramonte, J.G. 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: a petrologic approach. *J S Am Earth Sci* 1:329–342.

Gallo, L.C., Cristallini, E.O., Svarc, M., 2018. A nonparametric approach for assessing precision in georeferenced point clouds best fit planes: toward more reliable thresholds. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123 (10). <https://doi.org/10.1029/2018JB016319>. 297-10,308.

Geiser, P.A. 1988. Mechanisms of thrust propagation; some examples and implications for the analysis of overthrust terranes: *Journal of Structural Geology* 10, 829–845.

Gómez Omil, R.J., Boll, A., Hernández, R.M. 1989. Cuenca cretácicoterciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En: Chebli, G.A., Spalletti, L.A. (eds) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica 6:43–64.

Graham, J.W. 1966. Significance of magnetic susceptibility in Appalachian sedimentary rocks, in Steinhart, J.S., and Smith, T.J., eds., The Earth Beneath the Continents: American Geophysical Union Geophysical Monograph 10, 327–348.

Grier, M.E., Salfity, J.A. y Allmendinger, R.W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta *rift*, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 4:351- 372.

Hallam, A. 1991. Relative importance of regional tectonics and eustasy for the Mesozoic of the Andes. In: MacDonald IM (ed) Sedimentation, tectonics and eustasy. Sea level changes at active margins. Int Assoc Sedimentol Spec Publs 12:189–200.

Hamilton, N., y Rees, A. I. 1971. The anisotropy of magnetic susceptibility of the Franciscan rocks of the Diablo Range, Central California. Geologische Rundschau 1971 60:3, 60(3), 1103–1124. <https://doi.org/10.1007/BF02046538>.

Hartley, A.J., Turner, P., Williams, G.D. y Flint, S. 1988a. Paleomagnetism of the Cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation. Earth Planet. Sci. Lett., 89: 375-386.

Hernández, R. y Disalvo, A. 1992. Estratigrafía del Grupo Salta y sus posibilidades exploratorias en Metán y Alemania. Informe Inédito YPF, 106p.

Hernández, R., Disalvo, A., Boll, A., Gómez Omil, R. y Galli, C. 1999. Estratigrafía Secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuenca de Metán-Alemania, Noroeste Argentino. En: G. González Bonorino, R Omarini y J Viramonte (eds), Geología del Noroeste Argentino, Relatorio del XIV Congreso Geológico Argentino. I. 263-283.

Hernández, R., Gómez Omil, R. y Boll, A. 2008. Estratigrafía, tectónica y potencial petrolero del rift cretácico en la Pcia. de Jujuy. En: B. Coira y E. Zappettini (eds.): Geología de la Provincia de Jujuy, Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino. 207-232.

Hernández, R.M., Hernández, J.I., Raja Gabaglia, G., Bento Freire, E., Lykawka, R., Terra, G., Borges Rodrigues, E., Dalenz Farjat, A., Gallo, L. y Tomezzoli, R.N. 2017. Análisis secuencial de alta frecuencia en el límite Cretácico- Paleógeno del Grupo

Salta, subcuenca de Metán, noroeste argentino. Estado actual y perspectivas futuras. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán: 1046-1079. ISBN 978-987-42-6666-8.

Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R., Deraco, V. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23–26°S): control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35 (3), 271–274.

Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., del Papa, C.E., y Powell, J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 66, p. 38-53.

Hongn, F. D. y Seggiaro, R. E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, 1:250.000. Mapa geológico y capítulo Tectónica (p. 53-65). SEGEMAR. Boletín 248. Buenos Aires.

Hrouda, F., y Stráník, Z. 1985. The magnetic fabric of the Ždánice thrust sheet of the flysch belt of the west Carpathians: Sedimentological and tectonic implications. *Sedimentary Geology*, 45(1–2), 125–145. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(85\)90027-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(85)90027-2).

Iaffa, D. N., Sàbat, F., Muñoz, J. A., y Carrera, N. 2013. Basin fragmentation controlled by tectonic inversion and basement uplift in Sierras Pampeanas and Santa Bárbara System, Northwest Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 101–117. <https://doi.org/10.1144/sp377.13>.

Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341–361. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2).

Kay, S.M., 2001. Magmatism and Tectonics of Neuquén Basin between 36.5° and 38° S latitude. Final report to REPSOL-YPF.

Keidel, J. 1921. Caracteres geológicos generales de la provincia de Salta en relación con la hidrología subterránea. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 4, serie F: 19-23. Buenos Aires.

Keidel, J. 1927. Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera principal o Cordillera de los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30:295-307. Córdoba.

King, R. 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Geophysical Journal International*. 7, 115–134.

Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1980.tb02601.x>.

Kley, J., Rossello, E. A., Monaldi, C. R., Habighorst, B. 2005. Seismic and field evidence of Cretaceous normal faults and selective inversion, Salta rift, Northwest Argentina. *Tectonophysics* 399, 155-172.

Koymans, M.R., Langereis, C.G., Pastor-Galan, D., y van Hinsbergen, D.J.J., 2016. Paleomagnetism.org: An online multi-platform open source environment for paleomagnetic data analysis, *Computers and Geosciences*, Volume 93, Pages 127–137.

Lapiana, A., del Papa, C.E., Gaiero, D. 2016. Depósitos limolíticos eocenos de la Formación Lumbra Superior (Salta, Argentina): discusión sobre el posible origen eólico. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 23. 71-90.

Lowrie, W., Hirt, A. M., Lowrie, W., y Hirt, A. M. 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone. *E&PSL*, 82(3–4), 349–356. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90208-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90208-1).

Malabarba M., Zuleta, O. y del Papa, C. 2006. Proterocara argentina, a new fossil Cichlid from the Lumbra Formation, Eocene of Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 26(2):267–275.

Marquillas, R.A. 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el tramo austral de la cuenca, norte argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, pp 1–139.

Marquillas, R.A. 1986 Ambiente de depósito de la Formación Yacoraite (Grupo Salta, Cretácico -Eocénico), Norte argentino. 1st Simp. Proyecto 242 PICG-UNESCO: 157–173.

Marquillas, R. A. y Salfity, J. A. 1989. Distribución regional de los miembros de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el noroeste argentino. *Contribuciones*

de los Simposios sobre Cretácico de América Latina, Parte A, Eventos y Registro Sedimentario, 253-272. Buenos Aires.

Marquillas, R., del Papa, C., Sabino, I. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous- Paleogene), northwestern Argentina. International Journal of Earth Sciences 94 (1), 94–113.

McCall, A.M., Kodama, K.P. 2014. Anisotropy-based inclination correction for the Moenave Formation and Wingate Sandstone: implications for Colorado Plateau rotation. *Frontiers in Earth Sciences*. 2, 1–10. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00015>.

