



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía de magnetismo de rocas de la Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior - Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina

Tesis presentada para optar por el título de Doctora de la Universidad de
Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas

Lic. Melisa Kohan Martínez

Directora: Dra. María Paula Iglesia Llanos

Director adjunto: Dr. Diego Alejandro Kietzmann

Consejera
De estudios: Dra. Claudia Beatriz Prezzi

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de
Buenos Aires (IGEBA)

Fecha de defensa: Buenos Aires, 2 de mayo 2022

Resumen

Magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía de magnetismo de rocas de la Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior - Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina

Se realizaron estudios en cuatro secciones de la Formación Vaca Muerta, de magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía de magnetismo de rocas. Se procesaron un total de 211 sitios paleomagnéticos, datados con amonites y calpionélidos, y construyó una escala magnetoestratigráfica regional que comprende 13 zonas de polaridad reversa y 12 de polaridad normal, entre las Zonas de amonites de *Virgatosphinctes andensis* (Tithoniano inferior) y *Neocomites wickmanni* (Valanginiano inferior). Se demostró el origen primario de la magnetización aislada, portada por titanomagnetita. El estudio cicloestratigráfico de parámetros magnéticos y calcimetría, indicaron que la susceptibilidad magnética y el contenido de carbonato de calcio están controlados por variaciones cíclicas de la precesión y la excentricidad de la órbita terrestre. La escala magnetoestratigráfica regional, calibrada con los ciclos astronómicos, fue correlacionada con la escala internacional de polaridades geomagnéticas más reciente, lo que permitió determinar que la deposición de la unidad tuvo lugar entre los Subcrones M22r y M14r (Tithoniano inferior – Valanginiano inferior). Los resultados muestran que la base de la unidad sería más antigua que lo que se suponía anteriormente, y que el límite Jurásico – Cretácico se localiza en la parte inferior de la Zona de *Substeueroceras koeneni* (Subchron M19n). Los polos paleomagnéticos demostraron que las secciones estudiadas no fueron sujetas a rotaciones tectónicas significativas.

Palabras claves: Formación Vaca Muerta, magnetoestratigrafía, cicloestratigrafía de magnetismo de rocas, cronoestratigrafía, calibración astronómica, límite Jurásico – Cretácico

Abstract

Magnetostratigraphy and rock magnetic cyclostratigraphy of the Vaca Muerta Formation (upper Jurassic – lower Cretaceous), Neuquén Basin

A thorough study from four sections of the Vaca Muerta Formation was carried out, including magnetostratigraphy and rock magnetism cyclostratigraphy. A total of 211 paleomagnetic sites dated with ammonites as well as calpionellids were processed, to construct a regional magnetostratigraphic scale that spans 13 reverse and 12 normal polarity zones between the *Virgatosphinctes andesensis* (lower Tithonian) and *Neocomites wichmanni* (lower Valanginian) ammonite Zones. The primary origin of the isolated magnetization was tested, carried by titanomagnetite. The rock magnetism cyclostratigraphy and calcimetry, demonstrated that both the magnetic susceptibility and the calcium carbonate content are controlled by cyclic variations of precession and eccentricity of the Earth's orbit. The regional magnetostratigraphic scale, calibrated with astronomical cycles, was correlated with the latest geomagnetic polarity time scale, from which it was determined that the deposition of the unit took place between the M22r and M14r Subchrons (lower Tithonian - lower Valanginian). Results show that the base od the unit would be older than considered, and that the Jurassic - Cretaceous boundary is located in the lower part of the *Substeueroceras koeneni* Zone (M19n Subchron). The paleomagnetic poles showed that the studied sections were not subjected to significant tectonic rotations.

Key words: Vaca Muerta Formation, magnetostratigraphy, rock magnetic cyclostratigraphy, chronostratigraphy, astronomical calibration, Jurassic – Cretaceous boundary.

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Universidad de Buenos Aires y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales por su educación pública, gratuita y de calidad, que es una responsabilidad de los Estados y un derecho humano universal al cual debemos defender y por el cual nunca tenemos que dejar de luchar, y al CONICET por otorgarme la beca doctoral que me permitió dedicarme tiempo completo a este trabajo.

Esta tesis doctoral fue realizada en el marco del Consorcio de la Universidad de Buenos Aires para el estudio de la Formación Vaca Muerta, cuyos fondos han sido aportados por Shell Exploration and Production Company, Chevron Corporation y Total S.A., dentro del convenio LOU 4900023748 con la Fundación Ciencias Exactas y Naturales.

Al laboratorio de paleomagnetismo “Daniel Valencio” por abrirme sus puertas y darme el espacio para aprender y formarme, porque de todo encuentro e intercambio uno crece y se nutre de nuevas experiencias. A Silvia Singer por su ayuda y por compartir su conocimiento y entusiasmo para analizar los cortes calcográficos que fueron requeridos en esta tesis de doctorado, a Carlos Vázquez por las charlas y debates sobre magnetismo de rocas y por compartir sus años de experiencia en la temática, y a Fernando Almaraz y Matías Naselli por ayudarme en las tareas de laboratorio.

A La Universidad de San Pablo (USP) y en especial al laboratorio de paleomagnetismo (IAG) por permitirme utilizar sus equipos, por recibirme con total hospitalidad y por estar siempre presentes ante cualquier inquietud. Quiero agradecer especialmente a Ricardo, Danielle, Plinio, Jhon y Giovanni, que estuvieron siempre disponibles para ayudarme durante mis días en San Pablo.

A mis directores, Paula y Diego, que desde el primer día me ayudaron, orientaron y acompañaron. Por invitarme a trabajar en su grupo de trabajo y permitirme planificar y completar mi doctorado, por su dedicación, su honestidad e integridad científica. Por darme la posibilidad de viajar a San Pablo y poder conocer y trabajar en un laboratorio de paleomagnetismo afuera

del país. Les agradezco las oportunidades que me han dado y las puertas que me abrieron.

A la comunidad mapuche Millaqueo por permitirnos trabajar dentro de sus tierras y especialmente al Lonco Patricio Zapata y familia por su hospitalidad y por habernos dejado trabajar en sus campos. A la familia Barros de Chos Malal por permitirnos trabajar en sus tierras.

A les becaries de la Generación Dorada, y especialmente, a Carlita, Pablito y Flor por su apoyo, su ayuda y su incondicionalidad, agradezco que se hayan cruzado nuestros caminos.

A Guido, por escuchar, entender y lograr que me ria de lo que me parecía imposible.

A Juana, por ser mi familia y por lo mucho que consciente e inconscientemente me enseñó y lo mucho que de ella reconozco en mi.

A mi familia y mi familia extendida, por estar presentes y siempre darme su cariño y apoyo.

A mis mejores amigas, Meli, Lu, Pau y Maca, por la paciencia, por entender lo inentendible, por atravesar conmigo los peores caminos y siempre estar del otro lado. Sin su amistad no sería quien soy y no estaría donde estoy.

A mi hermano, que es mi mejor amigo, porque crecer juntos es la mejor compañía.

A mis papás, Laura y Gustavo, por acompañarme en mis alegrías y mis angustias, por su amor, por su apoyo incondicional, son mi ejemplo, y si en mi camino logro parecerme un poco a todo lo que ellos son, ya gané.

A mis viejos, mi hermano y mis amigas
por ser mi sostén

Contenido

Resumen	I
Abstract	III
Agradecimientos	V
Capítulo 1. Introducción y objetivos	1
<i>1.1 Introducción</i>	1
<i>1.2 Objetivos</i>	5
<i>1.3 Metodología</i>	6
Paleomagnetismo	6
Cicloestratigrafía	8
Capítulo 2. Geología y estratigrafía de la Cuenca Neuquina	9
<i>2.1 Antecedentes generales</i>	9
<i>2.2 Evolución tectónica</i>	12
<i>2.3 Estratigrafía</i>	16
<i>2.4 Antecedentes de la Formación Vaca Muerta</i>	19
2.4.1 Antecedentes en el sector de la provincia de Neuquén	19
2.4.2 Antecedentes en el sector del sur de la provincia de Mendoza	25
<i>2.5 Localidades de estudio</i>	28
2.5.1 Área de Los Catutos	28
Sección Arroyo Covunco	31
Sección Los Catutos	36
2.5.2 Yesera del Tromen	43
Sección Puerta Curaco	43
2.5.3 Anticlinal de Malargüe	50
Sección Cuesta del Chihuido	51
Sección Arroyo Loncoche	59
Capítulo 3. Marco Temporal	63
<i>3.1 Introducción</i>	63
<i>3.2 Bioestratigrafía de amonites</i>	65
<i>3.3 Microfósiles calcáreos</i>	70
Calpionélidos	70
Dinoflagelados calcáreos	73
<i>3.4 Nannofósiles calcáreos</i>	74
<i>3.5 Edades absolutas</i>	76
<i>3.6 Síntesis y discusión</i>	79
Capítulo 4. Mineralogía y proxys magnéticos	82
<i>4.1 Curvas termomagnéticas</i>	82
<i>4.2 Ciclos de histéresis</i>	87

<i>4.3 Magnetización remanente isotérmica (MRI)</i>	90
<i>4.4 Petrografía</i>	96
<i>4.5. Proxies magnéticos</i>	99
4.5.1 Magnetización remanente anhisterética (ARM)	99
4.5.2 Susceptibilidad magnética	103
Capítulo 5. Paleomagnetismo	107
<i>5.1 Antecedentes</i>	107
<i>5.2 Metodología de laboratorio</i>	109
<i>5.3 Análisis paleomagnético</i>	112
5.3.1 Sección Arroyo Covunco	114
5.3.2 Sección Los Catutos, El ministerio	123
5.3.3 Sección Puerta Curaco	135
5.3.4 Sección Cuesta del Chihuido	145
<i>5.4 Polos paleomagnéticos</i>	152
Capítulo 6. Magnetoestratigrafía	157
<i>6.1 Introducción</i>	157
<i>6.2 Antecedentes en Argentina</i>	157
<i>6.3 Resultados</i>	159
Arroyo Covunco	160
Los Catutos	162
Puerta Curaco	163
Escala magnetoestratigráfica compuesta para el Tithoniano - Berriasiano de la Cuenca Neuquina.	166
Capítulo 7. Cicloestratigrafía de magnetismo de rocas	170
<i>7.1 Introducción</i>	170
<i>7.2 Ciclos de Milankovitch</i>	172
<i>7.3 Cicloestratigrafía de magnetismo de rocas</i>	177
<i>7.4 Metodología de laboratorio</i>	180
Ciclicidad del magnetismo de rocas	180
Calcimetría	182
Análisis cicloestratigráfico	184
<i>7.5 Cicloestratigrafía de magnetismo de rocas de la Formación Vaca Muerta</i>	190
7.5.1 Descripción de la ciclicidad y determinación de la periodicidad del ciclo elemental	191
7.5.2 Análisis espectral	198
Sección Los Catutos	198
Sección Puerta Curaco	204
Sección Cuesta del Chihuido	210
7.5.3 Interpretación de los resultados	215
<i>7.6 Discusión</i>	219
7.6.1 Transferencia de la señal orbital al registro sedimentario	219
7.6.2 Correlación con la escala orbital regional de Vaca Muerta	227
Capítulo 8. Elaboración de la escala cronoestratigráfica del Tithoniano - Berriasiano de Cuenca Neuquina	230
<i>8.1 Introducción</i>	230

<i>8.2 Calibración astronómica de la escala magnetoestratigráfica compuesta para el Tithoniano - Berriasiano de la Cuenca Neuquina</i>	231
<i>8.3 Correlación con la Escala de Polaridades geomagnéticas internacional (GTS2020)</i>	233
<i>8.4 Diferencias entre la escala regional y la GTS2020</i>	240
Tithoniano temprano	240
Berriasiano medio	240
Berriasiano tardío	241
Capítulo 9. Conclusiones	243
Bibliografía	248
Anexo	289

Capítulo 1. Introducción y objetivos

1.1 Introducción

La Formación Vaca Muerta constituye la principal roca madre de la Argentina (Uliana y Legarreta 1993) y en los últimos años cobró especial relevancia como reservorio no convencional de hidrocarburos, posicionándose entre los principales reservorios de *shale gas/oil* a nivel mundial (Giusiano *et al.* 2011; Boyer *et al.* 2011). Esto motivó un incremento exponencial en el conocimiento de la unidad durante la última década, particularmente relacionado con los procesos sedimentarios y la arquitectura de las clinoformas (González *et al.* 2016, Leanza *et al.* 2020a, Reijenstein *et al.* 2020). En este sentido, la construcción de un adecuado marco cronoestratigráfico se vuelve imprescindible para la elaboración de modelados que permitan la comprensión de la evolución del *play* petrolero, así como su predictibilidad a lo largo de la cuenca.

A pesar del extenso contenido paleontológico, que incluye invertebrados y vertebrados marinos (e.g. Leanza 1945; Leanza 1980; Leanza y Zeiss 1990; Riccardi *et al.* 1999, 2000; Gasparini 2007; Fernández *et al.* 2012), así como microfósiles orgánicos, silíceos y calcáreos (e.g., Ballent *et al.* 2004, 2011, Quattrocchio 2007, Quattrocchio *et al.* 1996, 2003; Leanza *et al.* 2020b), existen aún discrepancias significativas entre los diferentes esquemas bioestratigráficos propuestos (Riccardi 2008, 2015; Vennari *et al.* 2014), alcanzando diferencias de hasta 2,5 Ma en su correlación con la escala de polaridades geomagnéticas más reciente (ver Capítulo 3). En los últimos años, los estudios estratigráficos en la Formación Vaca Muerta tomaron un nuevo impulso con la introducción de herramientas cronoestratigráficas tales como la cicloestratigrafía y la magnetoestratigrafía, con resultados exitosos.

El paleomagnetismo y la magnetoestratigrafía en particular, constituye una de las herramientas más confiables y eficaces para efectuar estudios de correlación estratigráfica, particularmente cuando las polaridades magnéticas

pueden ser ancladas a partir de datos bioestratigráficos. La magnetoestratigrafía es una disciplina independiente de las condiciones paleoambientales, ya que las reversiones del campo magnético ocurren a escala global y por lo tanto quedan registradas simultáneamente en cualquier lugar del globo terrestre. Una vez que se construye la escala magnetoestratigráfica a partir de la(s) sección(es) estudiadas, se correlaciona con escala de polaridades geomagnéticas internacional (*geomagnetic time scale*, GTS) más reciente (Gradstein *et al.* 2020), mediante la equivalencia de las zonas de amonites andinas con las zonas estándar. Esto brinda a esta herramienta una capacidad notable de correlación entre secciones de la misma edad, de datar intervalos en las secciones sin fósiles diagnósticos, y aún de mejorar las propuestas de correlación bioestratigráfica. Desde el Kimmeridgiano (Jurásico Tardío) la GTS se construye a partir de anomalías magnéticas de fondo oceánico de Hawái y Japón (Ogg y Hinnov 2012, Ogg 2020), las que a su vez, se correlacionan mediante magnetoestratigrafía con las zonas de amonites estándar. Numerosos estudios magnetoestratigráficos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior contienen abundantes datos de amonites, calpionélidos nanofósiles calcáreos, (e.g. Ogg *et al.* 1984, 1991; Lowrie y Ogg, 1986; Ogg *et a.* 1988; Bralower *et al.* 1989; Speranza *et al.* 2005; Channell *et al.* 2010; Pruner *et al.* 2010; Przybylski *et al.* 2010). La combinación con datos cicloestratigráficos provenientes de algunas de estas secciones han permitido calibrar la duración de las zonas de amonites mediterráneas y por lo tanto estimar las tasas de generación de fondo oceánico para las anomalías magnéticas asociadas (e.g. Ogg y Hinnov 2012, Ogg 2020; Ogg *et al.* 2010).

Por otra parte, la cicloestratigrafía es una subdisciplina que se dedica a la caracterización, correlación e interpretación de variaciones cíclicas periódicas o (cuasi-periódicas) en el registro sedimentario, relacionadas con cambios en la insolación inducidos por variaciones cíclicas de la órbita terrestre (e.g., Hilgen *et al.* 2000; Strasser *et al.* 2006). En el registro sedimentario la señal orbital puede estar ausente, o distorsionada por interrupciones en la sedimentación o por variaciones autocíclicas propias de los ambientes sedimentarios (Weedon, 2003). Es por ello que la cicloestratigrafía representa una herramienta valiosa para un completo entendimiento de los sistemas sedimentarios. La impronta orbital en los sistemas carbonáticos marinos es

particularmente importante, ya que estos sistemas son muy sensibles a los cambios en la insolación, que se traducen directa o indirectamente en cambios sobre la temperatura del agua, el aporte de agua dulce y nutrientes a partir de sistemas fluviales, patrones de circulación oceánica, y la producción, transporte y acumulación de los carbonatos (Pomar y Hallock, 2008). En la Formación Vaca Muerta, Kietzmann *et al.* (2011, 2015) dieron a conocer un ordenamiento cíclico formado por pares litológicos de margas y calizas compatible con el denominado síndrome de precesión-excentricidad, donde se reconocen ciclos de ~20 ka (precesión) modulados por ciclos de ~90-120 ka (excentricidad de alta frecuencia) y ~400 ka (ciclos de excentricidad de baja frecuencia), los que fueron atribuidos a cambios en la exportación y productividad de los carbonatos. Sin embargo, es necesario aún verificar ciertos intervalos donde la unidad presenta una apariencia no cíclica, y a su vez evaluar mecanismos alternativos para la transferencia de la señal orbital al registro sedimentario. Este tipo de datos representa una eficaz herramienta de datación relativa, debido a su alta definición en el orden de los miles de años (Hinnov y Hilgen 2012). Por otro lado, dicha ciclicidad puede ser asimismo registrada por otro tipo de proxies, tales como la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente anhisterética (ARM, por sus siglas en inglés), lo que se conoce como cicloestratigrafía de magnetismo de rocas (Kodama y Hinnov 2015). La cicloestratigrafía de magnetismo de rocas combina el magnetismo ambiental, que permite detectar condiciones paleoambientales, magnetoestratigrafía para ubicar los datos en un marco temporal, y cicloestratigrafía, de modo que será uno de los proxies que permitirán evaluar además los mecanismos de transferencia. Además, aportar información significativa sobre la concentración de minerales magnéticos en las rocas sedimentarias, que pueden estar o no relacionadas a factores astronómicos (Kodama y Hinnov 2015).

En la Formación Vaca Muerta, los estudios magnetoestratigráficos son recientes, y corresponden a los primeros resultados de un muestreo de detalle en la sección del arroyo Loncoche en el sur de la provincia de Mendoza (Iglesia Llanos *et al.* 2017). Esta magnetoestratigrafía, que representa la primera de esta edad en el hemisferio sur, fue correlacionada con la GTS2020 independiente de las correlaciones bioestratigráficas, ya que las mismas se encuentran limitadas por una marcada autoctonía de muchos de los

invertebrados, particularmente durante el Tithoniano (e.g. Remane, 1991; Remane *et al.* 1996).

Los estudios cicloestratigráficos en la Formación Vaca Muerta por otra parte, demostraron que los depósitos estuvieron controlados por factores orbitales conocidos como ciclos de Milankovitch (Kietzmann *et al.* 2011, 2015). Sobre la base de estos trabajos, se logró construir la primera escala de tiempo astronómica para el Tithoniano - Valanginiano a nivel mundial (Kietzmann *et al.* 2018a, 2020a), que ha sido recientemente utilizada para calibrar la última versión de la GTS2020 (Gradstein *et al.* 2020). En cuanto a la cicloestratigrafía de magnetismo de rocas, el objetivo es mejorar sustancialmente la escala orbital de la cuenca incorporando al análisis intervalos litológicamente no cíclicos, como han demostrado recientemente Kohan Martínez *et al.* (2018) para el intervalo basal de la Formación Vaca Muerta.

Otras de las problemáticas a estudiar en la Formación Vaca Muerta y que resulta relevante a nivel mundial, es la transición Jurásico – Cretácico. La misma es aún materia de un fuerte debate, ya que no se encuentra asociada a cambios faunísticos significativos, y además se encuentra caracterizada por el incremento del provincialismo geográfico, principalmente en los amonites (e.g. Remane 1991; Wimbleton 2008; Wimbleton 2017a, b, Wimbleton *et al.* 2011, 2020a; Michalík y Reháková 2011; Grabowski 2011; Énay 2020; Granier 2020; Granier *et al.* 2020). Por otro lado, la mayoría de las sucesiones estudiadas en el Tethys están formadas por secciones condensadas estratigráficamente. Es por ello, que el estudio combinado de cicloestratigrafía y magnetoestratigrafía en sucesiones expandidas, como las de la Formación Vaca Muerta, representan oportunidades únicas, no solo para establecer un marco cronoestratigráfico adecuado para esta unidad estratégica en el país, sino además para aportar datos más precisos a la escala geológica internacional de referencia.

El primer estudio magnetoestratigráfico en el Tithoniano - Berriasiano del hemisferio sur fue realizado recientemente por Iglesia Llanos *et al.* (2017), quienes reconocieron 11 zonas de polaridad reversa y 10 zonas de polaridad normal en la sección de la Formación Vaca Muerta aflorante en el arroyo

Loncoche, que pudieron correlacionarse con los Subcrones M22r.2r a M15r. Este trabajo representa un hito en la estratigrafía de Tithoniano - Berriasiano en la cuenca, ya que aporto por primera vez datos independientes a las correlaciones bioestratigráficas. Sin embargo, como ocurre con cualquiera de las disciplinas de la estratigrafía, la única forma de establecer una correlación de alta resolución sólida es construyendo escalas regionales basadas en numerosas secciones estratigráficas a lo largo de una cuenca, lo que motivó el desarrollo de la presente tesis doctoral. En esta tesis se busca construir una escala magnetoestratigráfica regional, cuyas zonas de polaridad magnética serán calibradas temporalmente a partir de datos cicloestratigráficos de alta resolución, lo que permitirá no sólo un anclaje más preciso con la GTS, sino que además puede contribuir a su refinamiento.

1.2 Objetivos

El trabajo llevado a cabo en esta tesis doctoral tiene dos objetivos principales:

- 1) obtener una escala regional de polaridades magnéticas para realizar una correlación magnetoestratigráfica de alta resolución entre la cuenca Neuquina y la región del Tethys.
- 2) realizar un estudio de cicloestratigrafía de magnetismo de rocas para la Formación Vaca Muerta con el fin de obtener una escala de tiempo astronómico.

El primer objetivo involucró la construcción de una escala magnetoestratigráfica regional para el Tithoniano - Berriasiano de la Cuenca Neuquina y su correlación con la GTS2020 (Ogg 2020), a través del estudio de cuatro secciones estratigráficas, a las que se adjuntó la sección del arroyo Loncoche, estudiada por Iglesia Llanos *et al.* (2017). Para ello se realizarán, en primer lugar, estudios de mineralogía magnética con el fin de determinar los minerales magnéticos y sus características, así como su posible origen. Ello permitirá evaluar el origen y la calidad de la magnetización remanente de la unidad para la realización del estudio magnetoestratigráfico. La obtención de

los patrones de polaridad magnética en las cuatro secciones estudiadas permitirá construir una escala regional de reversiones del campo magnético terrestre para correlacionar a nivel internacional y establecer el marco temporal de la unidad estudiada.

El segundo pilar de esta tesis doctoral, en cambio, se basó en el estudio de la unidad desde dos enfoques combinados, uno sedimentológico y otro paleomagnético. Esto permitirá una mejor compresión de los procesos sedimentarios y diagenéticos que dieron origen a los depósitos y, por lo tanto, entender y predecir el modo en el que el sistema responde al forzante orbital. Dado que ya ha sido probada la ciclicidad litológica de la Formación Vaca Muerta (Kietzmann 2007, 2011, Kietzmann *et al.* 2011, 2015), se estudiará el comportamiento de la susceptibilidad magnética, que considera la contribución a la susceptibilidad magnética de todos los minerales presentes en la roca, y la ARM, que considera la contribución de los minerales ferromagnéticos, con el fin de analizar posibles variaciones en la fracción detrítica. Estos parámetros magnéticos serán estudiados mediante el análisis de series temporales con el fin de determinar la influencia de ciclos de Milankovitch.