Meijers, M., Hamers, M.F., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Kitchka, A., Langereis, C.G., Stephenson, R.A. 2010. New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): Implications for the Pangea A vs. B controversy. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 18–33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.028>.

Mitra, G., y Yonkee, W.A. 1985. Spaced cleavage and its relationship to folds and thrusts in the Idaho-Utah- Wyoming thrust belt of the Rocky Mountain Cordilleras: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 361–373, doi: 10.1016/0191-8141(85)90041-0.

Monaldi, C.R y Kley, J. 1997. Balanced cross sections of the northern Santa Bárbara system and sierra de Zapla, northwestern Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 1:180-184. Antofagasta.

Monaldi, R., Salfity, J., Vitulli, N., Ortiz, A. 1993. Estructuras de crecimiento episódico en el subsuelo de la laguna de Guayatayoc, Jujuy, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Proceedings, Mendoza, vol. 3, pp. 55–64.

Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 24:9–44.

Mutti, M., Vallati, M., Tomás, S., Galli, C., Bahniuk Rumbelasperger, A. M., Maerz, S., Coira, B. 2023. Constraining depositional evolution and reservoir compartmentalization in a mixed carbonate-siliciclastic lacustrine system: The Yacoraite formation, Salta Group, NW Argentina, *Marine and Petroleum Geology*, Volume 149, 106049, ISSN 0264-8172, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.106049>.

Ogg, J.G., Ogg, G.M., Gradstein, F.M. 2016. A Concise Geologic Time Scale: 2016. Elsevier.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., y Schemmann, K. 2006. Deformation of the Central Andean Upper Plate System-Facts, fiction, and constraints for plateau models. In *The Andes, Active Subduction Orogeny* (pp. 3-7). Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_1.

Ong, P.F., van der Pluijm, B.A., y Van der Voo, R. 2007. Early rotation and late folding in the Pennsylvania Salient (U.S. Appalachians): Evidence from calcite- twinning analysis of Paleozoic carbonates: Geological Society of America Bulletin, v. 119, p. 796–804, doi: 10.1130/B26013.1.

Owens, W.H. 1974. Mathematical model studies of factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks: Tectonophysics 24: 115–131.

Pascual, R., Bond, M., Vucetich, M. 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados, cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. Actas 8th Congr Geol Arg 3:743–178.

Payrola Bosio, P.A., Powel, J., del Papa, C. y Hongn, F. 2009. Middle Eocene deformation-sedimentation in the Luracatao Valley: Tracking the initial Andean deformation in the Central Andes (NW Argentina). Journal of South American Earth Sciences 28: 142-154.

Payrola Bosio, P.A., del Papa, C., Aramayo, A., Pingel, H., Hongn, F., Sobel, E.R., Zeilinger, G., Strecker, M.R., Zapata, S., Cottle, J., Salado Paz, N. y Glodny, J. 2020. Episodic out-of-sequence deformation promoted by Cenozoic fault reactivation in NW Argentina. Tectonophysics 776: 228276.

Quattrocchio, M., Guerstein, G.R. 1988. Evaluación paleoambiental y paleoclimática del Terciario de la cuenca del Colorado, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg. 43:375–387.

Quattrocchio, M., del Papa, C.E. 2000. Paleoambiente de la Secuencia Maíz Gordo (Paleoceno Tardío–Eoceno Temprano?), arroyo Las Tortugas, Cuenca del Grupo Salta (NO Argentina). Palinología y Sedimentología. Rev. Española Paleont 15:57–70.

Ramos, V. A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. Geología Argentina, Vol. 29, Chapter 24, pp 15–75.

- Ramos, V.A. y Alemán, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U.J. et al, (Eds.), Tectonic evolution of South America. XXXI International Geological Congress, Río de Janeiro, 635-685.
- Rassmuss, J. 1920. Las termas de Rosario de la Frontera. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 2, serie F: 15-16. Buenos Aires.
- Rassmuss, J. 1921. La cuenca de Metán. En Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín Nº 4, serie F: 25-37. Buenos Aires.
- Reyes, F.C., Salfity, J.A., Viramonte, J.G. y Gutiérrez, W. 1976. Consideraciones sobre el volcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:205-223. Buenos Aires.
- Reyes, F. C. 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca Andina de Bolivia, Perú y Chile. Revista Técnica YPFB, 1(2-3): 101-144.
- Reyes, F.C., Salfity, J.A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. Actas V Congr. Geol. Arg. 3:355–385.
- Reynolds, J., Galli, C., Hernández, R., Idleman, B., Kotila, J., Hillard, R. y Naeser, C. 2000. Middle Miocene tectonic development of the transition zone, Salta Province, northwest Argentina: Magnetic stratigraphy from the Metan Subgroup, Sierra de Gonzalez, Geol. Soc. Am. Bull., 112 (11), 1736–1751.
- Sabino, I.F. 2002 Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, pp 1–260.
- Salfity, J. A., Monaldi, C. R. 2006. Hoja Geológica Nº2566 IV Metán, 1:250000, Boletín 319, 74 pp. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Salfity, J.A. y Zambrano J.J. 1990. Cretácico. En: Bonaparte JF, Toselli AJ, Aceñolaza FG (eds) Geología de América del Sur. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 2:185–284.
- Salfity, J. A., Monaldi, C. R., Marquillas, R. A. y González, R. E. 1993. La inversión tectónica del Umbral de los Gallos en la cuenca del Grupo Salta durante la fase incaica. Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 200- 210. Mendoza.

- Schlagintweit, O. 1936. Los insectos fósiles del Norte Argentino y la edad de Horizonte Calcáreo Dolomítico. Noticia Preliminar. Boletín de Informaciones Petroleras 13 (145), 61–69.
- Schlagintweit, O. 1937. Observaciones estratigráficas en el norte Argentino. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras, 14(156):1-49. Buenos Aires.
- Seggiaro, R., Aguilera, N. 2006. Inversión Tectónica en la quebrada de las Conchas, provincia de Salta. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial Nº 10, 128-135.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., Swisher, C.C. 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous–lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 709–727.
- Somoza, R., Singer, S. y Tomlinson, A. 1999. Paleomagnetic study of upper Miocene rocks from northern Chile: Implications for the origin of Late Miocene-Recent tectonic rotations in the southern Central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104(B10): 22923- 22936.
- Stappenbeck, R. 1914. Reseña hidrogeológica del nordeste de Tucumán y partes adyacentes. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Boletín 17-2:215-227. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R. 1921. Estudios geológicos e hidrogeológicos en la zona subandina de las provincias de Salta y Tucumán. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, Anales 14(5):1-137. Buenos Aires.
- Starck, D. 2011. Cuenca Cretácica-Paleógena del Noroeste Argentino. En Kozlowsky, E., Legar -reta, L., Boll, A. y Marshall, P. (eds.). Simposio Cuencas Argentinas Visión Actual: VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, pp. 407–454. Buenos Aires: Instituto Argentino del Petróleo y del Gas.
- Starck, D., y Vergani, G. 1996. Desarrollo tectosedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta: XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina, v. 1, p. 433–452.
- Tan, X., Kodama, K.P., Fang, D. 2002. Laboratory depositional and compaction-caused inclination errors carried by haematite and their implications in identifying inclination error of natural remanence in red beds. *Geophysical Journal International*. 151, 475–486. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01794.x>

Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. 1995. Petroleum basins of South America. Am Assoc Petrol Geol Mem 62:1–725.

Tarling, D. H., Hrouda, F. 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall.
<https://www.springer.com/us/book/9780412498800>.

Tauxe, L., with contributions from Butler, R.F., Van der Voo, R., and Banerjee, S.K. 2010. Essentials of Paleomagnetism, University of California Press, ISBN: 9780520260313.

Tauxe, L., Kent, D. 2004. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar. Timescales Paleomagn. Field, 145, 101–115.
<https://doi.org/10.1029/145GM08>.

Tauxe, L., Kent, D. V. 1984. Properties of a detrital remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments. Geophysical Journal International. 77, 543–561.

Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, C. Mac, Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M. 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. Earth Sci. Rev. 114, 325–368.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.002>.

Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria, provincias de Salta y Jujuy. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 41:163-196. Córdoba.

Uliana, M.A., Biddle, K.T., Cerdán, J. 1988. Mesozoic extension and formation, Argentine sedimentary basins. In: Tankard A, Balkwill HR (eds) Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. Am Assoc Petrol Geol Mem 46:599–614.

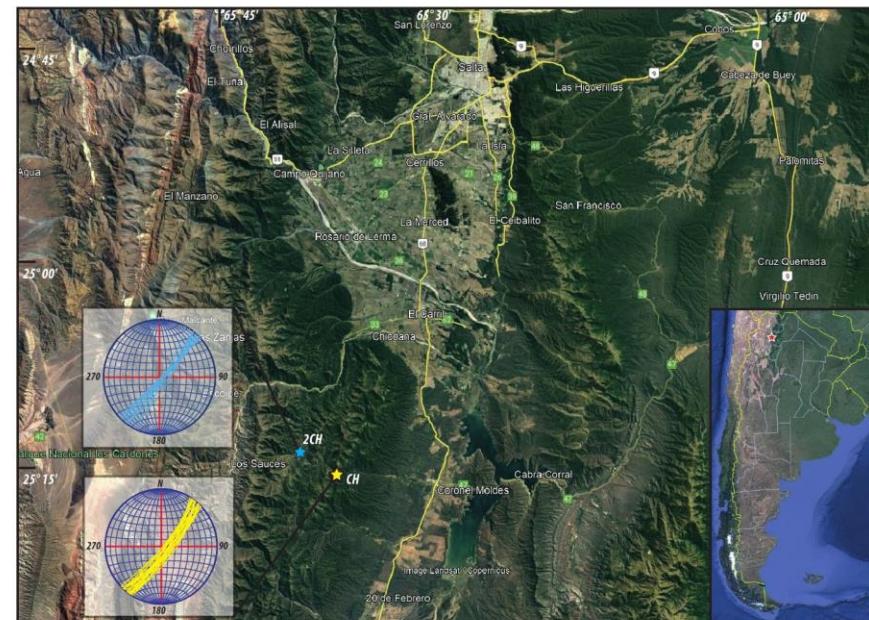
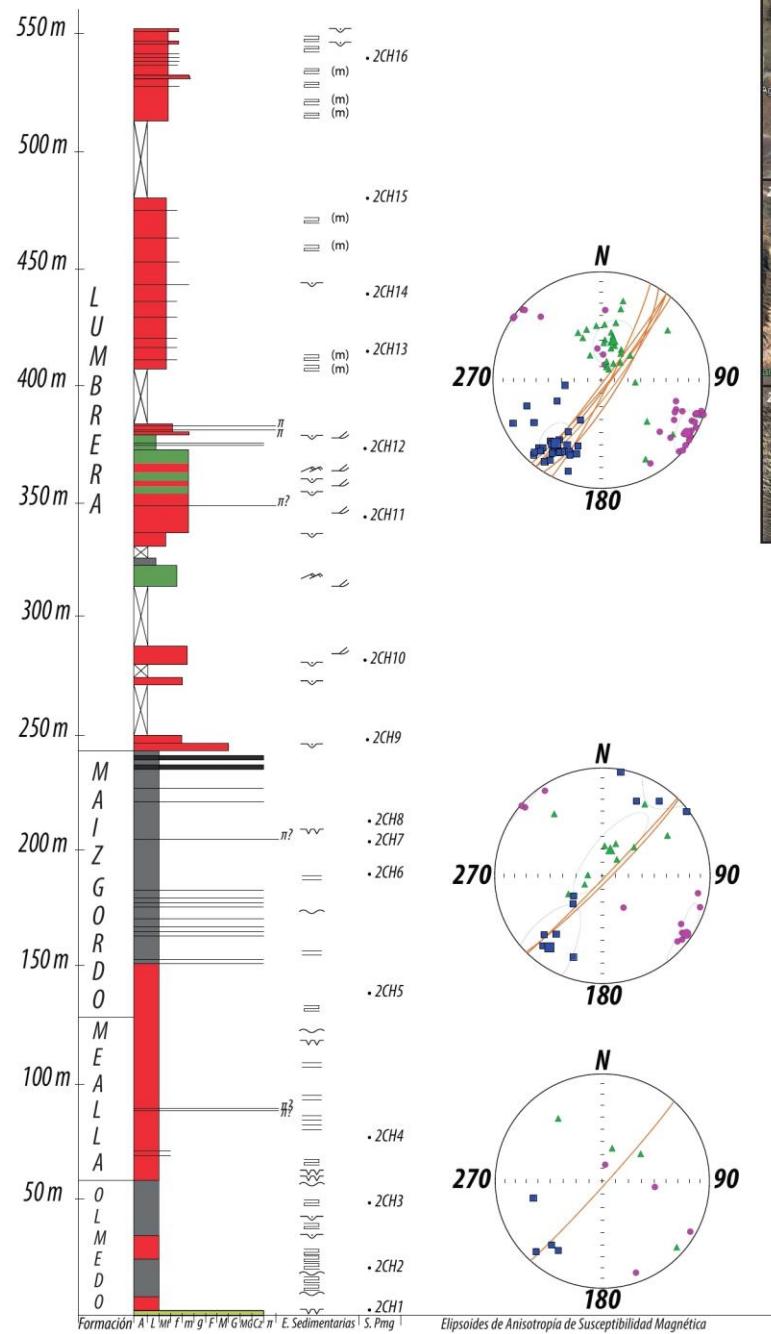
Uliana, M., Legarreta, L., Laffitte, G. y Villar, H. 1999. Esdtratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas de Argentina. En: Simposio de Sistemas Petroleros, IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 1-62.