Por último, los resultados de los estudios de cicloestratigrafía y magnetoestratigrafía permitirán contribuir a definir con mayor precisión la correlación cronoestratigráfica basada actualmente en correlaciones bioestratigráficas entre la región andina y la región del Tethys.

1.3 Metodología

En este apartado se explicarán las metodologías llevadas a cabo en el campo para el estudio paleomagnético y el estudio de cicloestratigrafía de magnetismo de rocas. Las metodologías específicas de laboratorio, tales como preparado de muestras, medición y procesamiento de resultados, serán desarrolladas en cada uno de los capítulos correspondientes.

El trabajo paleomagnético de campo y el diseño del muestreo están directamente relacionados al tipo de roca estudiadas (e.g. Butler 1992; Lanza y Meloni 2006; Tauxe *et al.* 2009). El muestreo se realizó principalmente sobre calizas, ya que las mismas en general están poco afectadas por la compactación. En la sección Cuesta del Chihuido se muestrearon, además, rocas ígneas que intruyen a la Formación Vaca Muerta (ver Capítulo 2). Se definieron horizontes de muestreo, cuyo distanciamiento fue determinado a partir de la distribución de las zonas de amonites en cada sección, en función de la cantidad de cambios de polaridad esperables para el intervalo estudiado y las tasas de sedimentación estimadas por Kietzmann *et al.* (2014a, 2016a). El muestreo paleomagnético se realizó en cuatro localidades que representan sucesiones continuas de la Formación Vaca Muerta, donde se obtuvieron al menos 4 testigos por sitio extraídos con perforadora portátil y orientados con un orientador Pomeroy con brújula magnética y solar (Fig. 1.1).



Fig. 1.1: Instrumental utilizado para el muestreo paleomagnético. A) Perforadora portátil. B) Sitio perforado y orientado con orientador Pomeroy.

Las secciones estudiadas incluyen: Arroyo Covunco (AC) y Los Catutos (LC) que se encuentran a 20 km de la ciudad de Zapala en el centro-sur de la provincia de Neuquén, la sección Puerta Curaco (PC) hacia el noreste de la ciudad de Chos Malal en el norte de la provincia de Neuquén y, por último, la sección Cuesta del Chihuido (CH) al sur de la ciudad de Malargüe en el sur de la provincia de Mendoza.

En total, se perforaron 211 sitios paleomagnéticos, 848 testigos y estos a su vez fueron rebanados al menos en dos especímenes dando un

aproximado de 1696 especímenes, utilizados posteriormente para el estudio paleomagnético y de mineralogía magnética.

Cicloestratigrafía

El estudio cicloestratigráfico se realizó en tres secciones: Los Catutos, Puerta Curaco y Cuesta del Chihuido. El mismo consistió en la medición de los espesores banco a banco, descripción de litologías, contactos, estructuras sedimentarias, geometría, contenido fósilífero y aspectos tafonómicos. Se reconocieron litofacies siguiendo el criterio de Miall (1985), facies y asociaciones de facies. En el caso de las rocas carbonáticas se emplearon las clasificaciones texturales de Dunham (1962) y Folk (1959). Se utilizó el código de facies para rocas carbonáticas propuesto por Kietzmann y Palma (2011) y modificado por Kietzmann *et al.* (2014a), compuesto por tres términos: i) textura (rocas carbonáticas en itálicas), ii) componentes principales (como subíndice) y iii) estructuras sedimentarias.

El primer paso consistió en estimar la tasa de sedimentación para poder elegir un intervalo de muestreo correcto en función de la frecuencia de Nyquist (frecuencia máxima que puede estar presente en una señal analógica sin generar *aliasing* en la señal discreta), de modo que el ciclo de menor periodicidad que se espera observar esté muestreado al menos dos veces por ciclo (e.g. Weedon 2003). Las tasas de sedimentación de las secciones estudiadas fueron estimadas previamente por Kietzmann *et al.* (2014a, 2015, 2016a), de modo que el intervalo de muestreo quedó determinado en intervalos de entre 5 y 20 cm de acuerdo con la posición estratigráfica dentro de cada sección.

En cada sitio de muestro se midió la susceptibilidad magnética con un susceptímetro SM 30 (ZH Instruments), tomando al menos tres mediciones por sitio para luego realizar su promedio. Además, se recolectaron muestras para mediciones de contenido de carbonato de calcio y ARM.

Capítulo 2. Geología y estratigrafía de la Cuenca Neuquina

2.1 Antecedentes generales

Los primeros estudios geológicos en la zona de la Cuenca Neuquina fueron realizados a finales del siglo XIX. Entre estos se destacan los trabajos de Doering (1882), Bodenbender (1889, 1892), Burckhardt (1900) y Schiller (1912), quienes realizaron los primeros reconocimientos regionales. Doering (1882) describió la secuencia cretácico – cuaternaria del área de la confluencia entre los ríos Limay y Neuquén. Por su parte, Bodenbender (1889, 1892) realizó un trabajo acerca de las rocas eruptivas en la pendiente oriental de los Andes y otro vinculado al Jurásico – Cretácico de los Andes Argentinos entre los ríos Diamante y Limay. Burckhardt (1900) realizó el cruce de los Andes desde un sector septentrional de la cordillera neuquina donde efectuó observaciones muy importantes sobre los depósitos del Tithoniano – Neocomiano y la estructura de los Andes neuquinos. Por último, Schiller (1912) estudió la alta cordillera de San Juan y Mendoza, donde reconoció entre otras cosas, la ausencia de Jurásico Inferior y Medio en la zona aconcagüina e identificó el Yeso Principal.

Posteriormente, Groeber (1918, 1929, 1946, 1950) determinó los principales eventos de deformación de los Andes y presentó el primer bosquejo del mecanismo estructural de formación de la Cordillera. Sus trabajos se destacan por el entendimiento del registro estratigráfico como ciclos sedimentarios separados por discontinuidades, lo que fueron calibrados a partir del estudio de las zonas de amonites.

Gerth (1921, 1925, 1928) y Krantz (1926, 1928a, b) profundizaron el conocimiento sobre las secuencias jurásico-cretácicas en el sector surmendocino, mientras que Weaver (1927, 1931) realizó un estudio exploratorio para evaluar la calidad de la cuenca para la explotación de hidrocarburos. Este último autor propuso la primera caracterización

litoestratigráfica de las unidades mapeables en la Cuenca Neuquina a partir de numerosas secciones estratigráficas en las provincias de Neuquén y Mendoza, así como la descripción del material fósil.

Leanza (1945) estudió la fauna de amonites del Tithoniano – Valanginiano en la sierra Azul, sur de Mendoza, lo que le permitió realizar el esquema bioestratigráfico del Tithoniano superior – Valanginiano inferior que actualmente se encuentra vigente. Posteriormente, Stipanicic (1951) realizó una serie de perfiles clásicos para la estratigrafía mesozoica de la Cordillera Principal que luego fueron incluidos en la síntesis del Mesozoico elaborada por Groeber (1953). Stipanicic (1966, 1969) estudió las relaciones de los depósitos jurásicos en la Vega de la Veranada y analizó una secuencia Oxfordiano - Kimmeridgiano a partir de la cual distinguió la presencia de diastrofismo. Luego, Stipanicic y Rodrigo (1970) le dieron gran importancia a la presencia de discontinuidades en el registro de la cuenca, otorgándoles un valor cronológico. A su vez, definieron las características de los distintos movimientos orogénicos que afectaron la sedimentación de la Cuenca Neuquina, lo que sirvió para completar la revisión de los conocimientos del Jurásico de Groeber.

La elaboración de la teoría sobre los geosinclinales en Argentina y en la Cuenca Neuquina fue expuesta por Borrello (1969) y Marchese (1971). Este último, a su vez, caracterizó por primera vez desde el punto de vista petrográfico sedimentario el ambiente de las acumulaciones mesozoicas y sus características litogenéticas. Digregorio (1972) presentó un exhaustivo análisis del conocimiento geológico del Neuquén donde analizó las distintas unidades litológicas desde el basamento metamórfico hasta los depósitos volcánicos y sedimentarios cenozoicos. En este contexto, Yrigoyen (1972, 1979) revisó la estratigrafía y las facies de la cuenca a partir de lo cual realizó una síntesis del conocimiento de la Cordillera Principal y propuso un marco estratigráfico para el análisis tectono-sedimentario de la región.

Los estudios estratigráficos secuenciales en el Mesozoico de la Cuenca Neuquina fueron introducidos por Uliana y Biddle (1987, 1988), Uliana *et al.* (1989), Legarreta y Uliana (1991, 1996, 1998) entre otros. Estos autores a partir de sus estudios actualizaron los ciclos sedimentarios de Groeber y pudieron correlacionarlos con las variaciones eustáticas del nivel del mar. Además, Gulisano *et al.* (1984), Mitchum y Uliana (1985), Legarreta y Gulisano

(1989), Legarreta *et al.* (1993) analizaron mediante la utilización de la estratigrafía sísmica y secuencial la dinámica del relleno sedimentario.

Los esquemas bioestratigráficos basados en la fauna de amonites para el Jurásico – Cretácico, de gran importancia para un mejor entendimiento de la estratigrafía y evolución de la cuenca, fueron elaborados exhaustivamente y actualizados hacia finales de la década del 70 y a partir de la década del 80. Riccardi (1984, 2008, 2015), Riccardi *et al.* (1999, 2000, 2011) trabajaron con las asociaciones de amonites del Jurásico – Cretácico en la cuenca y en la Cordillera Principal y elaboraron un detallado esquema bioestratigráfico así como también una propuesta de correlación entre los amonites andinos y los del Tethys. Particularmente, la bioestratigrafía de amonites del Tithoniano – Valanginiano se debe a Leanza (1972, 1973) y Leanza y Hugo (1977), quienes estudiaron numerosas secciones de la Formación Vaca Muerta y la distribución de las especies de amonites presentes en este intervalo. Posteriormente, Leanza (1980) realizó un detallado estudio de la fauna de amonites tithonianos del cerro Lotena, los que fueron combinados con los estudios anteriormente publicados por Leanza (1945) para establecer la biozonación de amonites del Tithoniano-Valanginiano. Los resultados fueron sintetizados por Leanza (1981a, b), quien realizó una revisión de las faunas de amonites del Jurásico Superior – Cretácico Inferior de América del Sur con especial énfasis en las faunas de la Cuenca Neuquina.

En relación con la historia tectónica y estructural de la cuenca se han realizado una gran cantidad de trabajos debiendo destacar aquellos efectuados por Ramos (1993), Manceda y Figueroa (1993), Vergani *et al.* (1995), Mosquera y Ramos (2006), Kozlowski *et al.* (1993), Zapata *et al.* (1999), entre otros. Recientemente, se han perfeccionado los modelos de evolución tectónica para la cuenca, así como también los modelos estructurales de estrés para explicar la deformación Cretácico – Cenozoica, implementando técnicas como las de traza de fisión y modelado digital 3D y analógico (e.g. Cobbold y Rosello 2003; Ramos y Folguera 2005; Ramos y Kay 2006; Cristallini *et al.* 2009; Guzmán *et al.* 2011; Sánchez *et al.* 2014; Fennell *et al.* 2017).

Es importante destacar para esta tesis doctoral, los trabajos de Vilas y Valencio (1970, 1983), y Valencio *et al.* (1979), entre otros, quienes fueron pioneros en el campo del paleomagnetismo en Argentina y en la Cuenca

Neuquina, principalmente en estudios de basaltos de secuencias cenozoicas. Los trabajos de Iglesia Llanos (1997, 1999, 2012), Vizán (1998) e Iglesia Llanos *et al.* (2006) fueron fundamentales en el estudio paleomagnético de unidades sedimentarias marinas del Jurásico. Particularmente, los estudios magnetoestratigráficos realizados por Iglesia Llanos y Vizán (1995), Iglesia Llanos (1996, 1997, 1999, 2012), e Iglesia Llanos y Riccardi (2000) representan los primeros trabajos en esta disciplina para el Jurásico marino sedimentario de Argentina.

Desde el punto de vista regional, en la zona de Neuquén las hojas geológicas fueron relevadas por Leanza y Leanza (1979), en el área de Catán Lil, en el sector austral de la cuenca, Leanza *et al.* (1997, 2001) en el área de Picún Leufú y Zapala, Hugo y Leanza. (2001) en el área de General Roca, Narciso *et al.* (2004) en el área de Barrancas, Rodríguez *et al.* (2007) parte de la Hoja de Neuquén, Rio Negro y La Pampa y, Zanettini *et al.* (2010) en el área de Loncopué entre otros. En el sector surmendocino, las hojas geológicas fueron relevadas por Dessanti (1973, 1978) en las áreas de Bardas Blancas y Malargüe, Volkheimer (1978) en el área de Cerro Sosneado y recientemente Nullo *et al.* (2005) en el área de Malargüe, entre otros. Estos trabajos del Servicio Geológico y Minero Argentino resumen las características geológicas y estratigráficas de la zona de la Cuenca Neuquina.

2.2 Evolución tectónica

La Cuenca Neuquina es una cuenca de retroarco desarrollada en el Mesozoico, en el borde pacífico de Sudamérica (Legarreta y Uliana 1991, 1996). Se encuentra en el sector oriental de los Andes en Argentina y el centro de Chile, entre los 32° y 40° S de latitud (Fig. 2.1). Las secuencias pertenecientes a la cuenca afloran en las provincias litoestructurales conocidas como Engulfamiento Neuquino, Cordillera Principal y Macizo Norpatagónico.

La cuenca cubre un área aproximada de 120.000 km² y abarca el sector suroccidental de las provincias de Mendoza, gran parte de la provincia de Neuquén y, el sector occidental de las provincias de La Pampa y Río Negro (Yrigoyen 1991).

Esta cuenca cuenta con un registro sedimentario de hasta 7.000 m de espesor (Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta y Uliana 1991, 1996) que abarca el intervalo temporal comprendido entre el Triásico Temprano - Cenozoico temprano, e incluye depósitos marinos y continentales siliciclásticos, carbonáticos y evaporíticos

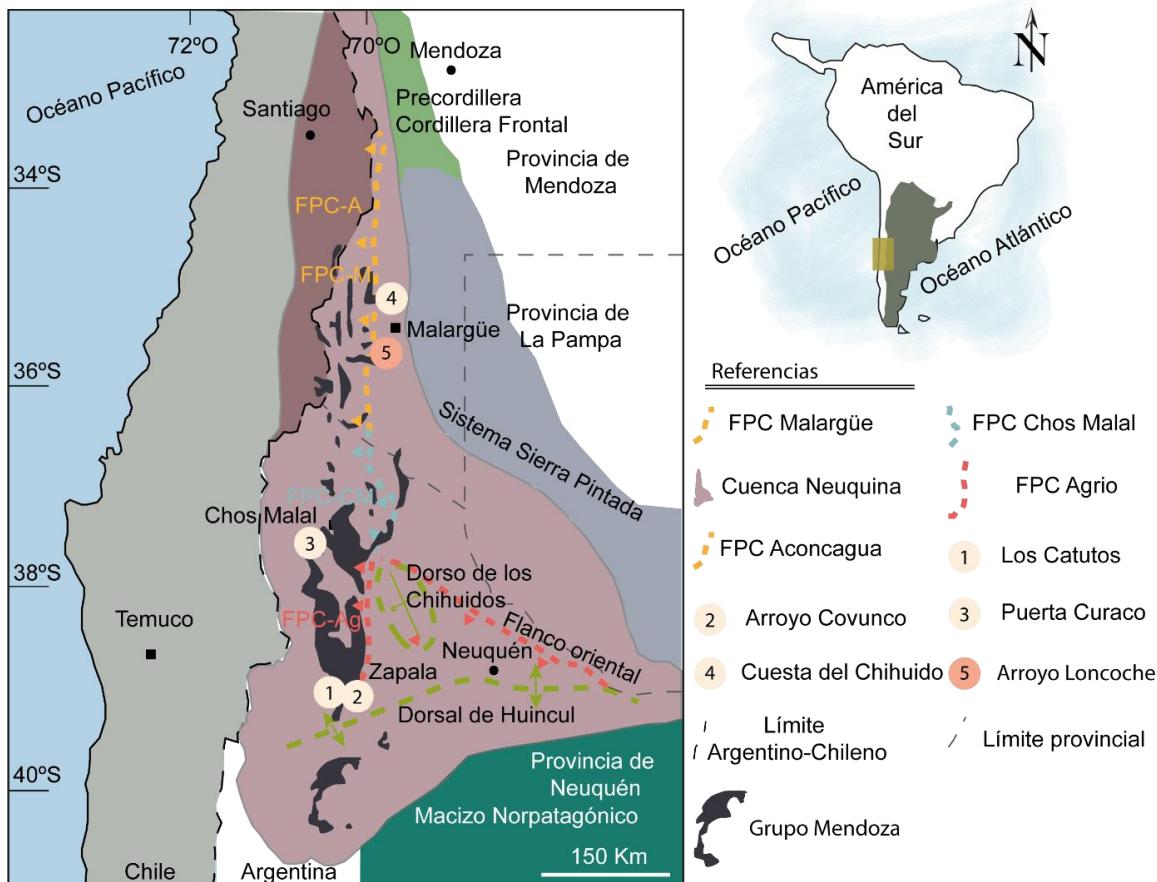


Fig. 2.1: Esquema de la Cuenca Neuquina, Argentina. En gris oscuro afloramientos del Grupo Mendoza según Leanza *et al.* (1977). Principales rasgos morfoestructurales de la Cuenca Neuquina y de sur a norte secciones estudiadas: 1-4 Los Catutos, Arroyo Covunco, Puerta Curaco y Cuesta del Chichuido; 5 Arroyo Loncoche, sección complementaria (Iglesia Llanos *et al.* (2017)). Unidades morfoestructurales: FPC Ag: Faja plegada y corrida del Agrio, FPC CM: Faja plegada y corrida de Chos Malal, FPC M: Faja plegada y corrida de Malargüe y FPC A: Faja plegada y corrida del Aconcagua.

La Cuenca Neuquina se desarrolló entre un arco magmático situado al oeste y el antepaís constituido en el flanco oriental, por el Sistema de la Sierra Pintada y sobre el margen austral, por el Macizo Norpatagónico (Digregorio *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989). Posee geometría triangular y pueden

reconocerse dos regiones principales en el sector neuquino de la cuenca: por un lado, los Andes Neuquinos hacia el oeste y, por el otro, el Engolfamiento Neuquino hacia el E y SE (Fig. 2.1). La gran mayoría de los campos petroleros presentes en la Cuenca Neuquina se encuentran localizados en la región del engolfamiento, donde la mayor parte del registro sedimentario mesozoico se encuentra en la superficie y los estratos no presentan grandes deformaciones (Vergani *et al.* 1995; Howell *et al.* 2005; Legarreta *et al.* 2005).

La evolución y el desarrollo de la Cuenca Neuquina puede ser subdividido en tres etapas (Fig. 2.2):

- 1. Triásico Tardío - Jurásico Temprano:** Esta etapa estuvo caracterizada por grandes sistemas de fallas transcurrentes (Legarreta y Uliana 1991, 1996 y Vergani *et al.* 1995), asociadas a una actividad magmática efusiva de extraordinario volumen y persistencia en el tiempo (Llambías *et al.* 2007). Comenzaron a configurarse extensos y numerosos grabenes y hemigrabenes (Charrier 2015, Uliana *et al.* 1989) cuyas fracturas profundas permitieron el ascenso del magma desde la astenosfera. Esto generó intenso volcanismo que colaboró al relleno basal junto a secuencias piroclásticas, clásticas y volcánicas (Gulisano 1981, Legarreta y Gulisano 1989, Vergani *et al.* 1995, 2011, Legarreta y Uliana 1996, Carbone *et al.* 2011).
- 2. Jurásico Temprano - Cretácico Temprano:** Este período está caracterizado por una fase de post - rift, responsable de más de 4000 m de relleno sedimentario. La cuenca se comportó como una cuenca de retroarco asociada a subsidencia térmica, limitada hacia el oeste por el arco magmático andino. Durante esta etapa se generó el relleno correspondiente a los Grupos Cuyo, Mendoza y Neuquén (Groeber 1946, Gulisano 1981, Gulisano *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989), iniciada en una transición entre un episodio de rift inicial, a una subsidencia generalizada (Vergani 2005, Arregui *et al.* 2011, Mosquera y Ramos 2006). El efecto de las variaciones eustáticas, junto con la subsidencia anteriormente mencionada

permieron el ingreso del proto - océano - Pacífico por un corredor marítimo a la altura de la provincia de Mendoza (estrecho de Curepto), habilitado por interrupciones en el arco volcánico (Legarreta y Uliana 1991, 1996, Vicente 2005).

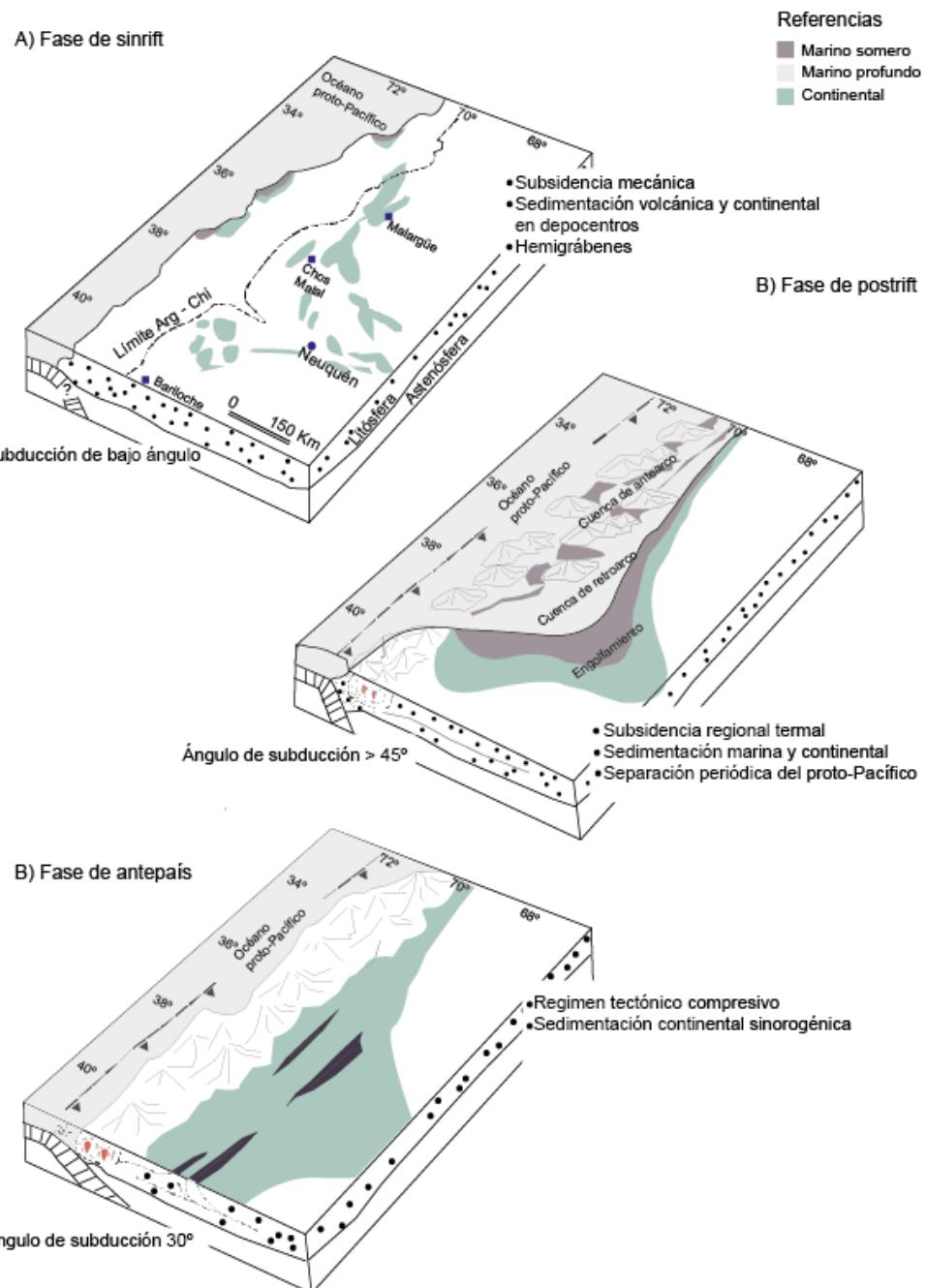


Fig. 2.2: Esquematización de la evolución de la Cuenca Neuquina desde el Triásico Superior hasta el Cenozoico. Modificado de Howell *et al.* (2005). A) Triásico Tardío - Jurásico Temprano: etapa previa a la subducción, grábenes angostos. B) Jurásico Temprano - Cretácico Temprano:

subducción activa y incipiente desarrollo de los Andes. C) Cretácico Tardío - Cenozoico: levantamiento andino, desarrollo de fajas plegadas y corridas.