Valencio, D. A., Giúdice, A. Mendía, J.A. y Oliver G. J. 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:527-542. Buenos Aires.

- Valet, J., Meynadier, L., Simon, Q., Thouveny, N. 2016. When and why sediments fail to record the geomagnetic field during polarity reversals. *Earth Planet. Sci. Lett.* 453, 96–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.055>.
- Vergani, G. y Starck, D. 1989. Aspectos estructurales del valle de Lerma al sur de la ciudadde Salta. *Boletín de Informaciones Petrolíferas* 20, 2–9, Buenos Aires.
- Vilela, C.R., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6(2):100-107. Buenos Aires.
- Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 109-121.
- Vreumingen, M.J. Van. 1993. The influence of salinity and flocculation upon the acquisition of remanent magnetization in some artificial sediments. *Geophysical Journal International*, 114(3), 607-614.
- Weil, A. B., y Yonkee, A. 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere*, 1(4), 235–256. <https://doi.org/10.1130/L42.1>.
- Windhausen, A. 1931. *Geología argentina*. Peuser, tomo 2. Buenos Aires.
- Wood, S.N., Pya, N., Säfken, B. 2016. Smoothing Parameter and Model Selection for General Smooth Models. *Journal of the American Statistical Association*. 111, 1548–1563. <https://doi.org/10.1080/01621459.2016.1180986>.
- Zappettini, E.O. 2017. El magmatismo intracontinental mesozoico en el noroeste argentino. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán: 444-467. ISBN 978-987-42-6666-8.
- Zijderveld, A.C. 1967. Demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, pp. 254–286.

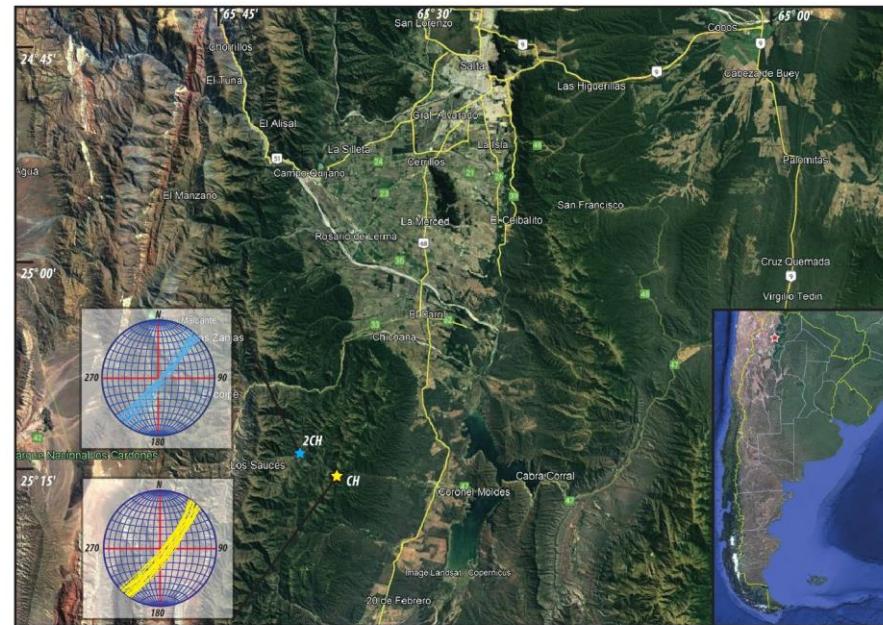
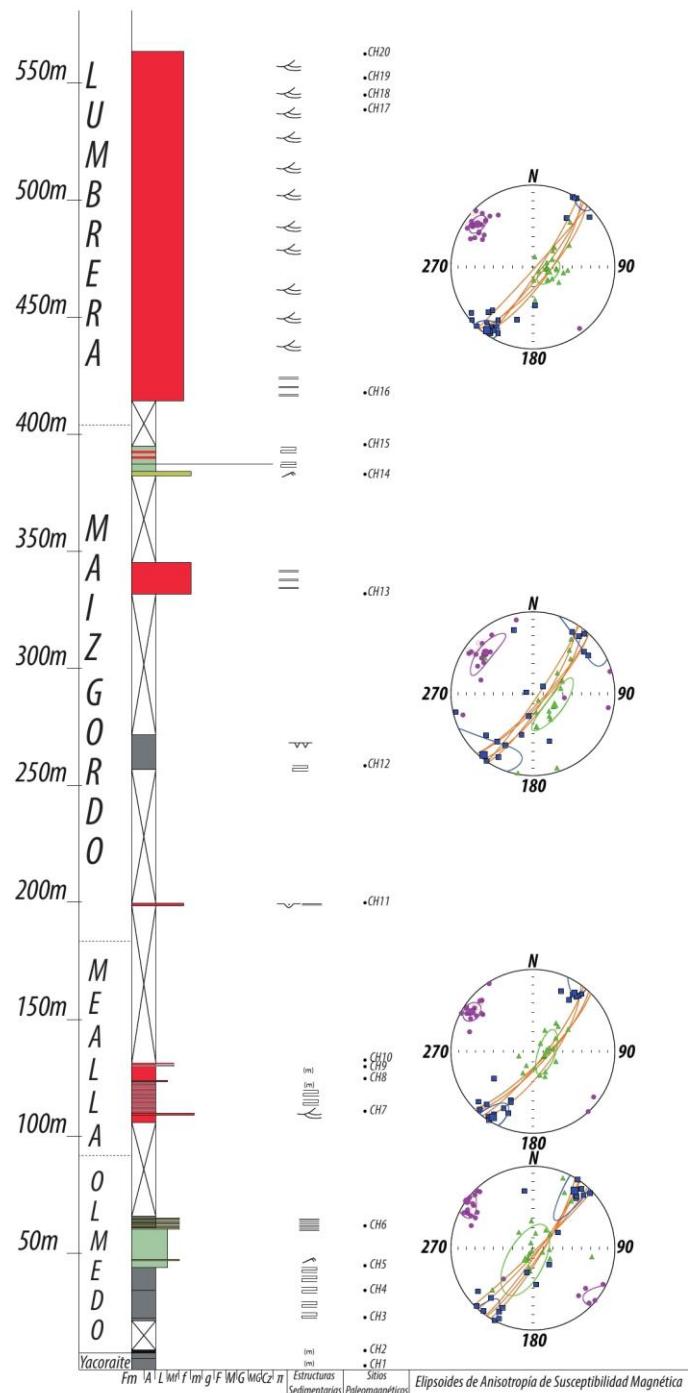
Anexo