3. Cretácico Tardío - Cenozoico: Durante esta última etapa la cuenca se comportó como una cuenca de antepaís asociada a la orogénesis andina, (Cobbold y Rossello 2003, Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006), lo que permitió la acumulación de depósitos sinorogénicos, correspondientes al Grupo Neuquén (Arregui *et al.* 2011). Esta etapa culmina con la desconexión total de la cuenca del océano Pacífico y se registra la primera ingresión atlántica al territorio neuquino, identificada como Grupo Malargüe, vinculada a un ascenso eustático global relacionado con el proceso de apertura del Atlántico sur y la separación de África de Sudamérica (Digregorio *et al.* 1984, Parras *et al.* 1998, Ramos 1999, Rodríguez *et al.* 2011; Rodríguez 2011). Durante esta etapa se desarrollaron una serie de fajas plegadas y corridas cuya estructuración constituyó un importante control sobre la exhumación de los afloramientos que se ven actualmente en la Cuenca Neuquina y que permiten el acceso a las secciones estudiadas en esta tesis.

2.3 Estratigrafía

Las rocas sedimentarias del Jurásico – Cretácico de la región andina fueron estudiadas por Groeber (1929, 1946) quien a partir de esto las dividió en tres ciclos sedimentarios principales: Jurásico, Ándico y Riográndico. Este autor, a su vez, a partir del estudio de la fauna, la descripción de facies y la distribución regional, dividió el ciclo Jurásico en tres subciclos: i) Cuyano; ii) Loteniano y iii) Chacayano. Comprende desde el Hettangiano hasta el Bajociano medio a superior y, puede alcanzar el Bathoniano.

En el caso del ciclo Ándico fue dividido en: Mendociano, Huitríniano y Diamantino, por lo que comprende desde el Tithoniano al Coniaciano. Por último, el ciclo Riográndico contiene al Neuqueniano, Malalhueyano y

Pircaliano, entre los pisos Pichipicunense y Rocanense (Riccardi y Gulisano 1990).

Sobre la base de los estudios bioestratigráficos de la fauna de amonites, Groeber (1953) realizaron una síntesis del conocimiento y propusieron un esquema cronoestratigráfico a partir del cual definieron al Jurásico desde el Hettangiano y hasta el Tithoniano inferior. Este esquema fue empleado hasta su modificación y adaptación al sistema de clasificación litoestratigráfica, realizada por Stipanicic (1966). A partir de este momento quedaron definidos el Grupo Cuyano, la Formación Lotena y el Grupo Chacayense. De este modo, excluyó del ciclo Jurásico al Kimmeridgiano, es decir a la Formación Tordillo, y restringió al Chacayano a las Formaciones La Manga y Auquilco. Luego, Stipanicic y Rodrigo (1970) reconocieron una serie de fases diastróficas y discordancias, lo que llevaron a subdividir al subciclo Cuyano en inferior y superior.

Más adelante, Gulisano (1981) estudió secuencias del Jurásico Inferior e identificó una serie de depósitos continentales a los que denominó ciclo Precuyano, dado que se ubicaban por debajo del, previamente definido, ciclo Cuyano.

Mitchum y Uliana (1985) y Legarreta y Gulisano (1989) estudiaron el relleno de la cuenca desde el análisis estratigráfico secuencial remarcando la importancia del control eustático tanto en la génesis de los depósitos como en las discontinuidades presentes. Estos autores dividieron al relleno estratigráfico de la Cuenca Neuquina en tres grupos principales: i) basamento (rocas volcánicas, plutónicas de edad paleozoica tardía - triásica asignadas al Grupo Choiyoi); ii) relleno sedimentario (rocas clásticas, carbonáticas, evaporíticas, piroclásticas y depósitos volcánicos asignadas al Jurásico Inferior – Paleógeno, Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Rayoso, Neuquén y Malargüe), y iii) cobertura Cenozoica (rocas volcánicas e intrusivos vinculados al levantamiento andino).

Desde el punto de vista del análisis secuencial, subdividieron al relleno sedimentario en secuencias depositacionales y mesosecuencias, agrupando estas últimas en tres entidades de rango superior: Supersecuencias Inferior, Media y Superior.

La primera de ellas incluye depósitos desarrollados entre el Triásico Tardío y el Jurásico Tardío (Mesosecuencias Precuyo, Cuyo y Lotena). La segunda, reúne a los depósitos que se acumularon entre el Kimmeridgiano y el Cenomaniano medio, resultando coincidente con el ciclo Ándico de Groeber (1946) (Mesosecuencias Mendoza Inferior, Mendoza Media, Mendoza Superior, Mesosecuencia Hultrín y Mesosecuencia Rayoso).

Por último, la Supersecuencia Superior, reúne aquellos depósitos acumulados entre el Cenomaniano medio y el Paleoceno tardío (Mesosecuencias Neuquén y Malargüe).

Con la idea de relacionar la información de la geología del subsuelo con aquella de la superficie, Riccardi y Gulisano (1990) utilizaron las discontinuidades para delimitar unidades, y así, definir al ciclo Jurásico por medio de estas nuevas unidades estratigráficas. En este ordenamiento, la unidad de mayor magnitud es el Sistema, equivalente a la supersecuencia, y se subdivide en Subsistemas, y la unidad menor es la de Miosistema, equivalente a la secuencia depositacional. Así, el Jurásico queda definido como el Sistema Araucánico, limitado por la discontinuidad Supratriásica y por la discontinuidad Intramálmica, lo que resulta equivalente al ciclo Jurásico (Groeber 1946, 1953, al ciclo Jurásico de Stipanicic (1966) y a la Supersecuencia Inferior de Legarreta y Gulisano (1988).

Legarreta *et al.* (1993) y Legarreta y Uliana (1998) estudiaron las secuencias jurásicas y realizaron una carta cronoestratigráfica sobre la base de las secuencias depositacionales.

Sobre la base de la geología de superficie, Leanza (2009), presentó una síntesis de las principales discordancias que produjeron rupturas de orden mayor durante la evolución del relleno sedimentario Mesozoico de la Cuenca Neuquina. Así, basándose en su jerarquía las categoriza en tres grupos: discordancias maestras distribuidas en toda la cuenca; discordancias intracuyanas relacionadas a la Dorsal de Huincul y discordancias intraprecuyanas restringidas a depocentros aislados. De este modo, reconoce 10 discordancias explayadas en dos esquemas, uno del Triásico superior al Jurásico y otro del Jurásico superior al Cretácico. En el primero, describe las discordancias principales Huárpica, Rioatuélica, Loténica, y Araucánica, y las vinculadas a la Dorsal de Huincul, Intratoarciana, Seguélica y Lohanmahuídica.

En el segundo esquema, describe solamente las discordancias principales Araucánica, Huancálica, Coihuéquica, Pampatrílica, Pichineuquénica, Patagónidica y Huantráiquica.

2.4 Antecedentes de la Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca Muerta se encuentra distribuida ampliamente en la Cuenca Neuquina. Este intervalo estratigráfico fue descripto en muchos de los trabajos pioneros que describen la geología de Neuquén y Mendoza (Darwin 1846, Burckhardt 1900, Gerth 1914, Steuer 1921, Groeber 1918). Sin embargo, la definición como unidad litoestratigráfica se debe a Weaver (1931), quien utilizó en el texto de su trabajo los términos “sedimentos tithonianos”, “estratos tithonianos” o “formaciones tithonianas” para referirse a esta unidad, pero le asigna el nombre de Formación Vaca Muerta en su figura de síntesis final (*plate 1*).

La definición de Weaver (1931) fue aceptada por Fossa Mancini *et al.* (1938) como Formación de la Vaca Muerta, término ampliamente empleado por los geólogos de YPF durante la década del 40. Groeber (1946), en su esquema estratigráfico de la Cuenca Neuquina, adaptó la terminología de Weaver (1931) a la nomenclatura de pisos y creó el término Vacamuertense, incluyéndolo dentro del ciclo Ándico, y del subciclo Mendociano, posteriormente denominado Grupo Mendoza por Stipanicic (1966, 1969).

2.4.1 Antecedentes en el sector de la provincia de Neuquén

Inicialmente, en la Sierra de la Vaca Muerta, Weaver (1931) describió el intervalo Tithoniano - Valanginiano, denominado por él como una sucesión de lutitas negras y grises con algunas intercalaciones arenosas y calcáreas con amonites del Tithoniano inferior a superior bajo. A su vez, dividió este intervalo en dos unidades estratigráficas: una inferior denominada Formación Vaca Muerta, cuya localidad tipo fue definida en la Sierra de la Vaca Muerta, y la

Formación Quintuco, cuya localidad tipo fue definida en el Cerro Mocho, por Leanza (1973).

La Formación Vaca Muerta fue descripta como lutitas calcáreas de tonalidad gris oscuro, mientras que la Formación Quintuco fue caracterizada como lutitas grises intercaladas con areniscas y calizas (Weaver 1931). A pesar de la falta de contraste litológico entre ambas unidades, Weaver (1931) decidió separarlas ya que, en la sierra de la Vaca Muerta, el contacto entre ambas unidades se encuentra próximo al límite entre el Jurásico y el Cretácico, asignando la Formación Vaca Muerta al Tithoniano y la Formación Quintuco al Berriasiano – Valanginiano.

La similitud entre las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco llevó a Leanza (1972, 1973) a modificar la definición original de Weaver (1931), extendiendo la Formación Vaca Muerta hasta la base de la Formación Mulichinco e incorporando las facies finas de la Formación Quintuco. Asimismo, este autor designó a la pendiente occidental de la sierra de la Vaca Muerta como la localidad tipo y denominó Formación Picún Leufú a un conjunto de calizas y areniscas de aguas someras originalmente incluidas por Weaver (1931) dentro de la Formación Quintuco (Leanza 1972; Leanza *et al.* 1977). Asimismo, designó un conjunto de areniscas verdes del Tithoniano como Formación Carrín Cura, entre la Formación Picún Leufú y la Formación Quebrada del Sapo (Leanza *et al.* 1977) (Fig. 2.3).

Leanza y Zeiss (1990) propusieron, para la sierra de la Vaca Muerta, dividir a la Formación Vaca Muerta en tres miembros: Miembro Vaca Muerta Inferior, Miembro Los Catutos y Miembro Vaca Muerta Superior. El Miembro Vaca Muerta Inferior está conformado por lutitas negras, grises y castañas, y margas con concreciones en la base de la unidad. El Miembro Los Catutos corresponde a un intervalo de calizas litográficas, compuesto por alternancia de calizas, margas y lutitas. Por último, el Miembro Vaca Muerta Superior está compuesto por lutitas castaño-verdosas, margas y limolitas similares a las correspondientes al Miembro Inferior, aunque con un incremento en la proporción de areniscas.

Posteriormente, Leanza *et al.* (2001) definieron un cuarto miembro dentro del tramo Berriasiano de la formación que denominaron Miembro Huncal. La localidad tipo de este se ubica en el centro de Neuquén (localidad

Huncal), donde afloran un conjunto de areniscas intercaladas con lutitas negras, con estratificación entrecruzada, secuencias de Bouma, estratificación entrecruzada *hummocky* y deformación sinsedimentaria (*slumps*). Esta nomenclatura fue definida formalmente por Leanza *et al.* (2003), quien a partir de inferencias estratigráficas le asignó una edad Berriasiano temprano. Luego, Spalletti *et al.* (2008), describió al Miembro Huncal en detalle en dos localidades, su localidad tipo y la localidad de Rahueco. En el área del cerro Domuyo, norte de la Cordillera del Viento, Kietzmann y Vennari (2008, 2013) mencionaron la presencia de este miembro, donde solamente reconocieron amonites pertenecientes a la Zona de *Subteueroceras koeneni*. De este modo, el Miembro Huncal podría tener una edad Tithoniana tardía o Berriasiana temprana. Recientemente, Naipauer *et al.* (2020) estudiaron cuatro secciones del Miembro Huncal distribuidas en una transecta este-oeste en su localidad tipo con el objetivo de obtener información acerca de su arreglo depositacional, bioestratigrafía de amonites y nanofósiles calcáreos, petrografía de las areniscas y proveniencia de los circones, asignándole una edad Berriasiana tardía. A partir de estos datos se deduce que el Miembro Huncal debería ser definido como una facies sedimentaria (facies de talud), ya que este tipo de facies varía su posición estratigráfica en función de la posición del talud en las sucesivas clinoformas.

En el marco de la estratigrafía secuencial, Gulisano *et al.* (1984) y Mitchum y Uliana (1985) estudiaron el intervalo Tithoniano-Valanginiano, donde determinaron por nueve secuencias depositacionales a partir de la observación de clinoformas progradantes. Los autores definieron con gran precisión la arquitectura de la cuenca, empleada posteriormente por Legarreta y Gulisano (1989) y Legarreta y Uliana (1991, 1996), entre otros. Legarreta y Gulisano (1989) esquematizaron la Mesosecuencia Mendoza Inferior en la zona mostrando la geometría de las secuencias y las relaciones litoestratigráficas, donde se puede ver la posición de la Formación Vaca Muerta en la sierra de la Vaca Muerta y en el norte de Neuquén (Fig. 2.3, 2.4). El Miembro Los Catutos, representan desde un punto de vista genético una progradación de la Formación Quintuco (Legarreta y Gulisano 1989).

En este sector, la Mesosecuencia Mendoza Inferior incluye a los depósitos de cuenca de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior - medio),

que hacia el sursuroeste se transforman en los depósitos mixtos carbonático silicoclásticos de la Formación Carrín Cura (parte baja del Tithoniano medio) y a los depósitos de la Formación Picún Leufú (Tithoniano medio - Berriasiano inferior) (Fig, 2.3).

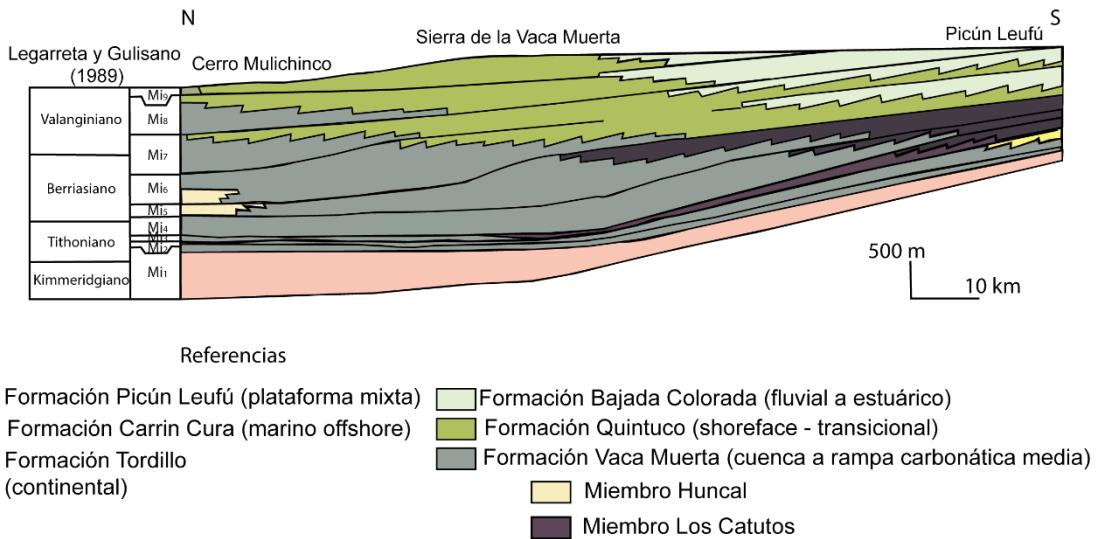


Fig. 2.3: Sección esquemática de la Mesosecuencia Mendoza Inferior, tomada de Kietzmann *et al.* (2014a).

En el sector de la Yesera del Tromen, norte de Neuquén, cercano a la ciudad de Chos Malal, Spalletti *et al.* (1999) realizaron un estudio de los procesos depositacionales de la Formación Vaca Muerta haciendo especial foco en sus facies anóxicas así como también realizaron un estudio de la fauna de reptiles marinos. Propusieron un modelo de rampa marina caracterizado por procesos de decantación de material silicoclástico y carbonático con incursiones de depósitos asociados a tormentas. La Mesosecuencia Mendoza Inferior incluye a los depósitos de cuenca de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior - medio), que hacia el sureste se transforman en los depósitos mixtos carbonático silicoclásticos de la Formación Quintuco (Berriasiano – Valanginiano) y a los depósitos de la Formación Loma Montosa (Valanginiano) (Fig, 2.4).

Leanza *et al.* (2011) incluye al Quintuco *sensu stricto* (conjunto de sedimentitas silicoclásticas marinas acumuladas en segmentos de *nearshore* durante el Berriasiano tardío al Valanginiano temprano) como facies que

engranan lateralmente con las pelitas offshore de la Formación Vaca Muerta, en el cerro Candelero, con menos de 30 m de espesor. A su vez, aclara que en mapas regionales (1:250.000) este intervalo silicoclástico dispuesto sobre Vaca Muerta ha sido mapeado junto a la Formación Mulichinco y en el subsuelo, la industria petrolera denomina Formación Quintuco a todas las sedimentitas suprayacentes a la Formación Vaca Muerta hasta los depósitos de la Formación Centenario. Sugiere adecuado mantener esta denominación para el subsuelo, considerando el fuerte arraigo que existe.

A su vez, Kietzmann *et al.* (2016a) realizaron un estudio sobre tres secciones del sistema Vaca Muerta – Quintuco, en el área de Chos Malal, a partir del cual concluyen que la Formación Vaca Muerta habría sido depositada en condiciones más someras que las consideradas previamente, e interpretaron y reintrodujeron al Quintuco de Weaver (1931) como una plataforma mixta carbonática – silicoclástica, lo que denota cambios significativos en el paleoambiente. En las secciones Puerta Curaco y Chacay Melehue, hacia el este de Chos Malal, Capelli *et al.* (2018, 2020) realizaron un estudio mineralógico y geoquímico del sistema Vaca Muerta – Quintuco a partir del cual dividieron a la Formación Quintuco en dos miembros: Puesto Barros, el cual caracteriza el intervalo de transición entre la Formación Vaca Muerta y la Formación Quintuco, compuesto por margas, margas calcáreas, calizas y dolomías y, el Miembro Cerro la Visera, caracterizado por una sucesión de margas y margas calcáreas con escasas calizas y areniscas de grano fino.

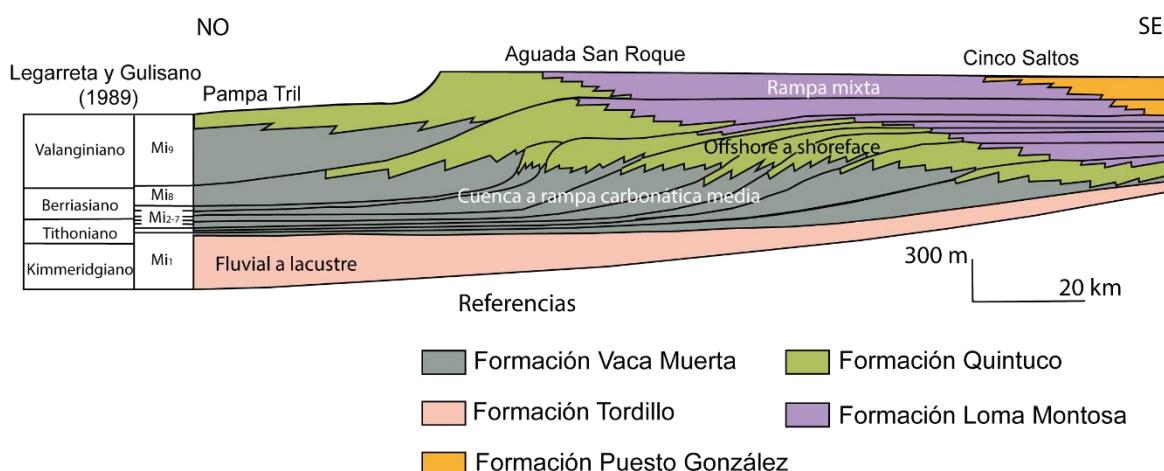


Fig. 2.4: Sección esquemática de la Mesosecuencia Mendoza Inferior, modificado de Kietzmann *et al.* (2014a).

Hacia el sur de la cuenca, Spalletti *et al.* (2000) interpretaron a la unidad como una rampa carbonática-silicoclástica de dominio mareal, reconociendo facies de cuenca y rampa externa, media e interna. Scasso *et al.* (2002, 2005) analizaron la petrología y la geoquímica del Miembro Los Catutos y, a partir de esto, proponen un ambiente de mar abierto, baja energía, disaeróbico, con altas tasas de sedimentación resultado de una alta productividad en un ambiente de rampa externa. Kietzmann *et al.* (2014b) analizaron aspectos estratigráficos, faciales y microfaciales, con especial énfasis en los intervalos asignables al Miembros Inferior y Los Catutos. Estos autores propusieron que las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta en la sierra de La Vaca Muerta se inician con un sistema depositacional de plataforma silicoclástica, incluyendo facies de cuenca, zona de transición y *shoreface* inferior, y continúan con un sistema de rampa carbonática conformado por facies de cuenca, rampa externa y rampa interna.

Spalletti *et al.* (2014) a partir del muestreo de 11 secciones realizaron un estudio de la geoquímica inorgánica de la transgresión marina Tithoniana y un análisis estratigráfico secuencial. A su vez, Zeller *et al.* (2014, 2015) estudiaron la unidad en las localidades de la Sierra de la Vaca Muerta y el anticlinal Picún Leufú analizando la arquitectura de los afloramientos y heterogeneidades sísmicas.

Recientemente, Otharán *et al.* (2020), por medio de un estudio realizado en el centro-oeste de la Provincia de Neuquén en las localidades de Arroyo Mulichinco, Tres Chorros y Río Neuquén, propusieron la presencia de depósitos generados a partir de flujos hiperpícnicos, los que se habrían desencadenado a partir de descargas directas de ríos en crecida.

Desde el punto de vista magnetoestratigráfico, se efectuó un muestreo preliminar en la sección de Puerta Curaco por Amigo (2016). Asimismo, en el área de Zapala, Kohan Martínez (2017) y Kohan Martínez *et al.* (2018) realizaron un estudio detallado en las secuencias basales de la unidad, datos que forman parte de esta tesis doctoral. El trabajo de Amigo (2016) junto con el de Iglesia Llanos *et al.* (2017) han comenzado a vislumbrar la localización el límite Jurásico – Cretácico a partir de la correlación de las zonas de polaridad magnéticas identificados con la escala de referencia internacional, pero a su vez proponen que la base de la Formación Vaca Muerta sería más antigua,

correlacionando la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* con el tramo superior de *Hybonoticeras hybonotum*. Por otro lado, también se realizaron estudios cicloestratigráficos sobre la Formación Vaca Muerta (Kohan Martínez *et al.* 2018; Kietzmann *et al.* 2018b, 2020a), en donde los autores refinaron a partir de la incorporación de nuevas secciones la escala orbital regional presentada originalmente por Kietzmann *et al.* (2015).

2.4.2 Antecedentes en el sector del sur de la provincia de Mendoza

En la localidad de Cañada Colorada, Malargüe, Weaver (1931) describió a la unidad como una sucesión de pelitas negras y gris oscuro con una intercalación de pelitas grises calcáreas y masivos bancos de calizas, las cuales decrecen en espesor y son remplazadas por materiales arenosos.