CHUÑAPAMPA OESTE (2CH)



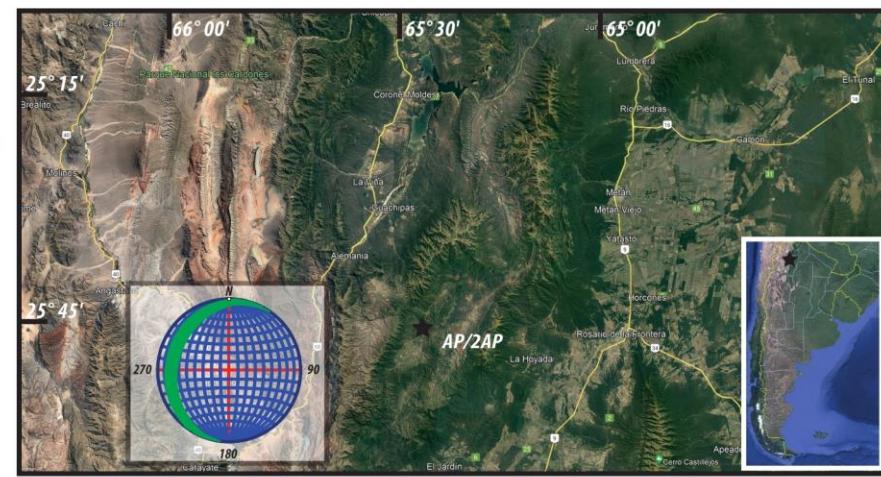
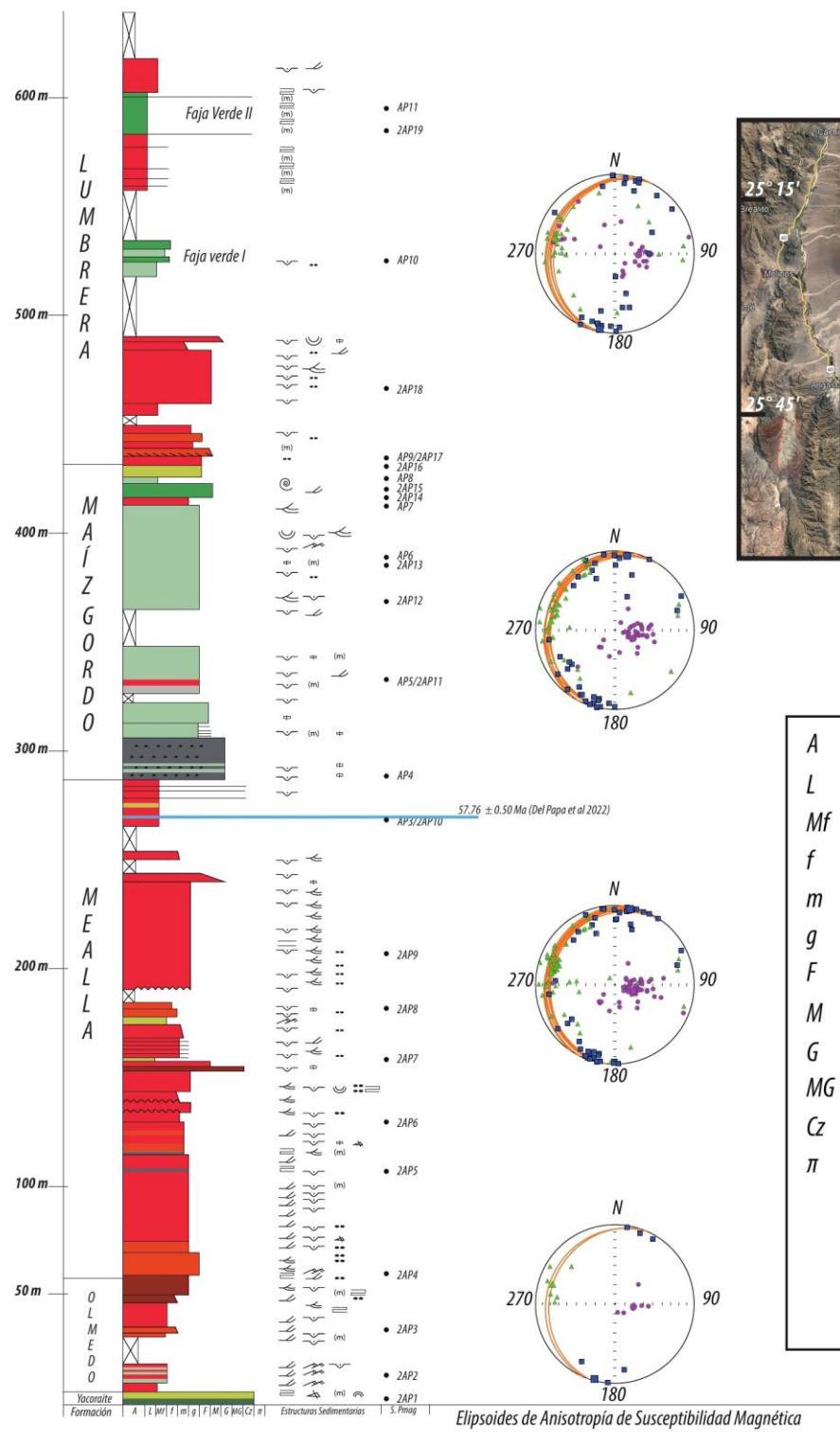
A	Pelita	≡	Laminación horizontal
L	Limolita	≡	Estratificación horizontal
Mf	Arenisca muy fina	↙	Estratificación diagonal de bajo ángulo
f	Arenisca fina	↖	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo
m	Arenisca media	○	Estratificación entrecruzada en artesa
g	Arenisca gruesa	~~~~	Laminación ondulítica
F	Conglomerado fino	↗	Climbing
M	Conglomerado medio	(m)	Masiva
G	Conglomerado grueso	~~~~	Tope ondulado
MG	Conglomerado muy grueso	~~~~	Base erosiva
Cz	Carbonato	~~~	Grietas de desecación
π	Toba	●●	Clastos blandos o intraformacionales
		□	Litoclastos
		△	Bioclastos rotos
		○	Estromatolito
		◎	Fósiles

CHUÑAPAMPA ESTE (CH)