Asimismo, Groeber (1946) describió los perfiles del arroyo La Manga, arroyo del Yeso, río seco del Altar y río seco de la Tosca (sierra de la Cara Cura), donde describe una alternancia de bancos calcáreos, calcáreos margosos y margas (Groeber 1947a, b). En esta zona, una gran cantidad de estudios fueron realizados como parte de las investigaciones de geólogos de YPF. En la sierra Azul, toda la sucesión sedimentaria comprendida entre la Formación Auquilco y la Formación Huitrín fue incluida por Dessanti (1973) dentro de la Formación Mendoza, equivalente al Grupo Mendoza. Esta definición incluía a las formaciones actualmente reconocidas como Vaca Muerta, Chachao y Agrio. En el área del anticlinal del Chihuido, Dessanti (1978), describe niveles calcáreos del Valanginiano, los cuales actualmente se conocen como Formación Chachao. Esta unidad aparece por primera vez con esa denominación en un informe de YPF y luego es utilizada por primera vez por Uliana *et al.* (1977).

Leanza *et al.* (1977) dividieron a la Formación Mendoza en tres miembros a partir de sus variaciones litológicas: Vaca Muerta, Chachao y Cienaguitas, aunque esta definición que no fue utilizada posteriormente en la literatura geológica. En esta línea, Mombrú *et al.* (1978) combinaron información de afloramiento y de subsuelo y reconocieron tres unidades formacionales: Vaca Muerta, para el Tithoniano – Berriásiano, Chachao para el

Valanginiano y Agrio para el Hauteriviano - Barremiano. La Formación Vaca Muerta tiene su contacto inferior con las Formaciones Tordillo, La Manga o Auquilco y su contacto superior es con la Formación Chachao. Esta última, es reconocida por estar formada casi exclusivamente por calizas bioclásticas (ostras) y subordinadamente por pelitas.

Legarreta y Kozlowski (1979, 1981) y Legarreta *et al.* (1981) revisaron los esquemas previamente propuestos basándose en información de subsuelo y de afloramiento y dividieron a la Formación Chachao en tres miembros: Inferior, Medio y Superior. Posteriormente, en la sección Cañada Ancha, Doyle *et al.* (2005) a partir del esquema de Legarreta y Kozlowski (1981), analizaron las Formaciones Vaca Muerta y Chachao y considera que al menos parte del Miembro inferior de Chachao sería considerado como parte de la Formación Vaca Muerta. Legarreta y Gulisano (1989) esquematizaron la Mesosecuencia Mendoza Inferior en la zona mostrando la geometría de las secuencias y las relaciones litoestratigráficas, donde se puede ver la posición de la Formación Vaca Muerta en el anticlinal Malargüe y en el depocentro Atuel (Fig. 2.5).

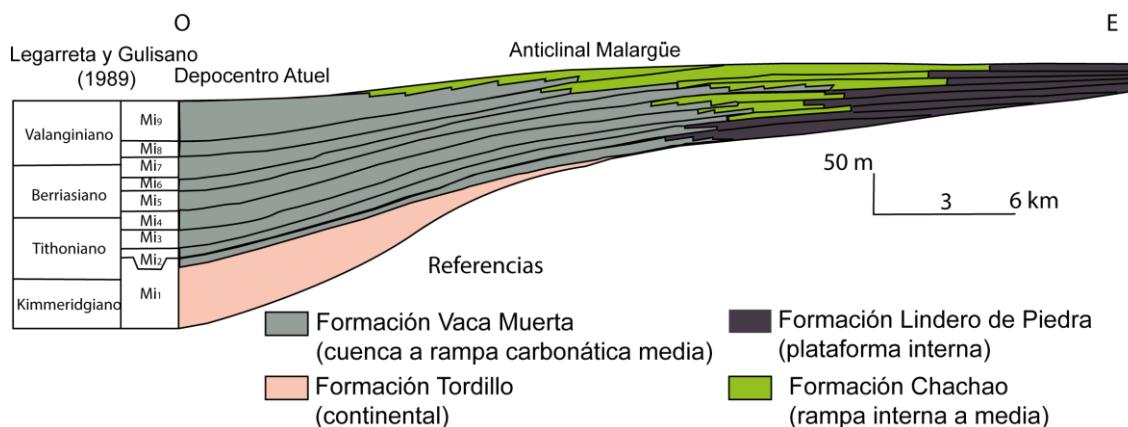


Fig. 2.5: Sección esquemática de la Mesosecuencia Mendoza Inferior en el sur de Mendoza, modificada de Kietzmann *et al.* (2014a).

Más recientemente, Kietzmann y Palma (2009a, b, 2011) y Kietzmann *et al.* (2008, 2011, 2014a, b) realizaron un estudio sedimentológico sistemático y en detalle de la Formación Vaca Muerta en distintas localidades del sur de Mendoza, cercano a la ciudad de Malargüe. Interpretaron a la unidad como una progradación hacia el oeste de una rampa homoclinal localizada en el margen este de la cuenca. El margen oeste representaría el sector más distal de la

rampa. Kietzmann *et al.* (2008, 2014a) propusieron, para el norte de la cuenca, una rampa carbonática homoclinal con dominio de facies de rampa externa.

Además, Kietzmann (2011) y Kietzmann *et al.* (2015, 2018b, 2020a) realizaron por primera vez un estudio cicloestratigráfico de la Formación Vaca Muerta, e Iglesia Llanos *et al.* (2017) en la sección arroyo Loncoche, la primera magnetoestratigrafía de la unidad para el Tithoniano – Valanginiano. Los primeros concluyeron que la deposición de la unidad habría estado controlada por factores orbitales y, a su vez, construyeron la primera escala orbital regional para la Formación Vaca Muerta, lo que les permitió concluir que el Tithoniano tendría una duración mínima de 5,67 Ma, el Berriasiano una duración mínima de 5,27 Ma y el Valanginiano al menos 3,45 Ma.

A partir del estudio magnetoestratigráfico, Iglesia Llanos *et al.* (2017) obtuvieron una escala que comprende 10 polaridades normales y 11 reversas (*Virgatosphinctes andesensis* – *Spiticeras damesi*) y pudieron localizar por primera vez mediante este método el límite Jurásico – Cretácico en la Cuenca Neuquina en la base de *Substeueroceras koeneni* en la parte media del Subchron M19n.2n.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, Leanza (1945) estudió los amonites del Tithoniano – Valanginiano inferior. Posteriormente este esquema fue completado por Leanza (1980) y Leanza y Hugo (1977), quienes estimaron una edad para la unidad comprendida entre el Tithoniano temprano (Zona de *Virgatosphinctes mendozanus*) y el Valanginiano temprano (Zona de *Neocomites wichmanni*). Más recientemente, Aguirre Urreta *et al.* (2014), Vennari *et al.* (2014) y Vennari (2016) propusieron un nuevo esquema de correlación con las faunas del Tethys. Mientras que Riccardi (2015) realizó una detallada revisión de las correlaciones de las zonas de amonites tithonianas entre la región andina y tethiana.

Con respecto a los nanofósiles calcáreos del Tithoniano – Berriasiano es importante destacar los estudios llevados a cabo por Scasso y Concheyro (1999) quienes estudiaron el Miembro Los Catutos de la Formación Vaca Muerta en la zona de Zapala y el trabajo realizado por Ballent *et al.* (2004) sobre la base de información de subsuelo en el sector oriental de la cuenca. En los últimos años, nueva información ha sido publicada, incluyendo los trabajos de Bown y Concheyro (2004) para el Cretácico inferior, y Concheyro *et al.*

(2006, 2009) para el Tithoniano de la sección del arroyo Loncoche, además de Lescano y Concheyro (2009) y Lescano y Kietzmann (2010), quienes estudiaron la fauna de nanofósiles calcáreos en el sector suroccidental de la cuenca, para lo que analizaron tanto la Formación Vaca Muerta como la Formación Agrio. Asimismo, Vennari *et al.* (2014) estudiaron numerosos niveles de la parte superior de la Zona de *S. koeneni* y la parte inferior de la Zona de *A. noduliferum* en la localidad de Las Loicas, mientras que Vennari *et al.* (2017) presentaron los resultados obtenidos de las secciones Yesera del Tromen y Sierra de la Cara Cura, aunque aún los eventos reconocidos por estos autores no muestran consistencia regional.

Recientemente Kietzmann (2017), Ivanova y Kietzmann (2017), Ruffo Rey *et al.* (2018) estudiaron las asociaciones de calciesferas (quistes de dinoflagelados calcáreos) de la Formación Vaca Muerta en tres secciones del sur de Mendoza y una sección del centro-sur de Neuquén. Asimismo, estudios recientes sobre calpionélidos, considerados actualmente de gran importancia para la realización de correlaciones a nivel regional y mundial fueron estudiados por Fernández Carmona y Riccardi (1998, 1999), Fernández Carmona *et al.* (1996), Kietzmann (2017), López Martínez *et al.* (2017). Un estudio regional de este grupo de microfósiles fue publicado recientemente por Kietzmann *et al.* (2021b) sobre la base de la integración de distintas secciones aflorantes en el sur de Mendoza y norte de Neuquén, así como varios pozos exploratorios de bloques cercanos (El Trapial y Narambuena).

2.5 Localidades de estudio

En esta tesis doctoral se estudiaron y muestraron detalladamente cuatro secciones estratigráficas de la Formación Vaca Muerta: Los Catutos y Arroyo Covunco en el centro sur de la provincia de Neuquén, Puerta Curaco en el norte de esta provincia, y por último la sección Cuesta del Chihuido en el sur de la provincia de Mendoza (Fig 2.6).

2.5.1 Área de Los Catutos

Antecedentes

En la región de Los Catutos, se estudiaron las secciones Los Catutos y Arroyo Covunco, localizadas a 20 km de la ciudad de Zapala (Fig. 2.6, 2.7). La Formación Vaca Muerta se apoya paraconcordantemente sobre la Formación Tordillo, mientras que el límite superior es transicional con la Formación Picún Leufu.

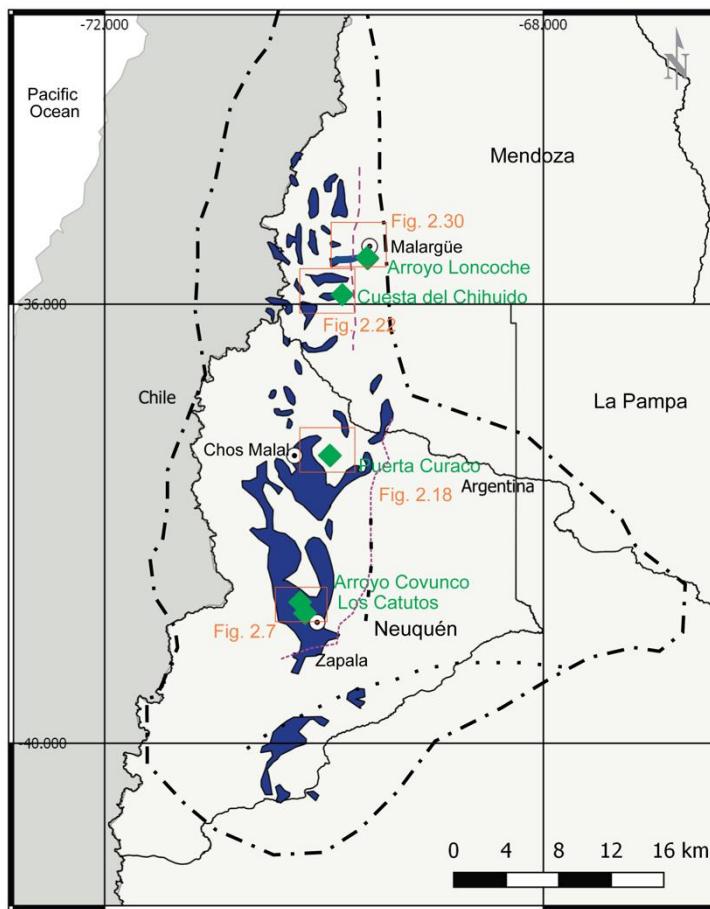


Fig. 2.6: Mapa de localización de las secciones estudiadas. Secciones elaboradas en esta tesis y sección complementaria de Arroyo Loncoche (Iglesia Llanos *et al.* 2017). En azul se representan los afloramientos del Grupo Mendoza según Leanza *et al.* (1977).

El área de los Catutos forma parte del sector sur de la sierra de la Vaca Muerta, que se extiende aproximadamente 35 km hacia el norte (Figs. 2.6, 2.7 1a y 1b). La disposición general de la estratificación es NNO-SSE con inclinación hacia el NE. Las actitudes medidas en las secciones varían desde

270° hasta los 345° de azimut, con inclinaciones desde 22 a 48° hacia el NE. La zona presenta un anticlinal fallado y evidencias de deformación sinsedimentaria que serán desarrolladas más adelante (ver Capítulo 5). En la zona de estudio se pueden distinguir afloramientos pertenecientes a los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Fig. 2.7).

La primera descripción de la zona fue elaborada por Weaver (1931) quien describió pelitas y areniscas calcáreas con areniscas y calizas subordinadas y pelitas grises y negras junto con pelitas calcáreas y calizas masivas por encima.

Scasso *et al.* (2002, 2005) analizaron la petrología y la geoquímica del Miembro Los Catutos en la Cantera de Los Catutos, mientras que Kietzmann *et al.* (2014b), a través de un estudio sedimentológico, en el que se incluyen las secciones de esta tesis, interpretaron al Miembro Inferior como un sistema de plataforma mixta y al Miembro Los Catutos como un sistema de rampa carbonática de baja energía.

La identificación de amonites en el área de estudio fue realizada por Leanza y Hugo (1977) y posteriormente revisada y actualizada por Leanza y Zeiss (1990, 1992, 1994) y Zeiss y Leanza (2008, 2010). Estos autores asignaron el Miembro Inferior y el Miembro Los Catutos al Tithoniano inferior alto - superior bajo (Zonas de *Virgatosphinctes andensis* a *Windhauseniceras internispinosum*) y le asignaron Miembro Inferior 80 m de espesor, al Miembro Los Catutos 70 m de espesor y al Miembro Superior 60 m de espesor.

Scasso y Concheyro (1999) estudiaron las asociaciones de nanofósiles calcáreos en las margas y calizas en la localidad de Los Catutos. Por medio de este, los autores confirmaron la edad tithoniana media tardía del Miembro Los Catutos.

En la sección Arroyo Covunco, Parent *et al.* (2007, 2013) estudiaron los amonites y a partir del estudio estratigráfico de las secciones Cerrito Caracoles y Portada Covunco. Los autores propusieron dos miembros para la Formación Vaca Muerta: Portada Covunco y Pichi Moncol, equivalentes a los Miembros Inferior y Superior de Leanza y Zeiss (1990).

La sección Arroyo Covunco abarca desde la zona de amonites de *Virgatosphinctes andensis* hasta la zona de *Corongoceras alternans*, asignándole una edad Tithoniano temprano a tardío temprano (Leanza y Zeiss

1992; Zeiss y Leanza, 2008, 2010; Riccardi 2015). Recientemente, Ruffo Rey *et al.* (2018) llevaron adelante un estudio bioestratigráfico de las calciesferas de la Formación Vaca Muerta en la sección. Estos autores identificaron 4 zonas de calciesferas en los Miembros Inferior y Los Catutos y a partir de la distribución estratigráfica de las 8 especies identificadas reconocieron tres bioeventos de importancia global.

Por otro lado, el Miembro Los Catutos, pose una interesante asociación de reptiles y peces reconocidas en la sección Los Catutos (Cione *et al.* 1987; Gasparini *et al.* 1987; Gouiric-Cavalli y Cione 2015; Gasparini *et al.* 2015).

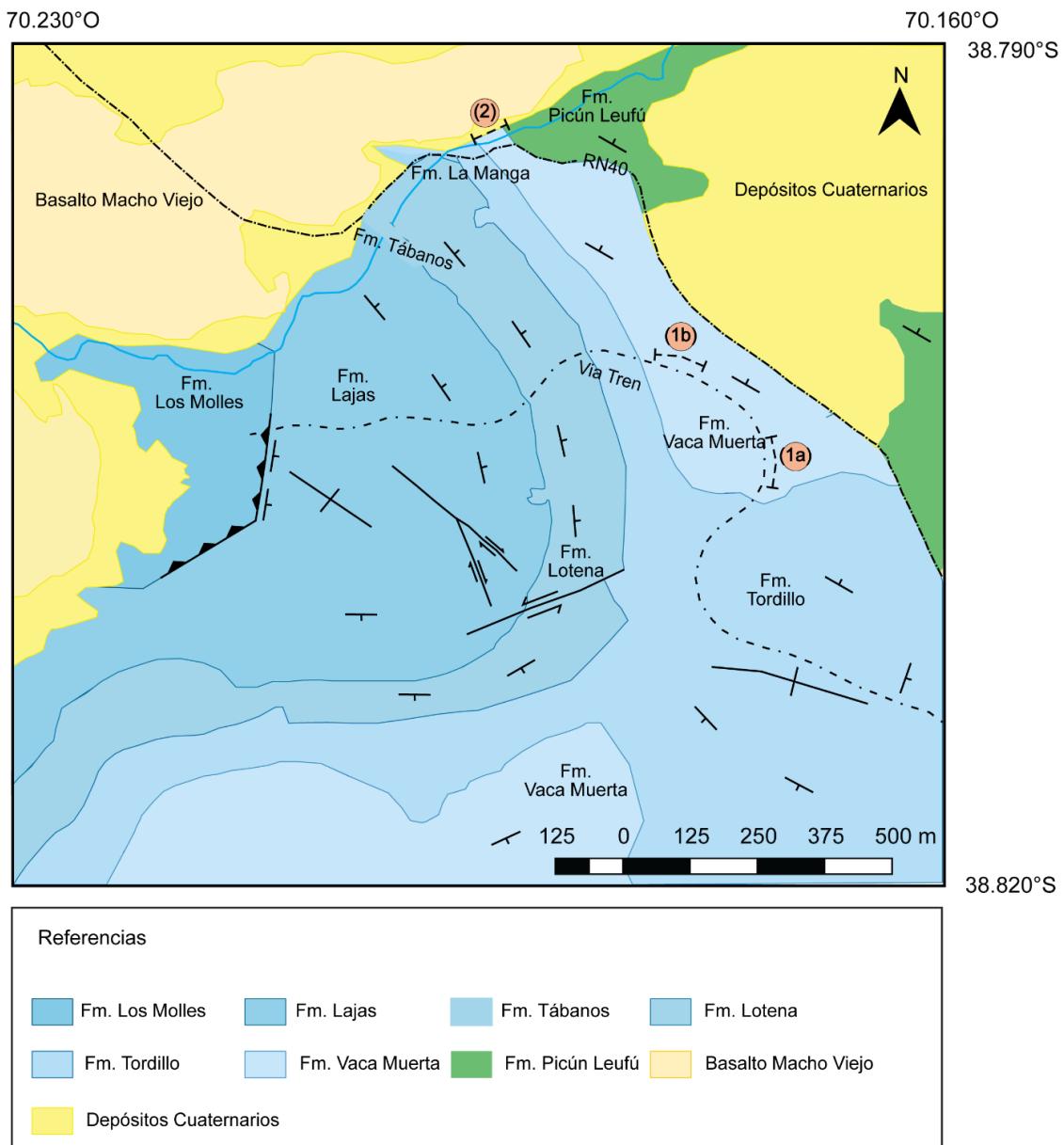


Fig. 2.7: Mapa geológico del área de estudio, ubicación de las secciones estudiadas: (1) Cantera El Ministerio, sección Los Catutos y (2) sección Arroyo Covuncu.

Sección Arroyo Covunco

Ubicación y Descripción

La sección del Arroyo Covunco (AC) aflora a en la margen sur del arroyo Covunco, el cual se dispone de manera paralela a la Ruta Nacional Nº40 (Fig. 2.7).

Posee c. 140 m de espesor de una sucesión continua de la Formación Vaca Muerta. Abarca los Miembros Inferior, Los Catutos y Superior definidos por Leanza y Zeiss (1990) y su parte superior se encuentra cubierta. Sobre las areniscas fluviales de la Formación Tordillo yace el Miembro Inferior compuesto predominantemente por una intercalación de pelitas grises y margas laminadas, y de manera subordinada, posee algunos bancos de calizas (Fig. 2.8, 2.9C, D, 2.11A, B). Ocasionalmente, los bancos de pelitas poseen concreciones carbonáticas, formadas durante la diagénesis temprana (Kietzmann *et al.* 2014b). Presenta un espesor aproximado de 40 m de los cuales unos 5 m están cubiertos cerca de la base.

El Miembro Los Catutos consiste en una intercalación de margas laminadas poco calcáreas y calizas, y posee un espesor aproximado de 60 m (Fig. 2.8A, 2.9B, 2.11C). El contenido fósil en la sección es escaso, pero se pueden distinguir de manera dispersa fragmentos de ostras y amonites.

Por último, el Miembro Superior está compuesto mayormente por margas laminadas y hacia el final del perfil predominan las pelitas grises a castañas. Asimismo, se pueden distinguir una serie de diques clásticos de tonalidades castaño oscuro a anaranjado (Fig. 2.8A, 2.10C, 2.11C).

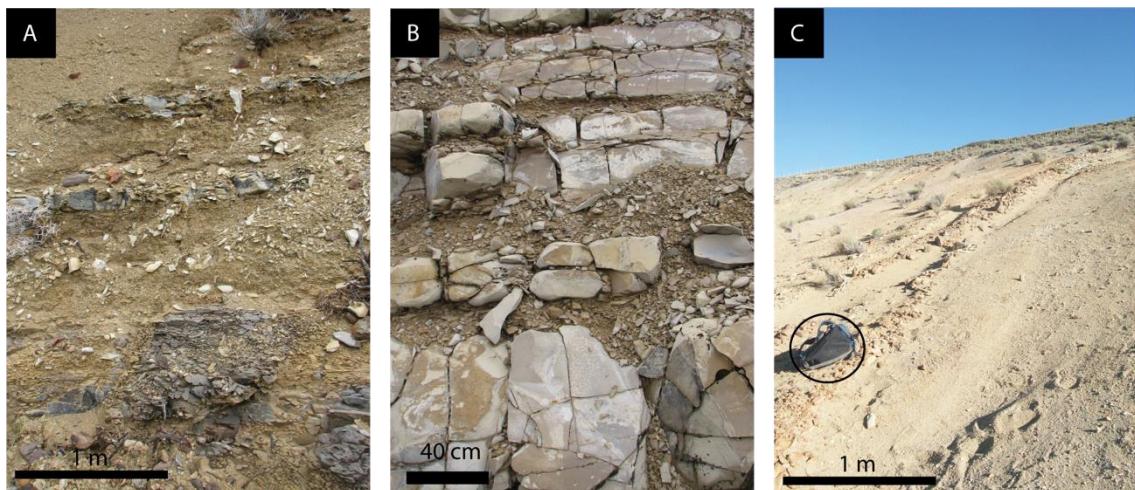


Fig. 2.8: A) Intercalación de pelitas grises y margas de tonalidades castañas en el Miembro Inferior. B) Intercalación de calizas grises y margas laminadas en el Miembro Inferior. C) Vista general de los diques clásticos en el Miembro Superior de la Formación Vaca Muerta.



Fig. 2.9: Sección Arroyo Covunco. A) Vista general de los Miembros Los Catutos y Superior. B) Vista general del Miembro Los Catutos.



Fig. 2.10: A) Margas laminadas de tonalidades castañas anaranjadas. B) Calizas de tonalidades grises intercaladas con bancos de pelitas en el Miembro Los Catutos. Referencias: *Mrh*: margas laminadas y *Wh*: wackestones laminados.

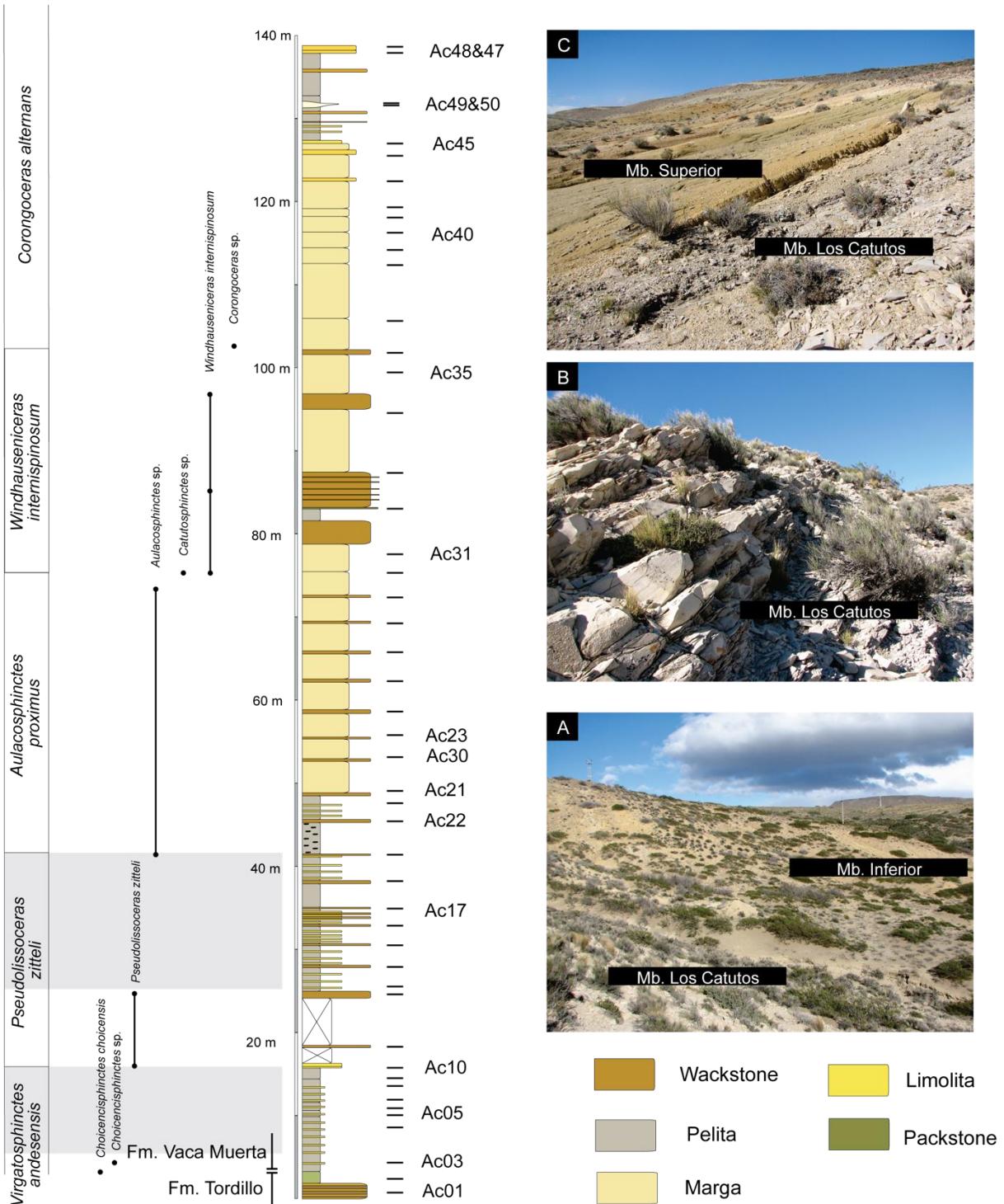


Fig. 2.11: Sección Arroyo Covunco (AC). De izquierda a derecha, distribución de zonas de ammonites (en gris se indican los intervalos de incertidumbre), perfil litológico y localización de sitios paleomagnéticos. A) Contacto entre los Miembros Inferior y Los Catutos en la localidad de muestreo; B) Miembro los Catutos; C) Contacto entre los Miembros Los Catutos y Superior.

Muestreo

Se obtuvieron 50 sitios paleomagnéticos con un distanciamiento medio de entre 2 a 3 m (Fig. 2.11). Se muestreó desde el contacto de la Formación Tordillo (sitios 1 y 2) con la Formación Vaca Muerta, hasta el Miembro Superior de la Formación Vaca Muerta. Desde las Zonas de *Virgatosphinctes andesensis* hasta *Corongoceras alternans*.

Sección Los Catutos

Ubicación

La sección Los Catutos (LC) se encuentra a 3 km al sur de la sección Arroyo Covunco (AC), en la cantera El Ministerio (Figs. 2.6, 2.7). Se encuentra al borde de la antigua vía del tren Trasandino que atraviesa la Cantera El Ministerio (Figs. 2.7, 2.12, 2.17). Se ubica a c. 20 km de la ciudad de Zapala y se accede a través de la Ruta Nacional Nº 40. El perfil estudiado se levantó en dos tramos aflorantes, uno al norte (12,71 m de espesor) y otro al sur (77,67 m de espesor) (Figs. 2.7, 2.12).

Descripción

La sección Los Catutos (LC) posee un espesor de 90 m que abarcan desde el contacto entre el Miembro Inferior de la Formación Vaca Muerta con las facies fluviales de la Formación Tordillo, hasta el techo del Miembro Los Catutos.

El Miembro inferior (Fig. 2.13), está compuesto por pelitas grises a negras laminadas dispuestas en bancos tabulares de 4 a 40 cm de espesor lateralmente continuos, y margas con laminación horizontal pobremente definida, con concreciones calcáreas y nódulos en su base. En menor medida se pueden distinguir algunos bancos de areniscas con laminación horizontal y masivas de espesor entre 2 y 4 m, las cuales pueden aparecer mostrando contactos erosivos y tobas masivas. Se encuentra cubierto de manera

concordante por el Miembro Los Catutos (Fig. 2.13A, 2.14B). Este está compuesto por una alternancia rítmica de margas laminadas y calizas, con escasas intercalaciones de pelitas grises laminadas (Fig. 2.13, 2.15A). Las calizas laminadas, corresponden a *wackestones* y *packstones* peloidales, en algunos casos poseen laminación entrecruzada, son grises a castaño claro y poseen espesores de 8 a 90 m (Fig. 2.13B). Los bancos son tabulares, lateralmente continuos y con contactos netos a transicionales. Las margas poseen laminación horizontal mal definida, lo que les otorga un aspecto hojoso característico, son de colores gris oscuro a castaño claro y se encuentran en arreglos tabulares de hasta 65 cm de espesor (Fig. 2.15B).

Muestreo

El perfil aflora en dos tramos, uno al norte (12,71 m de espesor) y otro al sur (77,67 m de espesor) (Figs. 2.12, 2.17), de modo que la sección levantada comprende desde el contacto Formación Tordillo - Formación Vaca Muerta hasta el techo del Miembro Los Catutos. Se obtuvieron 35 sitios paleomagnéticos seleccionados con una equidistancia entre 0,6 y 2,3 m, con un espaciamiento promedio entre sitios de 1,45 m (Fig. 2.17). A su vez, se muestreo la susceptibilidad magnética en afloramiento banco a banco para estudios de magnetismo de rocas y cicloestratigrafía de magnetismo de rocas.

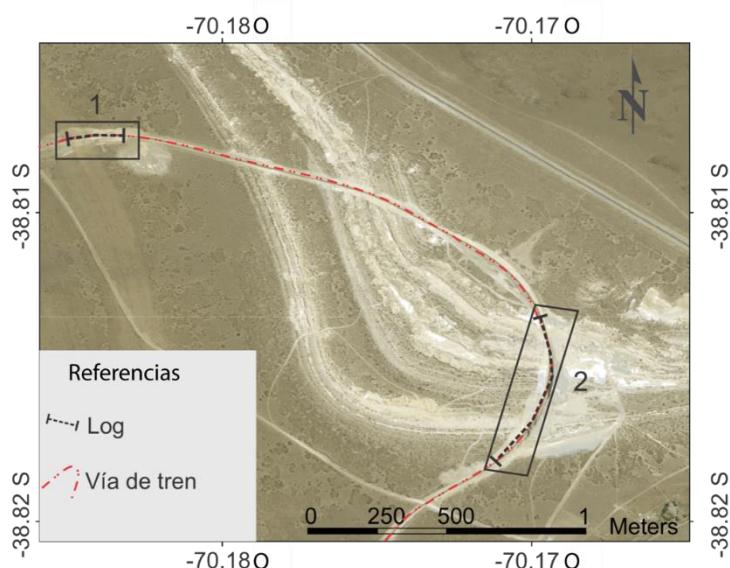


Fig. 2.12: Imagen satelital de los tramos muestreados.

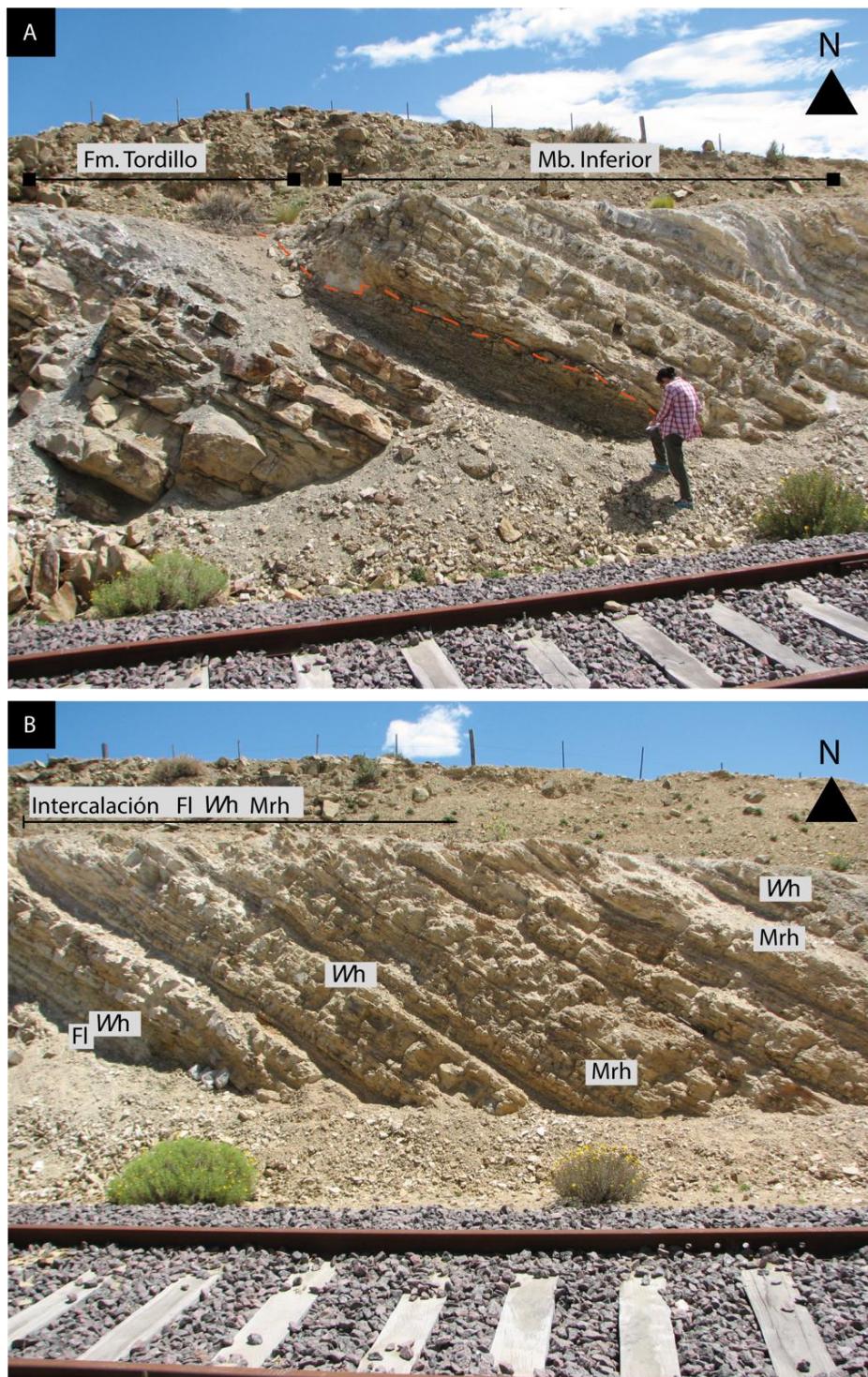


Fig. 2.13: Tramo inferior de la sección Los Catutos. A) En naranja, contacto entre las areniscas fluviales de la Formación Tordillo y el Miembro Inferior de la Formación Vaca Muerta, caracterizado por pelitas, margas laminadas, arenas y tobas. B) Vista frontal del Miembro

Inferior, intercalación de margas y pelitas laminadas y de manera subordinada areniscas, calizas y tobas.

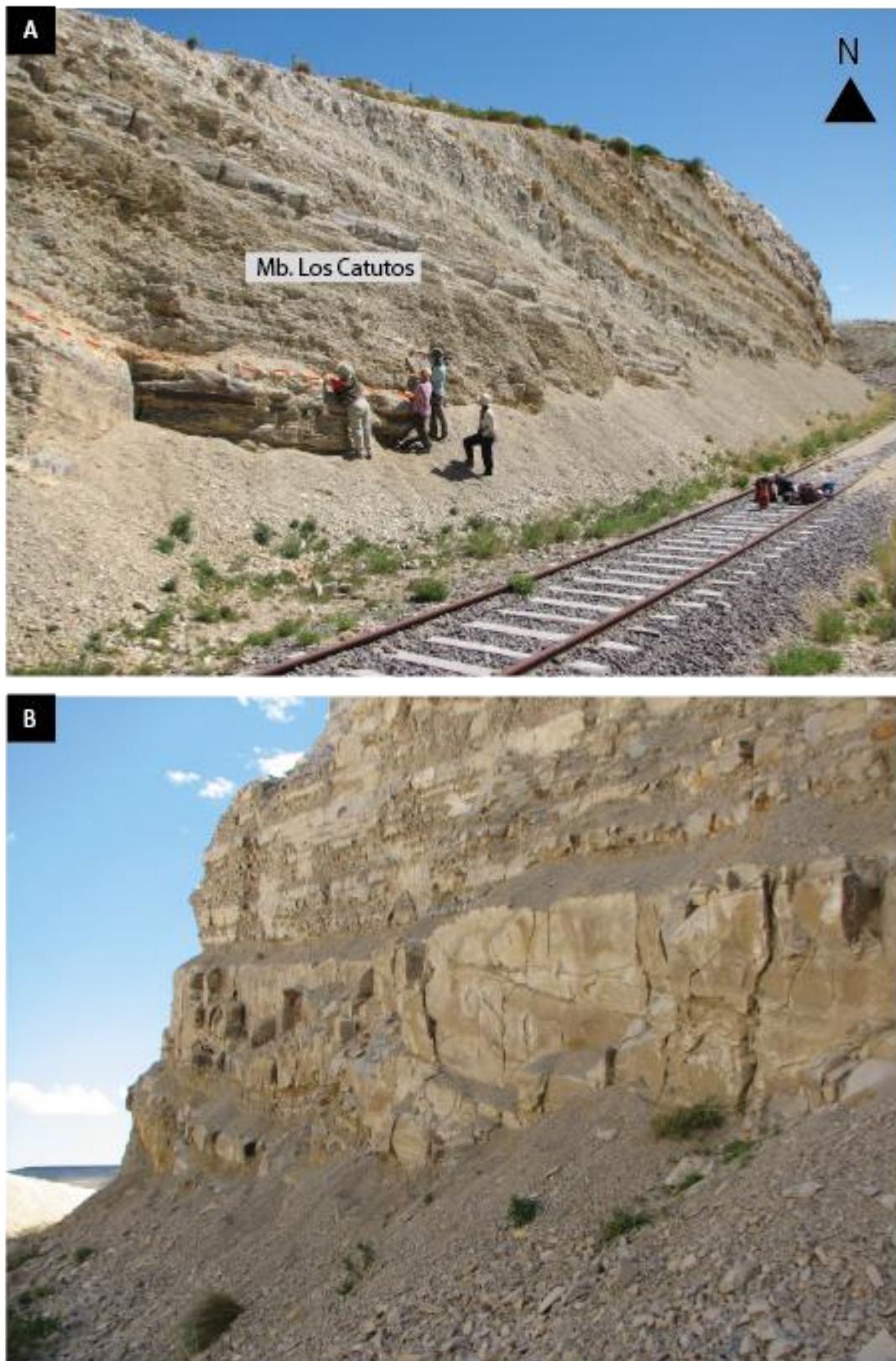


Fig. 2.14: Parte superior de la sección Los Catutos. A) Vista del Miembro Inferior. En naranja se observa el contacto erosivo que marca un límite de secuencia interno en el Miembro Inferior, el cual está caracterizado por una arenisca masiva (Sm). B) Calizas del Miembro Los Catutos.

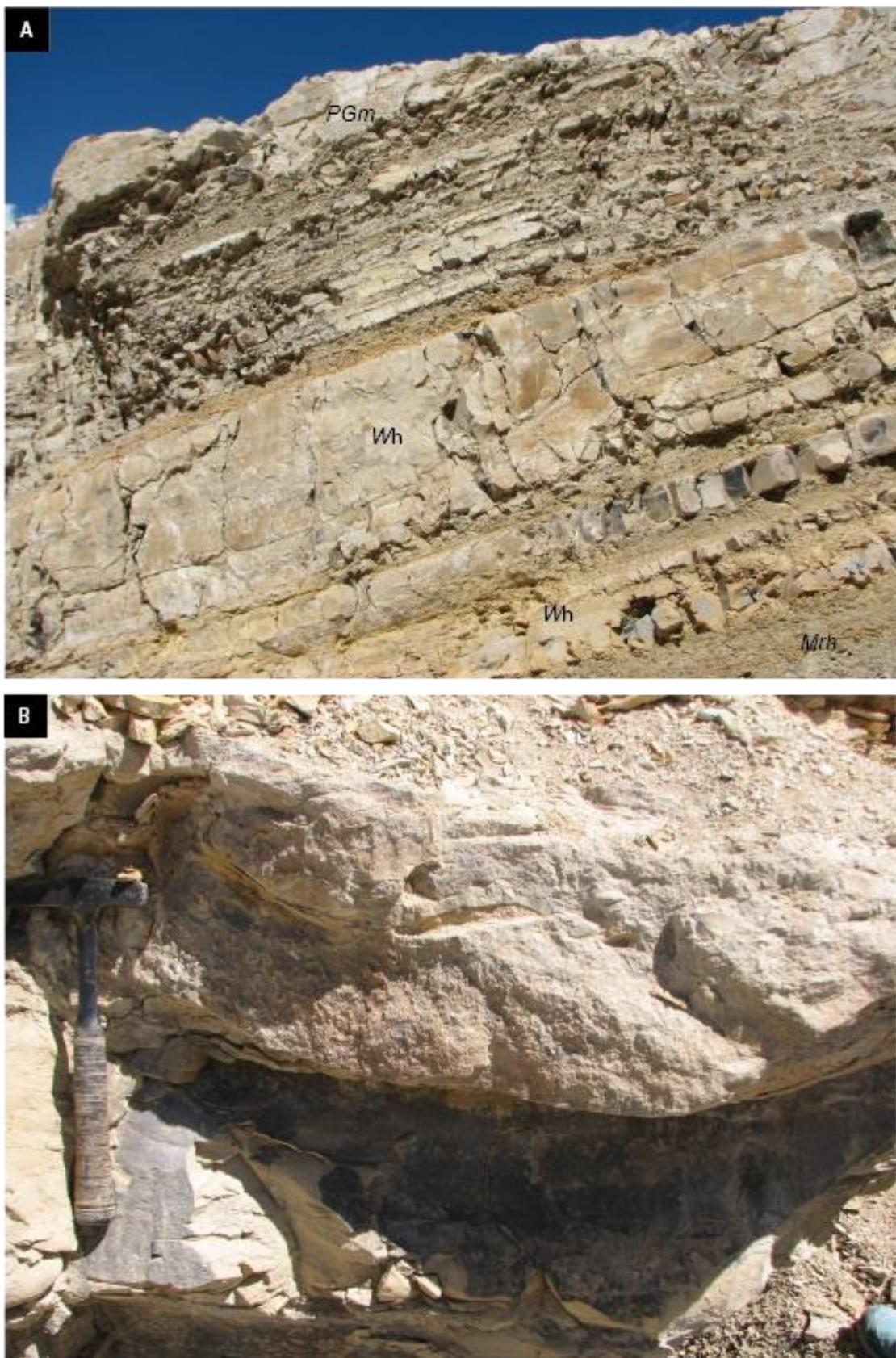


Fig. 2.15: A) Intercalación de calizas (*wackestones* - *Wh*) y margas (*Mrh*) en el Miembro Los Catutos. B) Base erosiva de la arenisca masiva (*Sm*) en el Miembro Inferior. Referencias: *Wh*: *wackestone* laminado; *PGm*: *Packstone/grainstone* masivo.



Fig. 2.16: A) Intercalación de pelitas laminadas (Fl) y calizas (wackestones) (Wh) del Miembro Inferior. B) Margas laminadas (Mrh) con aspecto hojoso en el Miembro Los Catutos.

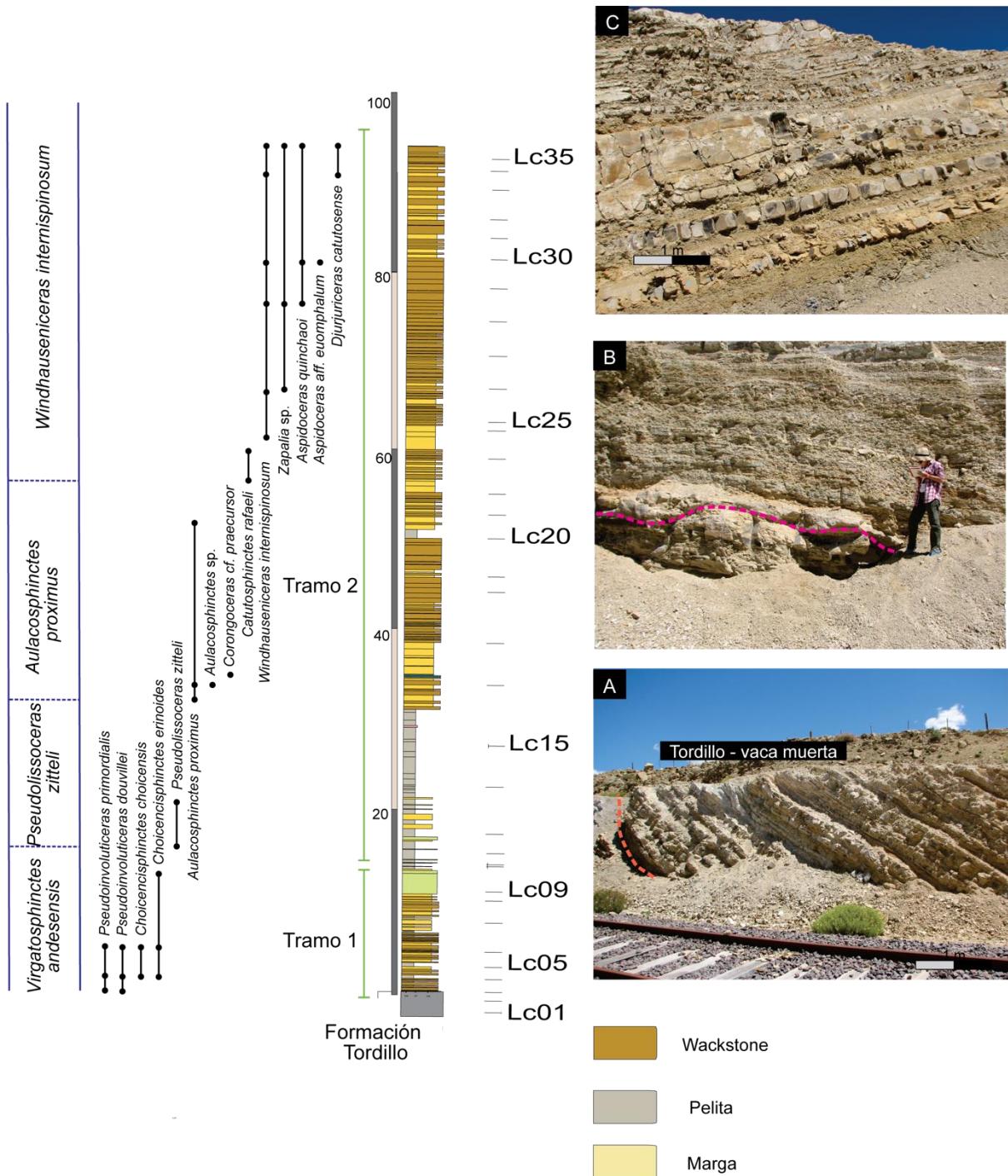


Fig. 2.17: Sección Los Catutos (LC). De izquierda a derecha, distribución de zonas andinas de amonites, perfil litológico y localización de sitios paleomagnéticos. A) Contacto entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta (Mb. Inferior) en naranja; B) Zona superior del Mb. Inferior contacto con arenas masivas; C) Mb. Los Catutos en el sector superior de la sección. En verde:

Tramo 1 del perfil, base de la sección estudiada, contacto Tordillo - Vaca Muerta y tramo 2 del perfil Mb. Inferior y Mb. Los Catutos.