A	Pelita	≡	Laminación horizontal
L	Limolita	==	Estratificación horizontal
Mf	Arenisca muy fina	↙	Estratificación diagonal de bajo ángulo
f	Arenisca fina	↖	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo
m	Arenisca media	↙↙	Estratificación entrecruzada en artesa
g	Arenisca gruesa	~~~~	Laminación ondulítica
F	Conglomerado fino	↗↖	Climbing
M	Conglomerado medio	(m)	Masiva
G	Conglomerado grueso	~~	Tope ondulado
MG	Conglomerado muy grueso	~~~	Base erosiva
Cz	Carbonato	~~~	Grietas de desecación
π	Toba	••	Clastos blandos o intraformacionales
		⊕	Litoclastos
		↗↖	Bioclastos rotos
		↙↙	Estromatolito
		◎	Fósiles

ARROYO PABLO (AP/2AP)



<i>A</i>	<i>Pelita</i>	<i>Laminación horizontal</i>
<i>L</i>	<i>Limolita</i>	<i>Estratificación horizontal</i>
<i>Mf</i>	<i>Arenisca muy fina</i>	<i>Estratificación diagonal de bajo ángulo</i>
<i>f</i>	<i>Arenisca fina</i>	<i>Estratificación entrecruzada de bajo ángulo</i>
<i>m</i>	<i>Arenisca media</i>	<i>Estratificación entrecruzada en artesa</i>
<i>g</i>	<i>Arenisca gruesa</i>	<i>Laminación ondulítica</i>
<i>F</i>	<i>Conglomerado fino</i>	<i>Climbing</i>
<i>M</i>	<i>Conglomerado medio</i>	<i>(Masiva)</i>
<i>G</i>	<i>Conglomerado grueso</i>	<i>Tope ondulado</i>
<i>MG</i>	<i>Conglomerado muy grueso</i>	<i>Base erosiva</i>
<i>Cz</i>	<i>Carbonato</i>	<i>Grietas de desecación</i>
<i>π</i>	<i>Toba</i>	<i>Clastos blandos o intraformacionales</i>
		<i>Litoclastos</i>
		<i>Bioclastos rotos</i>
		<i>Estromatolito</i>
		<i>Fósiles</i>

Tabla 7.1: Direcciones de magnetización remanente característica de alta temperatura (ChRM) de los especímenes de la localidad Chuñapampa Oeste (2CH) *in situ* y con corrección de estructura. Dec.: declinación (°); Inc.: inclinación (°); MAD (°): maximum angle deviation; k: parámetro estadístico de Fisher (Fisher, 1953); Plat: latitud del PGV; Plong: Longitud del PGV; Polaridad: N=Normal, R=Reversa.

Posición estratigráfica (m)	Muestra	<i>In situ</i>		Corrección de estructura		Plano de estratificación	MAD	Plat	Plong	Polaridad
		Declinación	Inclinación	Declinación	Inclinación					
203.6	2CH7.1	94.8	-25	9.2	-45.7	044/88	1.8	-81.54	-140.67	N
203.6	2CH7.2	93.3	-25.9	8.9	-44.2	044/88	2.4	-81.95	-148.74	N
203.6	2CH7.3B	108.7	-27.4	355.3	-54.9	044/88	1.5	-79.05	-44.93	N
212.4	2CH8.3A	99.9	-41.6	350.3	-41.8	045/85	8.7	-81.11	29.97	N
212.4	2CH8.4A	267.3	16.4	207.4	41.9	045/85	4.6	-65.13	-152.14	R
247.4	2CH9.1B	230	49.8	167.2	13	037/84	5.7	-67.68	79.08	R
247.4	2CH9.5A	226.1	37	180.4	10.8	037/84	6.9	-70.19	115.68	R
281.5	2CH10.1A	83.3	-43.8	343.5	-33.1	037/88	8.4	-73.08	46.40	N
281.5	2CH10.2A	263.5	29.3	179.1	40.5	037/88	8.7	-87.72	93.20	R
281.5	2CH10.3A	257	18.3	195.1	38.4	037/88	7.7	-75.69	192.91	R
343.1	2CH11.1B	271.2	17.8	198.1	49.9	040/85	6.5	-73.14	-132.55	R
343.1	2CH11.2B	277	13.5	203	56.4	040/85	8.3	-67.18	-119.11	R
343.1	2CH11.3A	254.7	22.3	196.5	34	040/85	4.8	-73.35	184.39	R
414.3	2CH13.2	54.7	-31	6.3	-18.2	037/84	3.2	-73.00	136.23	N
414.3	2CH13.3	51.3	-42.9	354.2	-14.6	037/84	10.9	-71.33	96.26	N
414.3	2CH13.5	93	-19.4	11.7	-54.3	037/84	9.9	-76.08	-109.28	N
438.9	2CH14.1	69	-27.5	8.4	-31.1	037/84	8.4	-78.47	158.90	N
438.9	2CH14.3	78.4	-21.7	13.5	-40.5	037/84	5.6	-77.51	197.53	N
480.1	2CH15.1B	67.6	-6.9	34.9	-31.2	037/80	9.6	-56.47	196.94	N
480.1	2CH15.3B	68.5	-4.2	38.2	-31.8	037/80	4.5	-53.63	199.43	N
480.1	2CH15.4A	74.2	-10.7	31.2	-38.2	037/80	4.6	-61.18	203.50	N
540.2	2CH16.1	247.6	21.5	183.9	39.8	027/84	6.1	-85.57	168.84	R
540.2	2CH16.2	248.3	18.8	187.3	40.9	027/84	6.1	-83.10	190.63	R
540.2	2CH16.3	263.9	14.9	188.9	56.3	027/84	3	-76.13	-96.58	R

Tabla 7.1 (Continuación): Componentes principales de la localidad Chuñapampa Oeste (2CH) y Polo Geomagnético Virtual (VGP) calculado. N: número de direcciones utilizado; DEC: Declinación; INC: Inclinación; R: Parámetro estadístico de Fisher (Fisher, 1953); A95: Alfa 95. INC E/I: Inclinación corregida por *Inclination Shallowing*.

	MEDIA				IN SITU				CON CORRECCION					
	N	DEC	INC	R	k	A95	DEC	INC	INC E/I	R	k	A95		
	24	258.2	25.3	22.78	18.91	7	189.2	38.5	39.8	22.93	21.51	6.5		
VGP MEDIA														
			PLAT		PLONG			DP		DM		A95		
			-80.8		-176.3			4.6		7.8		16.3		

Tabla 7.2: Direcciones de magnetización remanente característica de alta temperatura (ChRM) de los especímenes de la localidad Chuñapampa Este (CH) *in situ* y con corrección de estructura. Dec.: declinación (°); Inc.: inclinación (°); MAD (°): maximum angle deviation; k: parámetro estadístico de Fisher (Fisher, 1953); Plat: latitud del PGV; Plong: Longitud del PGV; Polaridad: N=Normal, R=Reversa. Los colores indican los especímenes correspondientes a cada componente.