2.5.2 Yesera del Tromen

Sección Puerta Curaco

Ubicación y estructura

La zona de estudio se encuentra localizada en el área de la Yesera del Tromen (Fig. 2.6, 2.18), en las cercanías de la laguna Auquincó, a 30 km hacia el este de la localidad de Chos Malal, provincia de Neuquén. Desde la localidad de Chos Malal, se accede por medio de la Ruta Nacional N°40 hasta conectar con la ruta provincial N°7.

El área de estudio forma parte de la faja plegada y corrida de Chos Malal (Folguera *et al.* 2011). Posee características de deformación de piel gruesa, donde el basamento pre-jurásico se ve involucrado en la deformación (Sánchez *et al.* 2014).

La sección estudiada está desarrollada sobre el anticinal de la Yesera (Kozlowski *et al.* 1997), el cual involucra al basamento que es levantado por corrimientos de vergencia oriental y que son cubiertos por coladas basálticas del volcán Tromen, al oeste (Guzmán *et al.* 2011). Estas estructuras anticlinales se ubican dentro de lo que Manceda y Figueroa (1995) denominaron el segmento central de la faja plegada y corrida andina. Los estratos de la zona estudiada presentan vergencia NNO e inclinaciones hacia el NO.

Antecedentes

La sección fue estudiada por primera vez por Weaver (1931), quien describió c. 500 m de pelitas grises y negras en los tramos basales con pelitas calcáreas grises intercaladas y bancos masivos de calizas por encima. Posteriormente, Leanza y Hugo (1977) revisaron la fauna de amonites,

asignándole una edad Tithoniano temprana – Valanginiano temprana, información que luego fue utilizada por Mitchum y Uliana (1985) en su estudio estratigráfico secuencial. Estos autores caracterizaron a los depósitos de la Formación Vaca Muerta como depósitos como margas y pelitas de plataforma baja y cuenca cubiertos por pelitas y carbonatos de rampa externa y talud/cuenca de la Formación Quintuco.

Recientemente, se han llevado a cabo estudios sedimentológicos y estratigráficos en la sección Puerta Curaco de la Formación Vaca Muerta por Kietzmann *et al.* (2016a, b; 2018a), quienes identificaron 5 secuencias depositacionales (CS) y 15 secuencias de alto orden (HFS). A su vez, Capelli *et al.* (2018) realizaron un estudio mineralógico y geoquímico del sistema Vaca Muerta – Quintuco en esta sección, en la cual dividieron a la Formación Quintuco en dos miembros.

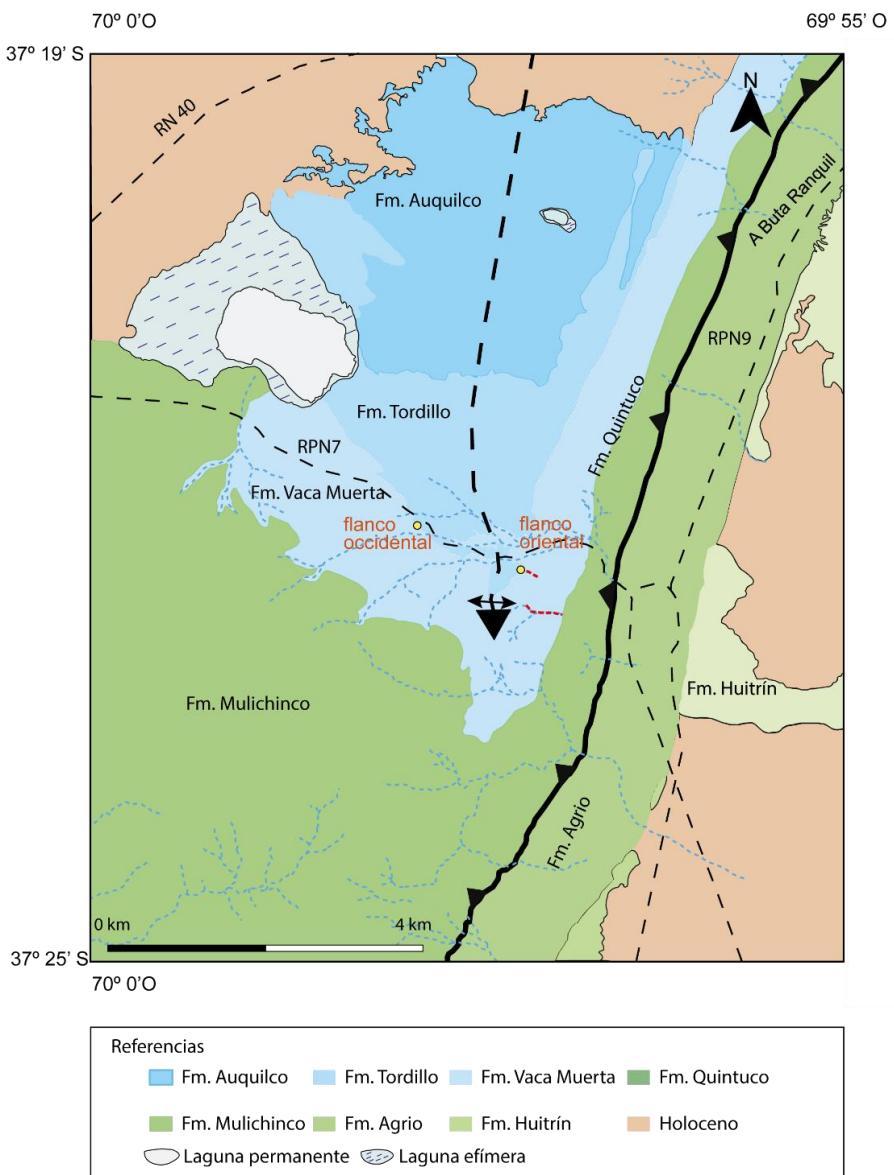


Fig. 2.18: Mapa geológico del área de estudio, ubicación de la sección Puerta Curaco, línea punteada roja. Los círculos amarillos indican los sitios 3 y 67 a ambos lados del anticlinal.

Descripción

La Formación Vaca Muerta en la sección Puerta Curaco consiste en una alternancia de litologías epiclásticas, carbonáticas y piroclásticas que constituyen un perfil de c. 340 m y se extiende hasta el pasaje a la Formación Quintuco, determinado por la aparición de pelitas verdosas con intercalaciones dolomíticas (Kietzmann *et al.* 2016a), que Capelli *et al.* (2018) denominaron Miembro Puesto Barros.

El perfil se caracteriza principalmente por una alternancia rítmica entre calizas (*packstones* intraclásticos laminados) y margas poco calcáreas junto con una alternancia entre margas poco calcáreas y margas calcáreas (Fig. 2.19B). La base de la Formación Vaca Muerta está caracterizada por un nivel microbiano que suprayace a los depósitos lacustres de la Formación Tordillo, caracterizados por una la alternancia entre pelitas laminadas de tonalidades grises y areniscas (Fig. 2.19A, 2.22A). Las margas calcáreas y menos calcáreas presentan tonalidades grises oscuras a negras con espesores de 2 cm hasta 3 m y dispuestas en bancos tabulares y contactos netos (Fig. 2.19B, 2.20A). Ocasionalmente, presentan concreciones subesféricas intercaladas (Fig. 2.20). Las calizas de tonalidad gris oscuras y espesores de 10 a 20 cm se presentan en bancos tabulares con bases netas y planas (Fig. 2.11B, 2.20A). Están formados por clastos micríticos de tamaño arena fina a mediana, bien seleccionados, subangulares a angulares, que corresponden a intraclastos de *wackestones radiolaríticos* o *microbialitas*. Los fósiles que se encuentran entre las láminas están llenos por pellets y distribuidos caóticamente o paralelos a la estratificación.

Además, la sección presenta capas de tobas masivas grises reemplazados por carbonato de calcio y dispuestas en bancos tabulares de contactos netos y planos, de espesores de 2 a 15 cm. Poseen trizas vítreas y fragmentos pumíceos.

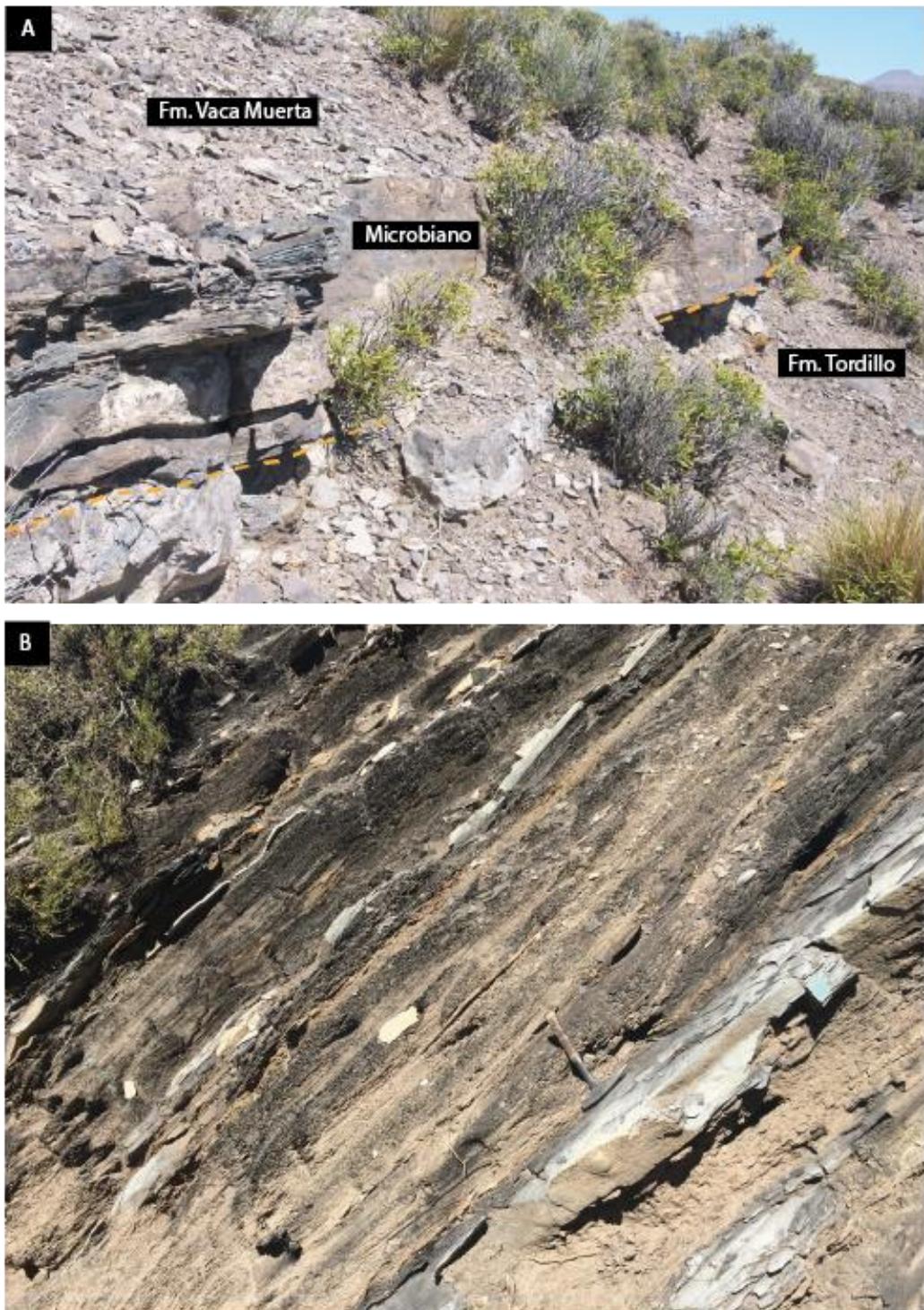


Fig. 2.19: A) Nivel de caliza de origen microbiano en la base de la Formación Vaca Muerta, que determina el pasaje entre las facies continentales de Tordillo y Vaca Muerta. B) Margas y calizas (*packstones*) de la parte media superior del perfil.



Fig. 2.20: A) Intercalación de margas con mayor y menor contenido de carbonato de calcio sector inferior del perfil. B) Ejemplo de concreción desarrollada a c. 200 m de la base del perfil.

Por último, de manera subordinada, se encuentran bancos de *wackestones* laminados tabulares, con contactos netos y planos, espesores de 7 a 45 cm y color gris claro. Contienen bivalvos, gastrópodos y amonites (Fig. 2.19B). En algunos casos, presentan bioturbación (galerías de crustáceos).

Bioestratigrafía

Leanza y Hugo (1977) identificaron los amonites en el área de estudio y le asignaron a la sucesión una edad tithoniana temprana- valanginiana temprana, abarcando desde la zona de amonites de *Virgatosphinctes andensis* y hasta la zona de *Neocomites wichmanni*, las que fueron denominadas con letras desde la A hasta la I, lo que dio origen a la nomenclatura de secuencias depositacionales de Mitchum y Uliana (1985)

Recientemente, Ivanova *et al.* (2019), estudiaron microfósiles en la sección tales como calpionélidos y calciesferas, y establecieron las zonas de dinoquistes calcáreos de *C. tithonica*, *P. malmica*, *C. tenuis*, *C. fortis*, *S. proxima*, *S. wanneri*, *C. conferta* y *C. valanginiana* junto con tres zonas de calpionéllidos, *Chitinoidella*, *Crassicollaria* y *Calpionella*. Como mencionan los autores, estas zonas reconocidas resultaron consistentes con las biozonas definidas por Kietzmann (2017) e Ivanova y Kietzmann (2017) en el sur de Mendoza. Además, los resultados obtenidos a partir del estudio de calciesferas indicarían una extensión de la sección hasta el Valanginiano temprano, consistente con lo obtenido a partir del estudio de amonites.

Muestreo

En esta sección de c. 340 m de espesor se obtuvieron 61 sitios paleomagnéticos con una equidistancia entre de 1,5 m en la base del perfil, 3 m en el sector medio y 7,5 m hacia el sector superior (Fig. 2.21). A su vez, para el estudio de cicloestratigrafía se midió la susceptibilidad magnética banco a banco y se muestrearon esos mismos bancos en una porción de aproximadamente 50 metros del perfil, hacia su sector superior. Se obtuvieron en total 261 muestras, recuadro verde en la figura 2.21.

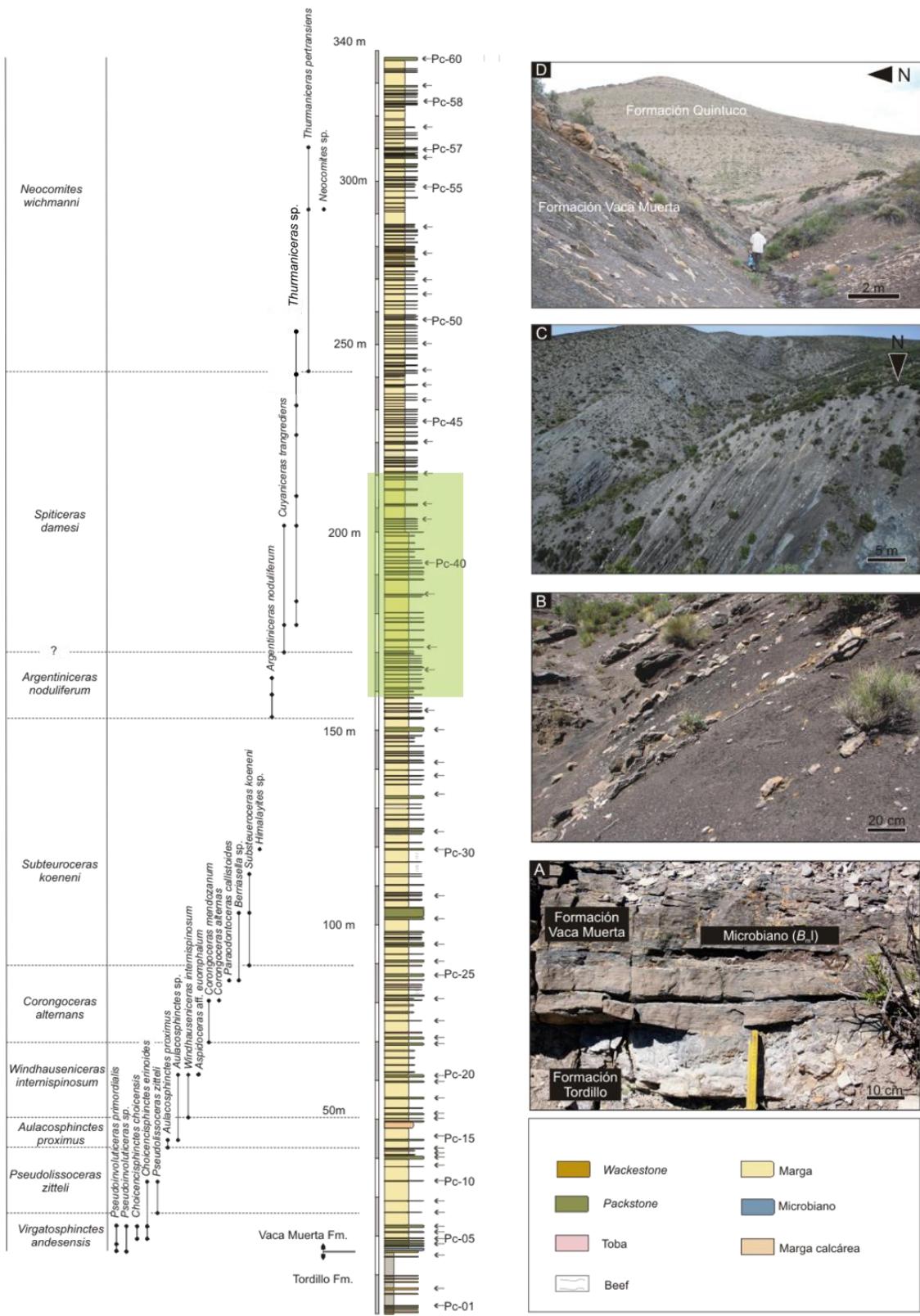


Fig. 2.21: Sección Puerta Curaco (PC). De izquierda a derecha, distribución de zonas de ammonites, perfil litológico, localización de sitios paleomagnéticos y fotos de afloramiento. A) Contacto entre las Fms Tordillo y Vaca Muerta, con el característico microbiano basal. B) Margas de la Fm. Vaca Muerta en facies de rampa externa a cuenca. C) Intercalación de

margas y calizas en facies de rampa externa proximal a rampa distal. D) Afloramiento de las Formación Vaca Muerta y Quintuco. En verde tramo muestreado para cicloestratigrafía.

2.5.3 Anticinal de Malargüe

Antecedentes

Las secciones estudiadas en el sur de Mendoza se encuentran en el área del anticinal de Malargüe (Fig. 2.22). Esta es parte de la deformación andina y forma parte de la faja plegada y corrida de Malargüe. Esta estructura se habría formado como resultado de la inversión del rift Mesozoico durante distintos episodios compresivos durante el Cenozoico (e.g. Manceda y Figueroa 1995; Giambiagi *et al.* 2009).

En esta área se estudiaron dos secciones estratigráficas ubicadas en el arroyo Loncoche y la Cuesta del Chihuido. En la sección Arroyo Loncoche se puede observar el eje de un anticinal y la vergencia general de los bancos es rumbo NNO-SSE e inclinaciones hacia el Oeste (Fig. 2.30). Además, el área de estudio está atravesada por una serie de lineamientos y otros pliegues anticlinales (Llambias *et al.* 2005; Kietzmann *et al.* 2008). En el área de sección Cuesta del Chihuido se puede observar el eje de un gran anticinal y una serie de corrimientos pertenecientes a la faja plegada y corrida (Fig. 2.22).

Si bien esta zona fue ampliamente estudiada por geólogos de YPF en la década de los 80s, sus resultados fueron publicados como informes inéditos y contribuciones en congresos (e.g. Mombru *et al.* 1978; Legarreta y Kozlowski 1981; Legarreta *et al.* 1981), donde estos autores definieron facies y un esquema estratigráfico para el Grupo Mendoza.

La sedimentología y estratigrafía de la sección ha sido estudiada por Kietzmann y Palma (2009a), quienes definieron taifofacies y biofacies, y Kietzmann *et al.* (2014a), quienes interpretaron a la unidad como una progradación hacia el oeste de una rampa homoclinal localizada en el margen oriental de la cuenca. Reconocieron 5 secuencias depositacionales, las cuales muestran una tendencia regresiva. A su vez, esta sección forma parte del estudio cicloestratigráfico llevado a cabo por Kietzmann *et al.* (2015) sobre varias secciones en el sur de Mendoza.

La Formación Chachao, presente al tope del perfil, fue estudiada en la zona por Palma (1996) y Palma y Lo Forte (1998) entre otros.

Por otro lado, Gomez Decal (2018) y Gomez Decal *et al.* (2019) realizaron un estudio de los isótopos y las tierras raras de la sección con el objetivo de conocer como varía la composición geoquímica de las aguas con la profundidad. Para esto se estudiaron ostras acumuladas en ambientes marinos de rampa externa proximal a rampa media proximal.

Sección Cuesta del Chihuido

Ubicación

La sección Cuesta del Chihuido (CH) se encuentra en el extremo sur del anticlinal de Malargüe (Fig. 2.22), a 32 km hacia el sur de la ciudad de Malargüe (Fig. 2.22). Se accede a través de la Ruta Nacional N° 40 desde Malargüe rumbo a Neuquén y se localiza al costado de la ruta.

Descripción

La Formación Vaca Muerta en la sección Cuesta del Chihuido presenta un espesor de 180 m y se dispone de manera concordante con las facies continentales de la Formación Tordillo. Para este trabajo se levantó un perfil de 140 m, el cual no incluye al contacto entre la Formación Vaca Muerta y la Formación Tordillo. A su vez, pasa de manera transicional a los depósitos de la Formación Chachao.

El primer tramo del perfil en la Cuesta del Chihuido está compuesto por una alternancia entre margas laminadas calcáreas y margas laminadas con menor contenido de carbonato de calcio. Estas presentan tonalidades grises oscuro a negras, bancos con geometrías tabulares y contactos netos, y en algunos casos se pueden ver concreciones intercaladas (Fig. 2.23, 2.25A). Luego, se pueden observar bancos tabulares de calizas (*wackestones* masivos y laminados), de tonalidades grises y de manera subordinada pelitas laminadas grises (Fig. 2.25B, 2.26).

A lo largo de todo el perfil la Formación Vaca Muerta se encuentra intruida por una serie de filones de distintas características. Apenas a unos 5 metros de la base del perfil relevado se distingue un intrusivo de gran tamaño, el cual alcanza unos 4 m de espesor y presenta tonalidades rojizas a castañas (Fig. 2.23).

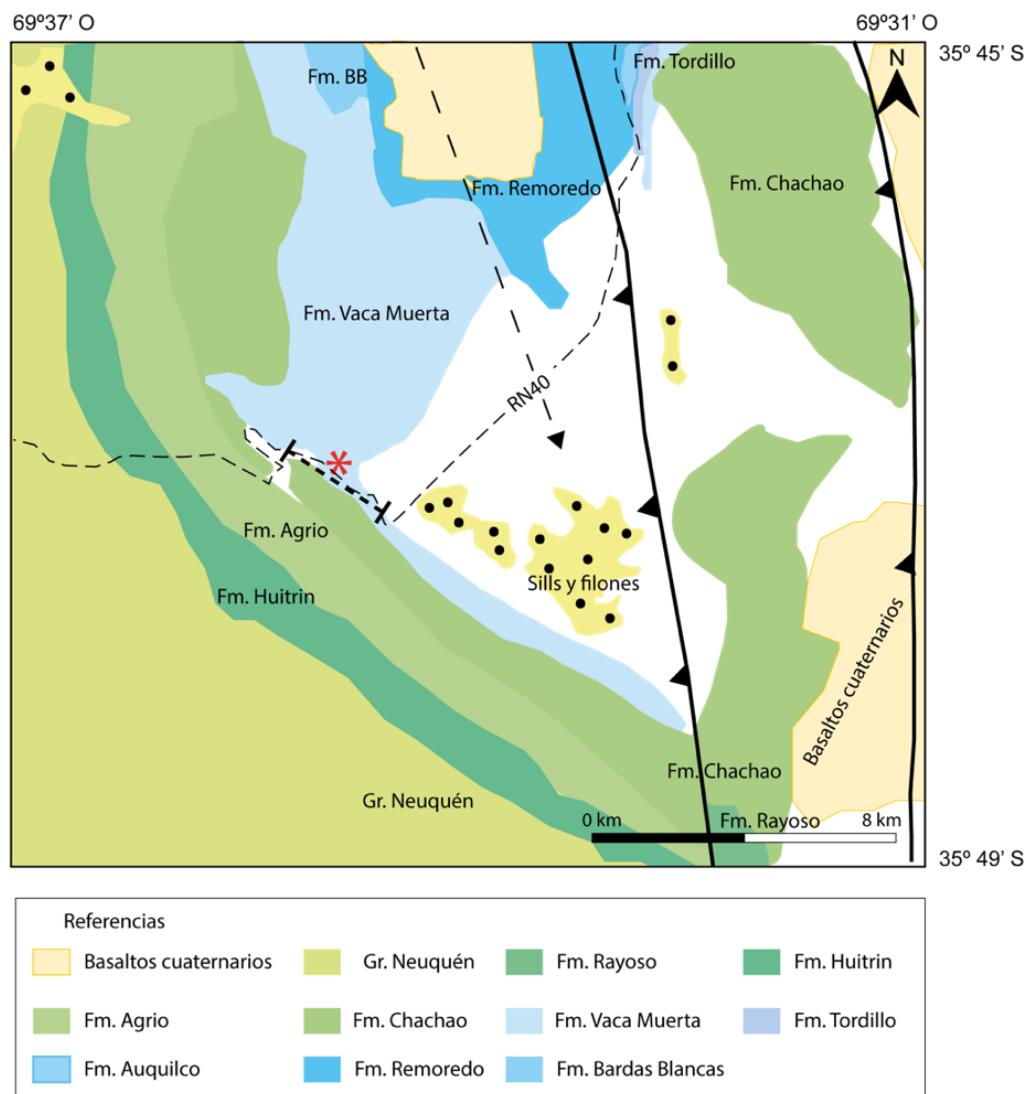


Fig. 2.22: Mapa geológico de la Cuesta del Chihuido. Sección estudiada asterisco rojo.



Fig. 2.23: Intrusivo en la base de la Sección Cuesta del Chihuido. A) Vista en detalle del contacto entre la base de la Formación Vaca Muerta en el perfil y el primer intrusivo hallado en la sección. B) Vista general del intrusivo de la base del perfil, donde se puede ver su extensión.

Los intrusivos poseen una geometría irregular, hacia sus extremos disminuye su espesor y en el sector medio se ensancha (Fig. 2.23). El contacto con la Formación Vaca Muerta, tanto superior como inferior, se encuentra metamorfizando a las calizas, otorgándoles tonalidades más oscuras (Fig. 2.23A). Las aureolas de contacto se extienden unos 10 cm desde el contacto. Luego, en el tercio inferior se pueden ver otros dos intrusivos de las mismas tonalidades, pero con geometrías tabulares, de unos 4 a 5 m de espesor. Hacia el sector medio y superior, los intrusivos poseen menor espesor y tonalidades más anaranjadas, la extensión de la aureola de contacto generada por los intrusivos es menor que en la base del perfil, no llegando a los 10 cm (Fig. 2.24).

Hacia la mitad del perfil se distinguen algunos pequeños bancos de tobas masivas y de manera subordinada se observan *packstones* intraclásticos (Fig. 2.26B).

En el tramo superior, llegando al contacto con la Formación Chachao, se observan importantes bancos de *floatstones* con mayor y menor contenido de carbonato de calcio y culmina con una alternancia de *wackestones* laminados y margas con poco contenido de carbonato de calcio (Figs. 2.24B, 2.27D).

Bioestratigrafía

La edad de la Formación Vaca Muerta en esta sección se extiende desde el Tithoniano temprano hasta el Valanginiano temprano, abarcando desde la zona de amonites de *Virgatosphinctes andesensis* hasta la base de la zona de *Neocomites wickmanni* (Kietzmann *et al.* 2014a).

Muestreo

En esta sección se obtuvieron 68 sitios paleomagnéticos con una equidistancia promedio de 2 m, de los cuales 8 pertenecen a intrusivos encontrados en la sección, mientras que los 60 restantes son rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Vaca Muerta. A su vez, se midió la susceptibilidad magnética banco a banco y se tomaron 123 muestras para

los estudios de cicloestratigrafía de magnetismo de rocas en un tramo de c. 20 m del perfil, el cual se encuentra señalizado por la línea verde en la Fig. 2.29.

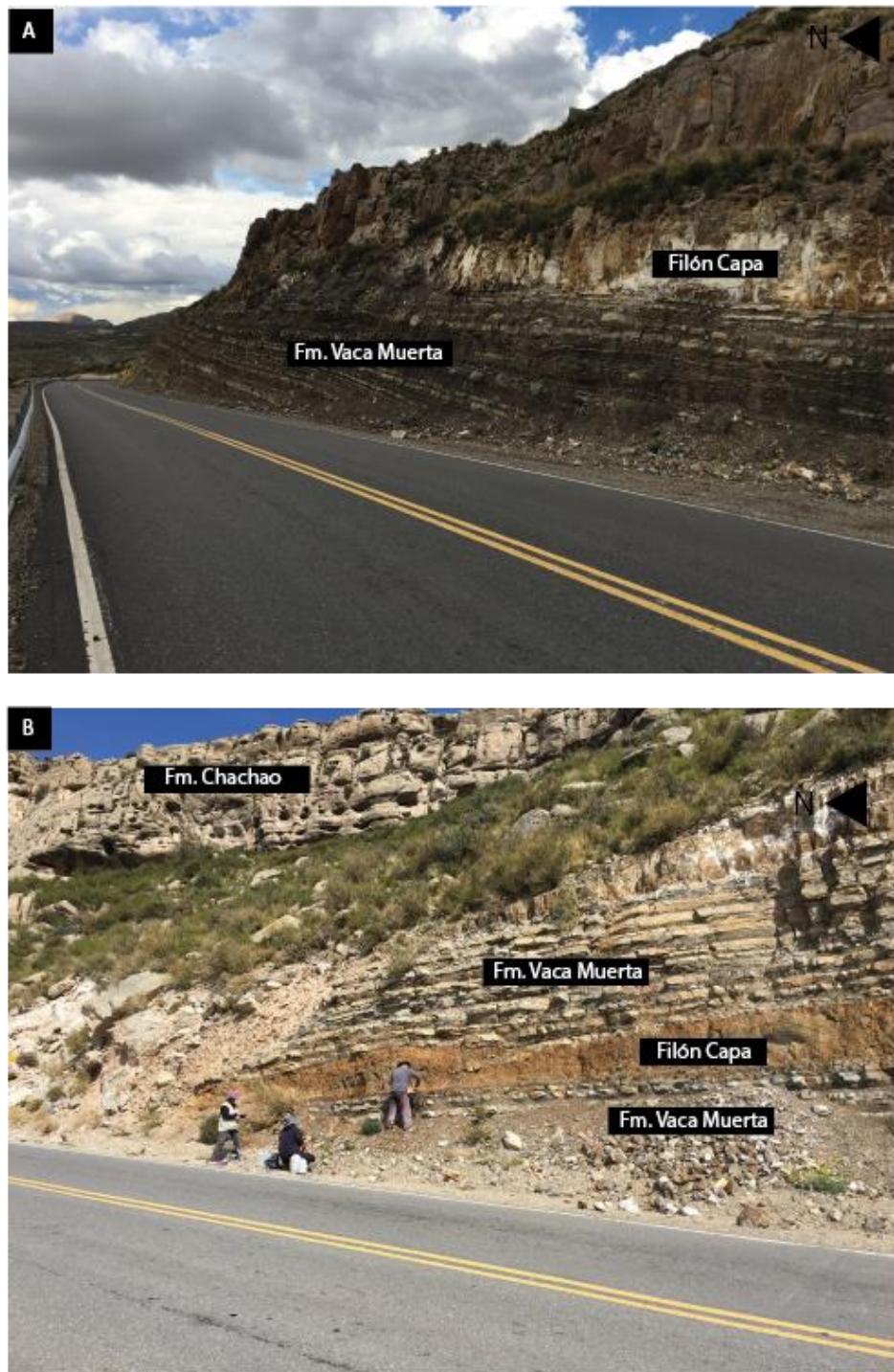


Fig. 2.24: A) Intrusivo de tonalidades blancas y castañas en el sector medio del perfil, por encima de la intercalación de calizas y margas de la Formación Vaca Muerta. B) Intrusivo de geometría tabular y tonalidad anaranjada, Posee un espesor cercano a los 4 metros y se encuentra en el sector superior del perfil, entre las calizas y margas laminadas de la Formación Vaca Muerta. Se puede observar el pasaje transicional a la Formación Chachao.

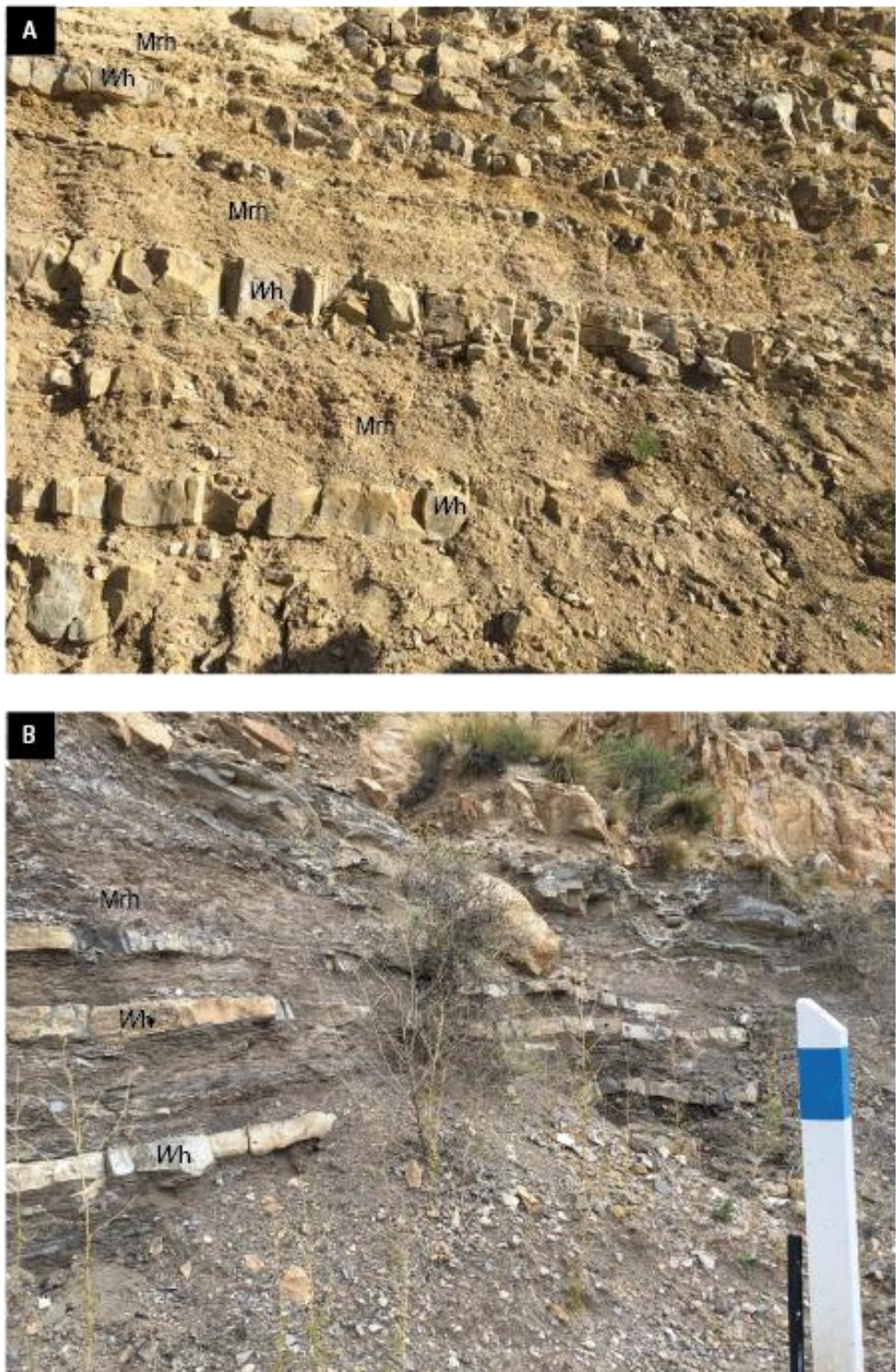


Fig. 2.25: A) Intercalación de margas laminadas y *wackestones* (Wh) de tonalidades castañas en el sector inferior del perfil. B) Intercalación de *wackestones* (Wh) de tonalidades castañas y margas grises a negras hacia el sector medio del perfil.



Fig.2.26: A) Intercalación de margas (Mrh) y pelitas laminadas (Fl) con concreciones. B) Sector medio del perfil, intercalación de wackestones (Wh), packstones (P) y margas (Mrh).

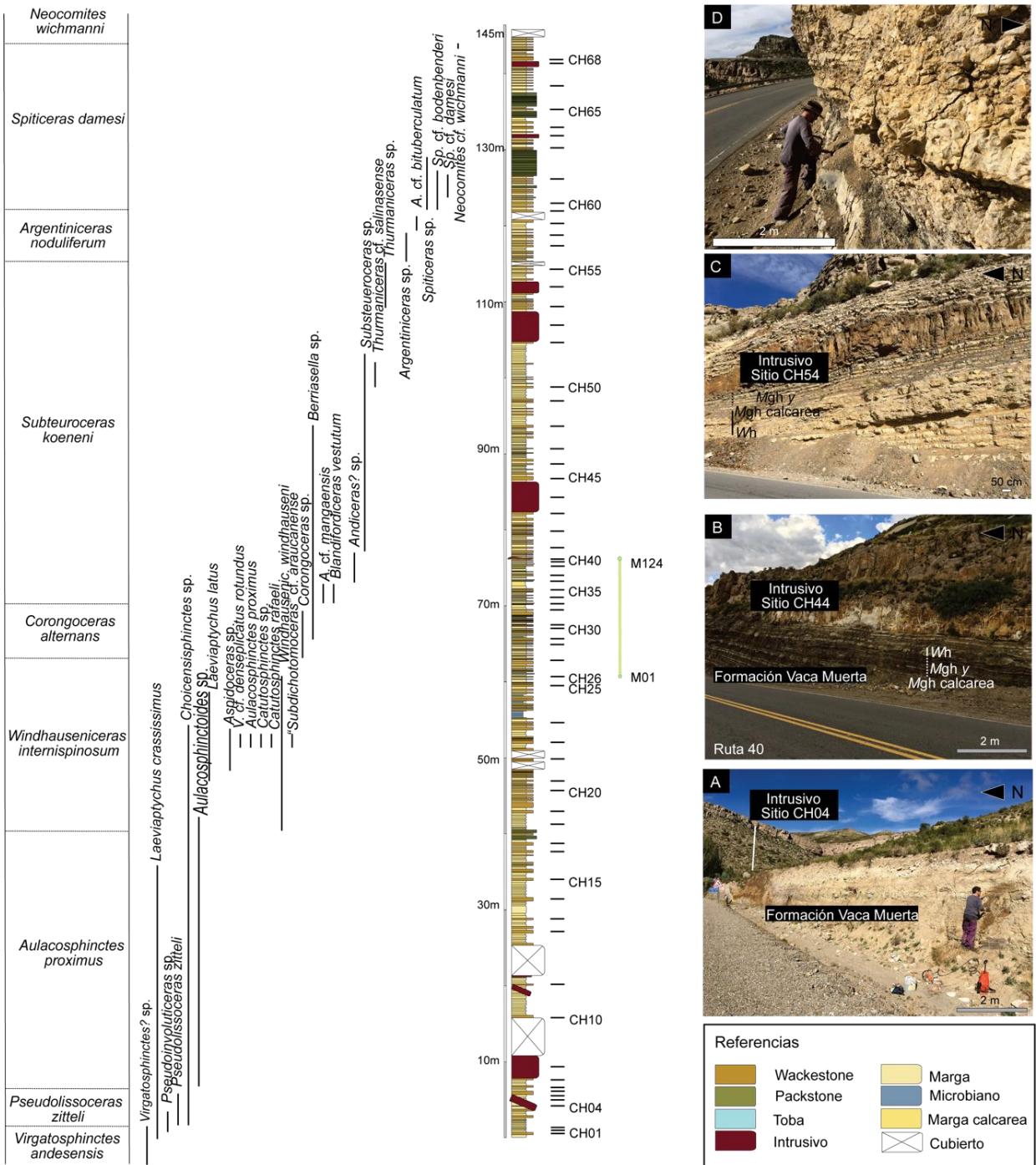


Fig. 2.27: Sección Cuesta del Chihuido (CH). De izquierda a derecha, distribución de zonas de amonites, perfil litológico, localización de sitios paleomagnéticos, zona estudiada para cicloestratigrafía de magnetismo de rocas (en verde) y fotos de afloramiento. A) Base de la sección estudiada instruida por un intrusivo de c. 5 m de espesor. B) Sector medio de la sección, marcada intercalación de margas, margas calcáreas y calizas y vista general del intrusivo correspondiente al Sitio 44. C) Vista general y en detalle del intrusivo Sitio 54. D) Sector superior del perfil, facies de *floatstones*.

Sección Arroyo Loncoche

Ubicación

La sección Arroyo Loncoche (AL) se encuentra 20 km al sur de la ciudad de Malargüe (Fig. 2.6, 2.28). Se accede a través de la Ruta Nacional Nº40 desde Malargüe y por medio de un camino interno. La sección se encuentra en el flanco occidental del anticlinal del Chihuido (Fig. 2.28).

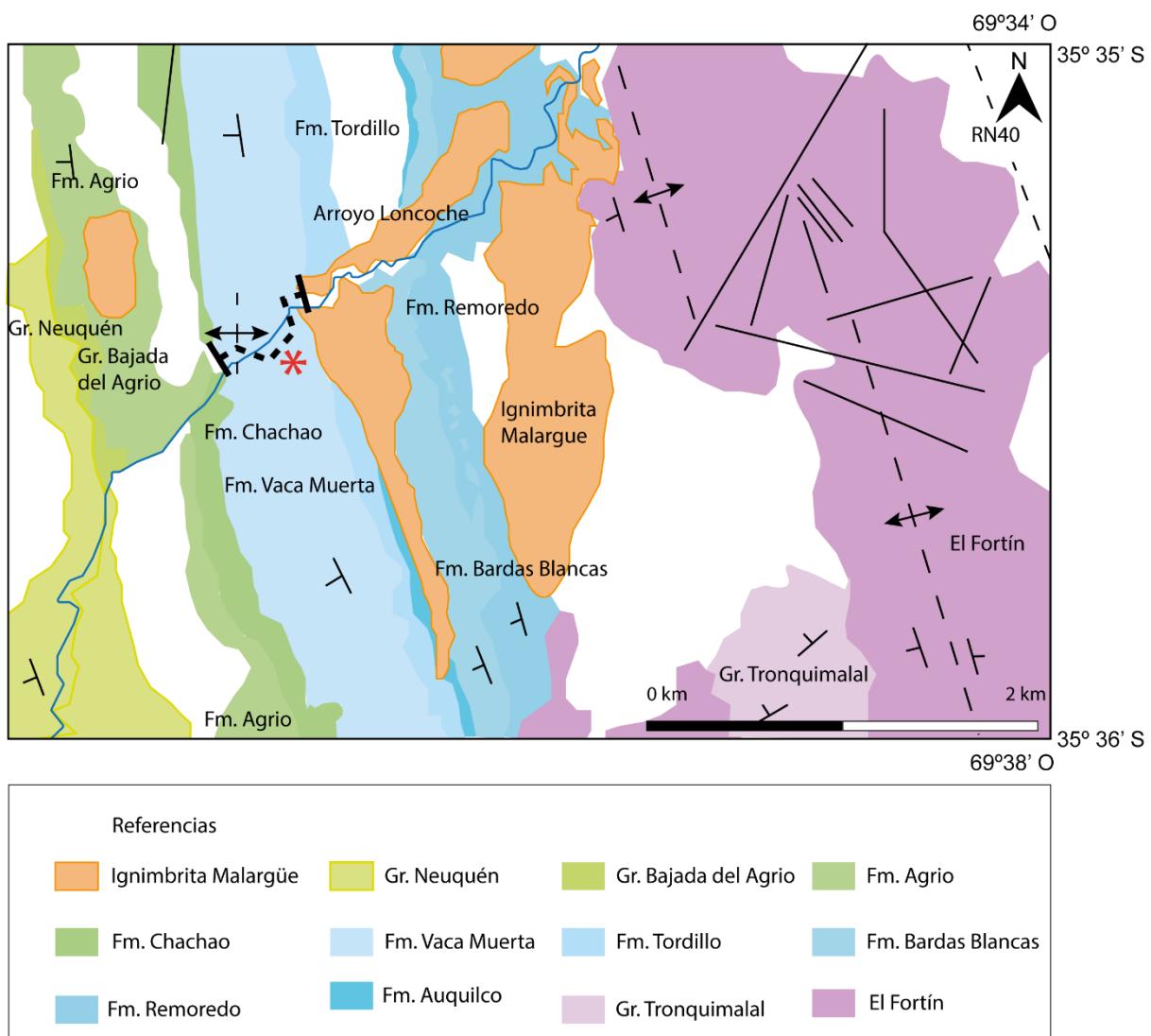


Fig. 2.28: Mapa geológico de la zona de estudio, Arroyo Loncoche. Asterisco rojo: sección estudiada por Kietzmann *et al.* (2008, 2011a, 2015) e Iglesia Llanos *et al.* (2017).

Antecedentes

Esta sección ha sido estudiada desde finales del siglo XIX y principios del siglo XX por Steuer (1897, 1921), Gerth (1928) y los estudios fundacionales de Groeber (1946). Kietzmann (2007) ha realizado una exhaustiva revisión de los antecedentes de esta sección, así como también una detallada descripción de las unidades presentes. Además, Kietzmann *et al.* (2008, 2011a, 2014a) han realizado un detallado estudio de la sedimentología y estratigráfico secuencial de la Formación Vaca Muerta, el cual incluye a esta sección. Por otro lado, se han realizado estudios bioestratigráficos (e.g. Kietzmann y Palma 2009a, 2010; Lescano y Kietzmann 2010; Kietzmann *et al.* 2017; Ivanova y Kietzmann 2017; Kietzmann *et al.* 2021b) y estudios cicloestratigráficos y magnetoestratigráficos (Kietzmann *et al.* 2015, 2018a, b; Iglesia Llanos *et al.* 2017; Iglesia Llanos y Kietzmann 2020).

Descripción

La Formación Vaca Muerta en la sección Arroyo Loncoche (AL) posee un espesor de 280 m. Su base es neta y concordante con las facies continentales de la Formación Tordillo, lo que representa una marcada superficie transgresiva y, su techo, es concordante y transicional con la Formación Chachao (Kietzmann *et al.* 2008). La sección consiste en la alternancia rítmica de margas, pelitas y calizas, que muestran una alternancia entre facies de naturaleza carbonática con facies de naturaleza clástica.