Posición estratigráfica (m)	Especímen	<i>In situ</i>		Corrección de estructura		Plano de estratificación	MAD	Plat	Plong	Polaridad
		Declinación	Inclinación	Declinación	Inclinación					
110.4	CH7.2A	285.7	37.1	176.2	53.7	045/78	12	-80.42	-46.27	R
110.4	CH7.3	287.6	49.1	161	46.6	045/78	8.1	-72.82	11.55	R
124.3	CH8.2A	298	28.6	154.6	70.1	038/79	7.5	-55.55	-39.10	R
124.3	CH8.5A	90.1	-47.5	341.7	-41.6	038/79	8.7	-73.32	25.14	N
129.5	CH9.1	3.4	-33.2	352.7	14.4	036/71	12.4	-82.20	139.04	R
129.5	CH9.2	0.3	-32.1	352	17.1	036/71	13.2	-82.16	116.60	R
129.5	CH9.3A	356	-37.7	345.2	16.4	036/71	27.4	-84.48	71.96	R
132.3	CH10.2	279.9	41.3	173	50.3	046/76	4.1	-81.53	-20.37	R
132.3	CH10.3	244.2	39.7	185.4	25.1	046/76	3.8	-76.90	138.35	R
132.3	CH10.5	292.1	25.4	189.7	67.3	046/76	10.3	-64.06	-79.81	R
331.4	CH13.1	56.6	-41.8	351.1	-20.1	034/85	7.2	-72.89	83.35	N
331.4	CH13.2	99.2	-49.3	325.2	-41	034/85	6.1	-58.34	20.21	N
395.1	CH15.2	96.7	-46.3	330.9	-49.1	033/78	10	-63.86	7.43	N
417.2	CH16.1	52.6	-49.6	353.1	-18.9	041/75	2.7	-73.14	90.41	N
417.2	CH16.2	89.6	-37.9	359.5	-49.2	041/75	4.5	-85.15	-60.38	N
538.1	CH17.1	299.5	21.6	162	75.8	038/80	7.5	-50.27	-52.89	R
538.1	CH17.2	269	19.6	199.1	51.2	038/80	2.6	-72.00	-129.53	R
538.1	CH17.4	283.5	28	176.6	60.8	038/80	7.5	-73.20	-56.71	R
544.4	CH18.1	18.2	-40.7	350.7	7.1	033/84	4.9	-73.30	201.52	R
544.4	CH18.2	10.8	-45.6	344.3	10.8	033/84	9.4	-80.14	-142.64	R
544.4	CH18.4	2.2	-37.5	349.5	19.9	033/84	75	-85.28	140.35	R
551.7	CH19.1	58.8	-51	350.1	-12.1	042/88	8.5	-68.65	86.49	N
551.7	CH19.3A	57.6	-49.2	352	-11.6	042/88	12.2	-69.15	91.61	N
551.7	CH19.4	78.9	-56	340.7	-21.4	042/88	7.8	-66.89	58.79	N
562	CH20.3	285.3	18.7	205.1	70.1	036/74	10.7	-55.67	-91.68	R
562	CH20.4A	275.5	27.5	188.7	59.6	036/74	8.2	-73.17	-88.92	R
562	CH20.5A	274.1	38.6	170.8	54	036/74	1.4	-77.77	-27.05	R

Tabla 7.2 (Continuación): Componentes principales de la localidad Chuñapampa Este (CH). N: número de direcciones utilizado; DEC: Declinación; INC: Inclinación; R: Parámetro estadístico de Fisher (Fisher, 1953); A95: Alfa 95.

COMPONENTE A	IN SITU						CON CORRECCION				
	N	DEC	INC	R	k	A95	DEC	INC	R	k	A95
	15	282.1	34.8	14.61	35.47	6.5	171.5	57	14.56	31.63	6.9
COMPONENTE B	IN SITU						CON CORRECCION				
	N	DEC	INC	R	k	A95	DEC	INC	R	k	A95
	6	241	48.2	5.95	92.37	7	172	18.3	5.94	79.32	7.6
COMPONENTE C	IN SITU						CON CORRECCION				
	N	DEC	INC	R	k	A95	DEC	INC	R	k	A95
	6	4.9	-38	5.95	103.58	6.6	349.1	14.3	5.97	197.51	4.8

Tabla 7.3: Direcciones de magnetización remanente característica de alta temperatura (ChRM) de los especímenes de la localidad Arroyo Pablo (AP y 2AP) *in situ* y con corrección de estructura. Dec.: declinación (°); Inc.: inclinación (°); MAD (°): maximum angle deviation; k: parámetro estadístico de Fisher (Fisher, 1953); Plat: latitud del PGV; Plong: Longitud del PGV; Polaridad: N=Normal, R=Reversa.

Posición estratigráfica (m)	Muestra	<i>In situ</i>		Corrección de estructura		Plano de estratificación	MAD	Plat	Plong	Polaridad
		Declinación	Inclinación	Declinación	Inclinación					
11.5	2AP2.1	326.5	-23.4	334	-37.8	199/19	2.8	-65.81	28.75	N
11.5	2AP2.2	319.3	-23.8	325.9	-39.7	199/19	6.4	-58.79	22.23	N
11.5	2AP2.3B	309.3	-6.9	311.2	-24.7	199/19	4.6	-42.55	30.04	N
11.5	2AP2.5A	331.2	-24.1	339.5	-37.3	199/19	6.8	-70.65	33.43	N
33.1	2AP3.1A	324.9	-23.5	329.6	-36.1	204/15	5.2	-61.53	28.81	N
33.1	2AP3.4	345.6	-24.4	352.3	-33.1	204/15	2.8	-79.86	68.17	N
56	2AP4.1B	185.6	14.1	191.5	17.2	197/21	8.7	-70.24	150.14	R
56	2AP4.2	169.8	28.2	182.2	35.9	197/21	8.9	-84.28	135.71	R
56	2AP4.3	165.5	10.5	170.7	20.7	197/21	6.1	-72.99	81.63	R
56	2AP4.5	165.4	17.6	173.2	27.4	197/21	7.2	-77.52	82.46	R
105.1	2AP5.1A	3.2	-9.3	7.4	-13.6	197/21	4.4	-70.33	136.83	N
105.1	2AP5.2A	360	-7.8	3.8	-13.3	197/21	5.3	-71.14	126.25	N
105.1	2AP5.3A	355.7	-15.6	2.6	-22.1	197/21	8	-76.01	125.10	N
105.1	2AP5.4A	357.2	-8.5	1.4	-15	197/21	6	-72.33	119.08	N
105.1	2AP5.5A	358.5	-4.8	1.3	-11	197/21	9.2	-70.26	118.33	N
105.1	2AP5.6B	5.8	-4.4	8.1	-8.1	197/21	4.7	-67.44	135.99	N
105.1	2AP5.7A	344.7	-19	353	-29	197/21	4.4	-78.25	79.29	N
129.3	2AP6.1B	10.7	-4.1	11.8	-2.9	187/17	6.3	-63.62	141.89	N
129.3	2AP6.2	354.5	-2.3	355.7	-5.8	187/17	3.3	-67.28	103.32	N
129.3	2AP6.3A	352.1	1.4	352.3	-3	187/17	7.2	-65.12	95.94	N
129.3	2AP6.4A	343.8	0.2	344.6	-6.4	187/17	3.1	-63.44	78.13	N
155.6	2AP7.2	358.1	-14.9	2.5	-18.7	195/15	3.8	-74.18	123.57	N
155.6	2AP7.3	16.5	-20.1	21.9	-19	195/15	5.3	-64.08	171.73	N
175	2AP8.1	8.1	-52.6	25	-52.1	194/13	3.8	-66.96	-130.81	N

Tabla 7.3 (Continuación): Direcciones de magnetización remanente característica de alta temperatura (ChRM) de los especímenes de la localidad Arroyo Pablo (AP y 2AP) *in situ* y con corrección de estructura. Dec.: declinación (°); Inc.: inclinación (°); MAD (°): maximum angle deviation; k: parámetro estadístico de Fisher (Fisher, 1953); Plat: latitud del PGV; Plong: Longitud del PGV; Polaridad: N=Normal, R=Reversa.

203.8	2AP9.1A	11	-26.5	20.7	-26.9	197/19	9.9	-67.66	178.87	N
203.8	2AP9.5A	350	-33.8	3.7	-40.4	197/19	2.9	-85.97	172.19	N
264.8	AP3.2	18.6	-28.5	28.4	-31.9	215/17	3.1	-62.43	193.35	N
264.8	AP3.3	327.6	-26.7	332.6	-42.1	215/17	3.8	-65.15	20.78	N
286	AP4.1A	323.2	-35.2	328	-48.2	213/14	5	-61.36	9.29	N
286	AP4.3	319.9	-19.3	322	-32.6	213/14	3.3	-53.98	28.86	N
286	AP4.5	309.2	-57.2	313.5	-71	213/14	4.9	-44.78	-30.07	N
329	AP5.1A	158.3	46.1	179.4	53.4	191/19	2.7	-81.28	-62.21	R
329	AP5.4A	162.4	40.4	179.7	47	191/19	5.1	-87.04	-60.38	R
329	AP5.5	155.7	49.3	179.4	57.1	191/19	2.9	-77.54	-63.30	R
329	2AP11.1B	156.3	41.5	173.1	48.4	187/18	4.4	-82.61	-11.06	R
329	2AP11.2A	161.3	40.9	177.9	46.3	187/18	5.5	-86.98	-27.53	R
329	2AP11.3B	155.8	42	172.9	49.1	187/18	3	-82.12	-14.13	R
329	2AP11.4	166.3	44.7	185.2	48.3	187/18	4.5	-83.86	-113.10	R
329	2AP11.5	155.1	36.4	169	44.1	187/18	4.6	-80.06	18.66	R
365.6	2AP12.1	165.9	37.8	176.3	41.4	187/13	6.3	-86.33	47.19	R
365.6	2AP12.3	162.4	40.1	173.7	44.4	187/13	6.2	-84.26	14.75	R
365.6	2AP12.4	188.4	41.4	199.5	39.8	187/13	6.4	-72.00	200.16	R
365.6	2AP12.5	158.1	39.4	168.9	44.7	187/13	9	-79.95	15.95	R
365.6	2AP12.6	158.7	34	167.6	39.3	187/13	5.2	-78.27	36.71	R
414	2AP14.6	341.8	-44	360	-52.1	197/18	1.2	-82.54	-65.50	N
431.8	2AP17.1A	178.1	15.3	183.4	22.9	207/17	2.7	-76.29	128.68	R
431.8	2AP17.2A	171.7	11.8	175.9	21.1	207/17	9.5	-75.15	98.60	R
431.8	2AP17.5	173.4	6.8	176.3	15.9	207/17	8.3	-72.50	102.24	R
431.8	2AP17.7	170.4	10.4	174.3	20.1	207/17	9.5	-74.17	93.52	R
431.8	AP9.2	329.7	-57.1	350	-68.1	206/15	8.5	-62.94	-51.66	N
431.8	AP9.4A	335.1	-44.8	348	-55.4	206/15	2.4	-75.16	-24.40	N
431.8	AP9.5	345.6	-34.9	355.7	-43.6	206/15	8.4	-86.11	20.47	N
462.9	2AP18.1A	143.3	27.3	156.2	46	197/25	7.8	-68.59	13.56	R
462.9	2AP18.2B	169.8	40.1	193.2	47	197/25	8.3	-77.85	-138.54	R
462.9	2AP18.3	156.1	47.1	186.6	58.5	197/25	7.2	-74.97	-85.59	R
462.9	2AP18.4A	152.9	34.1	171.4	48.7	197/25	4.2	-81.20	-7.38	R

Tabla 7.3 (Continuación): Componentes principales de la localidad Arroyo Pablo (AP y 2AP) y Polo Geomagnético Virtual (VGP) calculado. N: número de direcciones utilizado; DEC: Declinación; INC: Inclinación; R: Parámetro estadístico de Fisher (Fisher, 1953); A95: Alfa 95. INC E/I: Inclinación corregida por *Inclination Shallowing*.

MEDIA	IN SITU						CON CORRECCION					
	N	DEC	INC	R	k	A95	DEC	INC	INC E/I	R	k	A95
	55	166.2	27	51.51	15.49	5	175.9	34.8	36.4	51.56	15.68	5

VGP MEDIA	PLAT	PLONG (O)	DP	DM	ASD
	-82.8	278.2	5.8	3.3	18.3

CORRECCIÓN POR <i>INCLINATION SHALLOWING (E/I)</i>					
f	0.95	VGP MEDIA	Plat	Plong (O)	Plong (E)
INTERVALO DE CONFIANZA	33.00 a 48.00		-83.7	283.1	76.9
INCLINACIÓN ORIGINAL	34.8				
INCLINACIÓN CORREGIDA	36.4				