Las litologías clásticas están compuestas por pelitas negras y castañas a grises laminadas, de geometría tabular y contactos netos de 2 a 220 cm de espesor, así como también margas con laminación mal definida y espesores de entre 2 a 460 cm (Kietzmann *et al.* 2008). Luego, se hallan depósitos piroclásticos de caída compuestos por finos niveles de tobas de tonalidad anaranjada y espesores de entre 1 y 10 cm.

Las litologías carbonáticas están compuestas, por un lado, por *mudstones/wackestones* de bases y techos planos, laminados de tonalidades oscuras y espesores de 2 a 60 cm. Luego, *wackestones* bioclásticos laminados grises con espesores de entre 6 y 80 cm junto con *wackestones* bioclásticos

masivos castaños con un espesor promedio de 30 cm. Por último, se encuentran *mudstones/wackestones* nodulares, *floatstones/packstones* bioclásticos y *floatstones* en bancos de 20 a 40 cm.



Fig. 2.31: Sección Arroyo Loncoche (AL). Intercalación de margas, *wackstones* (*Wrh*) *wackestones* y *packstones* (*P_{pi}h*) de geometría tabular y contactos netos. Foto tomada de Kietzmann *et al.* (2014a).

Bioestratigrafía

La edad de la unidad se extiende desde el Tithoniano temprano hasta el Berriasiano tardío (*Virgatosphinctes andesensis* a *Spiticeras damesi*) (Kietzmann *et al.* 2014a) aunque podría extenderse hasta el Valanginiano inferior (Lescano y Kietzmann 2009; Kietzmann 2017; Ivanova y Kietzmann 2017).

Muestreo

Para el estudio magnetoestratigráfico se utilizaron datos que ya fueron elaborados previamente por Kietzmann *et al.* (2015) e Iglesia Llanos *et al.* (2017). Estos autores levantaron un perfil detallado de c. 300 m de espesor (Fig. 2.30, 2.32). Se obtuvieron 56 sitios paleomagnéticos con una equidistancia promedio de 5 m, a excepción de la parte superior del perfil en la cual se utilizó una equidistancia de 2 m debido a la condensación de la sección.

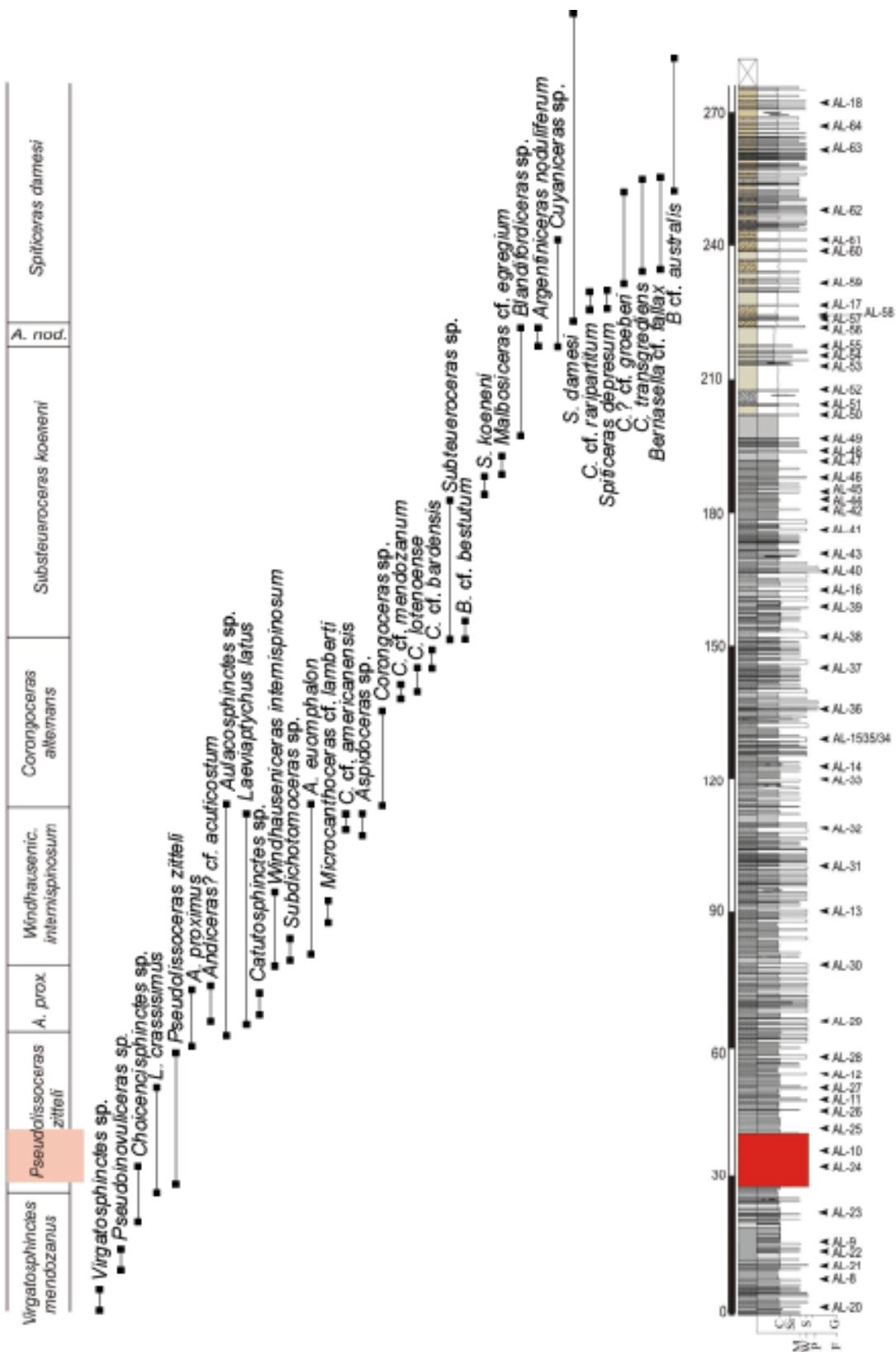


Fig. 2.32: Sección Arroyo Loncoche (AL) según Iglesia Llanos *et al.* (2017). De izquierda a derecha, distribución de zonas andinas de amonites, perfil litológico y localización de sitios paleomagnéticos. Franja roja: intrusivo en la sección.

Capítulo 3. Marco Temporal

3.1 Introducción

La Cuenca Neuquina cuenta con un amplio registro fósil que a lo largo del tiempo ha sido analizado e interpretado por diversos autores, lo que permitió contar con una detallada bioestratigrafía y aportar conocimiento acerca de su evolución (e.g. Leanza 1945; Leanza 1980, 1981a, b; Damborenea y Manceñido 1979; Damborenea *et al.* 2012; Fernández 1997; Riccardi *et al.* 2000; Ballent *et al.* 2004; Leanza *et al.* 2004).

La biozonación de amonites del Tithoniano – Valanginiano (e.g. Leanza y Hugo 1977, Riccardi 2008, 2015) presenta una excelente resolución bioestratigráfica para el intervalo Jurásico Superior – Cretácico Inferior en la cuenca. Los trabajos fundacionales de Leanza (1945) y Leanza (1980) proporcionaron las bases para la definición de las biozonas de amonites de este intervalo de tiempo. Sin embargo, debido a que esta fauna se caracteriza por una marcada autoctonía, han surgido distintas propuestas de correlación entre las zonas andinas y las del Tethys (e.g. Leanza 1980, 1996; Riccardi 2008, 2015; Aguirre Urreta *et al.* 2014; Vennari *et al.* 2014) (Fig. 3.1)

El registro de microfósiles fue estudiado por diversos autores y se encuentra sintetizado en Ballent *et al.* (2011), donde se analizan aspectos bioestratigráficos y paleoecológicos relacionados a las asociaciones de microfósiles tales como nanofósiles calcáreos, radiolarios, foraminíferos y ostrácodos. El estudio del nanoplancton calcáreo tuvo su auge a partir de la década de los 90 con importantes trabajos como los de Bown y Ellison 1995, Scasso y Concheyro 1999, Bown y Concheyro 2004 y Lescano y Concheyro 2009, entre otros. Trabajos recientes lograron importantes avances en el conocimiento de algunos grupos de microfósiles calcáreos que están ampliamente representados en el Tethys, pero no habían sido estudiados adecuadamente en la cuenca, tales como calcionélidos (Fernández Carmona *et al.* 1996, Fernández Carmona y Riccardi 1998, Kietzmann *et al.* 2011a,

Kietzmann 2017, Kietzmann *et al.* 2021a,b), microcrioideos saccocomidos (Kietzmann y Palma 2009a) y dinoflagelados calcáreos (Ivanova y Kietzmann 2017, Ruffo Rey *et al.* 2018, Kietzmann *et al.* 2021a).

La transición entre el Sistema Jurásico y el Sistema Cretácico constituye uno de los únicos casos en el que no se ha definido aún una sección tipo o GSSP (*Global Boundary Stratotype Section and Point*). La problemática relacionada con la definición del límite Jurásico-Cretácico se relaciona con el significativo provincialismo de muchos grupos fósiles que dificultan la generación de correlaciones interregionales confiables, y a la falta de cambios faunísticos significativos entre ambos sistemas (e.g. Remane 1991; Ogg y Hinnov 2012). En los últimos años el Grupo Internacional del Berriásiano de la Comisión Internacional de Estratigrafía ha realizado diversas recopilaciones y análisis de la información con la que se cuenta hasta el momento, y han propuesto mantener el límite Jurásico - Cretácico en la base de la Zona de *Calpionella* en el sector medio del Subchron M19n.2n y definir su GSSP en la localidad de Tré Maroua, en el sureste de Francia (Ogg *et al.* 2016; Wimbleton 2017, Wimbleton *et al.* 2017a, b, 2019, 2020a). Sin embargo, la Subcomisión del Cretácico votó en contra de esta propuesta, por lo que esta problemática sigue sin definición.

En los últimos años se han publicado nuevas edades absolutas provenientes de la Formación Vaca Muerta, que resultan entre 2 y 5 Ma más jóvenes respecto de la escala de tiempo geológico actualmente aceptada (e.g. Gradstein *et al.* 2012, Ogg *et al.* 2016, Gradstein *et al.* 2020). Esto se complejiza aún más debido a las diferencias significativas en las correlaciones bioestratigráficas. Es por esto por lo que resulta fundamental establecer el marco temporal de la Formación Vaca Muerta y valorar los datos disponibles actualmente, los cuales serán discutidos posteriormente en función de los resultados magnetoestratigráficos elaborados en esta tesis doctoral, lo que permitirá obtener un esquema cronoestratigráfico más robusto para el Jurásico Superior - Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina.

3.2 Bioestratigrafía de amonites

La bioestratigrafía de amonites es considerada una de las herramientas más confiables para realizar correlaciones a nivel global, aunque el marcado provincialismo que desarrollaron durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano representa un problema a nivel global (e.g. Remane 1986, 1991; Reháková 2000b; Ogg y Hinov 2012; Wimbleton 2017a, 2019). En la Cuenca Neuquina existen distintas propuestas de biozonación de amonites y a lo largo de los años se han generado distintas propuestas de correlación con los amonites del Tethys (e.g. Leanza 1996; Vennari *et al.* 2014; Riccardi 2015; Vennari 2016) (Fig. 3.1).

La Formación Vaca Muerta se encuentra acotada al intervalo Tithoniano – Valanginiano, el cual comprende 9 zonas de amonites, desde la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* hasta la Zona de *Lissonia riveroi*. En esta tesis se trabajará puntualmente en el intervalo Tithoniano – Berriasiiano que comprende 8 zonas de amonites (Fig. 3.1).

En la figura 3.1 se puede observar que existen ciertas diferencias entre las distintas propuestas bioestratigráficas, las cuales se hacen más notorias hacia la base y el techo de la Formación Vaca Muerta. En primer lugar, la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* (Burckhardt 1900, 1903 *nom. subst.* Vennari 2016) caracterizó la base de la Formación Vaca Muerta, por encima de las facies continentales del Kimmeridgiano de la Formación Tordillo. Desde el trabajo de Leanza (1980) la correlación de esta zona ha variado llegando a alcanzar la Zona Estándar de *Hybonoticeras hybonotum* (Zeiss y Leanza, 2010) y en su límite superior hasta el tercio inferior de la Zona Estándar de *Semiformiceras fallauxi* (Leanza 1996) (Fig. 3.1). Más recientemente, Riccardi (2015) a partir de la revisión de las distintas propuestas a nivel regional correlacionó esta zona mayormente con la Zona Estándar de *Semiformiceras semiforme* (Fig. 3.1). Sin embargo, analizando el registro publicado de zonas de amonites en México no descarta la posibilidad de correlacionar esta zona con las capas con *Mazapilites* de México, como ya habían propuesto Zeiss y Leanza (2010), siendo este un género que abarca desde la Zona Estándar de *Hybonoticeras hybonotum* hasta la Zona de *Semiformiceras semiforme*. Por

último, Vennari *et al.* (2014) y Aguirre Urreta *et al.* (2014) correlacionan esta biozona con las Zonas Estándar de *Semiformiceras darwini* y la mitad inferior de *Semiformiceras semiforme* (Fig. 3.1).

Por encima de esta zona, se encuentra la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* (Burckhardt 1900, 1903). Riccardi (2015) mencionó que las Zonas de *Virgatosphinctes andensis* y *Pseudolissoceras zitteli* presentan gran dificultad para ser distinguidas y que poseen una relación muy cercana con las zonas suprayacentes. Es por esto, que sugiere que la fauna de amonites del Tithoniano medio andino no se encuentra claramente definida y opta por no generar una división marcada entre las distintas zonas.

Las distintas propuestas coinciden y correlacionan la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* con la Estándar *Semiformiceras semiforme* e inferior de la Zona Estándar de *Semiformiceras fallauxi* (Riccardi 2008, Riccardi *et al.* 2011, Vennari *et al.* 2014, Riccardi 2015) (Fig. 3.1), considerando particularmente que esta zona contiene la primera aparición del nanofósil *P. beckmanii* (Lescano y Kietzmann 2010; Kietzmann *et al.* 2011a).

La Zona de *Aulacosphinctes proximus* (Burckhardt 1900, 1903) se ubica por encima de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli*. Leanza (1980, 1981a, b) mencionó que ésta es una de las zonas más pobemente definidas del Tithoniano andino, dado que está basada en pocos géneros y especies. A diferencia de las demás zonas de amonites, la Zona de *Aulacosphinctes proximus* se define como el intervalo comprendido entre la última aparición de los representantes de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* y la primera aparición de los representantes de la Zona de *Windhauseniceras internispinosum* (e.g. Leanza 1980, 1981a, b) y es usualmente correlacionada con la parte superior de las Zonas de *Semiformiceras fallauxi* y la Zona *Microcanthoceras ponti* (Zeiss y Leanza 2008, 2010; Riccardi *et al.* 2011). Actualmente, la Zona de *Aulacosphinctes proximus* se correlaciona con la parte superior de las Zonas de *Semiformiceras fallauxi* y *Micracanthoceras ponti/ Burckhardticeras peroni* (Riccardi 2008, Riccardi *et al.* 2011, Vennari *et al.* 2014, Riccardi 2015) (Fig. 3.1).

La Zona de *Windhauseniceras internispinosum* fue introducida por Weaver (1931). Originalmente, Leanza (1945) propuso correlacionar esta Zona con la Zona Estándar de *Microcanthum*. A partir de la presencia del género

Simplisphinctes Tavera, característico de la Subzona Estándar de *Simplisphinctes*, que corresponde a la parte inferior de la Zona Estándar de *Microcanthum* (e.g. Zeiss y Leanza 2008, 2010; Riccardi *et al.* 2011) esta propuesta fue aceptada y ratificada (Riccardi 2015). Esta correlación ha sido respaldada por la presencia de radiolarios tales como *Vallupus hopsoni* Pessagno y Blome, registrados en las secciones de Mallín Quemado y Portada Covunco, provincia de Neuquén, así como también a partir de la presencia del calcionélido *Chitinoidella boneti* (Fernández Carmona y Riccardi 1998; Kietzmann 2017, Kietzmann *et al.* 2021a,b), característico de la parte inferior de la Zona Estándar de *Microcanthum*. Consecuentemente, esta Zona se correlaciona con la sección inferior de la Zona Estándar *Microcanthoceras microcanthum*, indicando una edad Tithoniano tardío temprano (Riccardi 2008, Riccardi *et al.* 2011, Vennari *et al.* 2014, Riccardi 2015) (Fig. 3.1).

La siguiente zona corresponde a la Zona de *Corongoceras alternans* (Leanza 1945). Tanto Vennari *et al.* (2014) como Riccardi (2015) correlacionan esta Zona con la parte superior de la zona Estandar de *Microcanthum* hasta la zona Estandar de *Durangites*. Riccardi (2015) menciona que en Argentina su equivalencia podría restringirse a los niveles de *Durangites*.

La Zona de *Substeueroceras koeneni* (Gerth 1921, 1925) se encuentra por encima de la Zona de *Corongoceras alternans*. Esta zona es la que mayores discrepancias presenta de acuerdo con las distintas correlaciones bioestratigráficas. Riccardi (2015) realizó una exhaustiva revisión de esta zona y estableció la correlación desde la parte superior de la Zona Estándar de *Durangites* hasta *Subthurmannia occitanica*, asignándole una edad Tithoniano tardío - Berriásiano medio. Por otro lado, Vennari *et al.* (2014) reconocieron en la sección Las Loicas, sur de Mendoza, importantes eventos de nanofósiles calcáreos y de esta manera, mantuvieron la asignación original de la Zona de *Substeueroceras koeneni* al Tithoniano tardío, correlacionando con la porción superior de la Zona Estándar de *Durangites* y la porción inferior de *Berriasella jacobi* (Fig. 3.1). Asimismo, en el sector central de Chile Salazar *et al.* (2020) asignaron la Zona de *Substeueroceras koeneni* al Berriásiano.

La Zona de *Argentiniceras noduliferum* (Leanza 1945) fue originalmente asignada al Berriásiano inferior (Leanza 1945). Riccardi (2015) mencionó las Zonas de *Substeueroceras koeneni*, *Argentiniceras noduliferum* y *Spiticeras*

damesi y a partir de la revisión de las Zonas de nanofósiles NJK-B, NJK-C, y NJK-D, propone que, dependiendo de dónde se ubique el límite de la Zona de *Argentiniceras noduliferum*, la evidencia de nanocónidos podría sugerir que la Zona de *Substeueroceras koeneni* llegue a la Zona de *Occitanica*. De este modo, correlaciona a la Zona de *Argentiniceras noduliferum* desde la parte superior de la Zona Estándar de *Occitanica* hasta la parte inferior de la Zona Estándar de *Boissieri*, y quizás hasta la parte inferior de la Zona Estándar de *Pertransiens* (Fig. 3.1). En la sección Las Loicas, sur de Mendoza, Vennari *et al.* (2014) correlacionaron esta zona con los tres cuartos superiores de la Zona Estándar de *Berriasella jacobi* y *Subthurmannia occitanica*, asignándole una edad Berriasiiana.

Leanza (1945) le asignó a la siguiente Zona de *Spiticeras damesi* (Gerth 1925) una edad Berriasiano tardío. Riccardi (2015) la correlacionó con el sector superior de la Zona Estándar de *Subthurmannia boissier* y con la Zona Estándar de *Trinovella pertransiens*, con una edad Berriasiano tardío - Valanginiano temprano (Fig. 3.1). Vennari *et al.* (2014) consideraron esta biozona aproximadamente equivalente a la Zona Estándar de *Subthurmannia boissieri* y, de esta manera, le asignaron una edad Berriasiano tardío (Fig. 3.1).

La Zona de *Neocomites wickmanni* (Leanza 1945) caracteriza los niveles superiores de la Formación Vaca Muerta, y requiere revisión dado que no se cuenta con un estudio detallado de la misma. Riccardi *et al.* (2000) sugrieron su equivalencia con la Zona Estándar *Trinovella pertransiens* y la mitad inferior de la Zona Estándar de *Stephanophorus*, otorgándole una edad Valanginiano temprano. Aguirre Urreta *et al.* (2014) la correlacionaron con la Zona Estándar *Trinovella pertransiens* asignándola al Valanginiano inferior bajo.

Por último, la Zona de *Lissonia riveroi*, propuesta por Aguirre Urreta y Rawson (1999), tiene una edad Valanginiano inferior. Riccardi *et al.* (2000) correlacionaron esta Zona con la Estándar de *Stephanophorus*.

Fig. 3.1: Comparación de las distintas propuestas de correlación entre las zonas Andinas y las zonas Estándar del Tethys. De izquierda a derecha, las cinco primeras propuestas se basan en bioestratigrafía de amonites y nanofósiles, mientras que la de Iglesia Llanos *et al.* (2017) y Kietzmann *et al.* (2018) se basan en bioestratigrafía de microfósiles calcáreos y magnetoestratigrafía. Modificada de Kietzmann *et al.* (2018). Abarca las zonas de amonites andinas estudiadas en esta tesis.

3.3 Microfósiles calcáreos

En los últimos diez años se ha redireccionado el foco de estudio y se le ha empezado a dar mayor importancia a grupos de microfósiles que demostraron ser más efectivos para la correlación tales como calpionélidos, nanofósiles calcáreos y dinoflagelados calcáreos, entre otros (Wimbledon 2017a, b).

Calpionélidos

En la actualidad, los calpionélidos constituyen un grupo bioestratigráfico de gran utilidad dado que durante el Jurásico Temprano - Cretácico Tardío presentan una gran distribución en el reino del Tethys (e.g. Michalík *et al.* 2009; Lakova y Petrova 2013). Constituyen la referencia entre este reino y los demás alrededor del mundo, volviéndose así una herramienta de correlación de gran importancia, particularmente en facies que carecen de amonites. Los registros de calpionélidos en latitudes medias y altas del hemisferio sur no son comunes, y particularmente estas faunas en Argentina eran prácticamente desconocidas hasta los primeros reportes de Fernández Carmona *et al.* (1996); Fernández Carmona y Riccardi (1998, 1999) y Kietzmann *et al.* (2011a).

La biozonación tithoniana - berriasiiana de calpionélidos se basa en la abundancia relativa y los cambios morfológicos en géneros y especies. La transición entre el Jurásico – Cretácico queda definida en el Tethys en la base de la Zona Estándar de *Calpionella*, definida por el acmé de la forma isométrica de *Calpionella alpina* junto con la disminución y/o desaparición de muchas de las especies tithonianas del género *Crassicollaria* (Riccardi 2015, Wimbledon 2017; Wimbledon *et al.* 2019, 2020a, b) (Fig. 3.2). El acmé de *Calpionella alpina*, se ha vuelto el marcador más consistente y globalmente distribuido para identificar el límite J/K, que corresponde a la Zona Estándar de amonites de *Grandis*, y a la parte media del Subcron M19n.2n (Wimbledon 2017; Wimbledon *et al.* 2011, 2020a, b).

En la cuenca Neuquina, aún queda mucho trabajo por realizar con respecto a este grupo de microfósiles. Sin embargo, algunos trabajos recientes han aportado datos significativos que contribuyeron a la construcción de una correlación más

sólida. Entre ellos, la Zona de *Chitinoidella*, equivalente a la Zona Estándar de *Fallauxi* a la Subzona de *Simplisphinctes* de la Zona Estándar de *Microcathum* (Tithoniano inferior alto a superior bajo) fue reportada por Fernández Carmona y Riccardi (1998) en la sierra de la Cara Cura, y posteriormente en otras secciones por Kietzmann *et al.* (2011a), Kietzmann (2017) y Kietzmann *et al.* (2021a).

Recientemente, Kietzmann *et al.* (2021b) realizaron un detallado estudio de siete secciones de la Formación Vaca Muerta, incluyendo 3 secciones aflorantes y cuatro pozos en el subsuelo que les permitió reconocer veintiséis especies de calpionélidos y cinco de las zonas estándar identificadas en el Tethys: *Chitinoidella*, *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis* y *Calpionellites*. Adicionalmente los autores reconocieron las siguientes nueve subzonas: *Slovenica*, *Boneti*, *Remanei*, *Massutiniana*, *Alpina*, *Elliptica*, *Simplex*, *Oblonga*, y *Darderi* (Fig. 3.3).

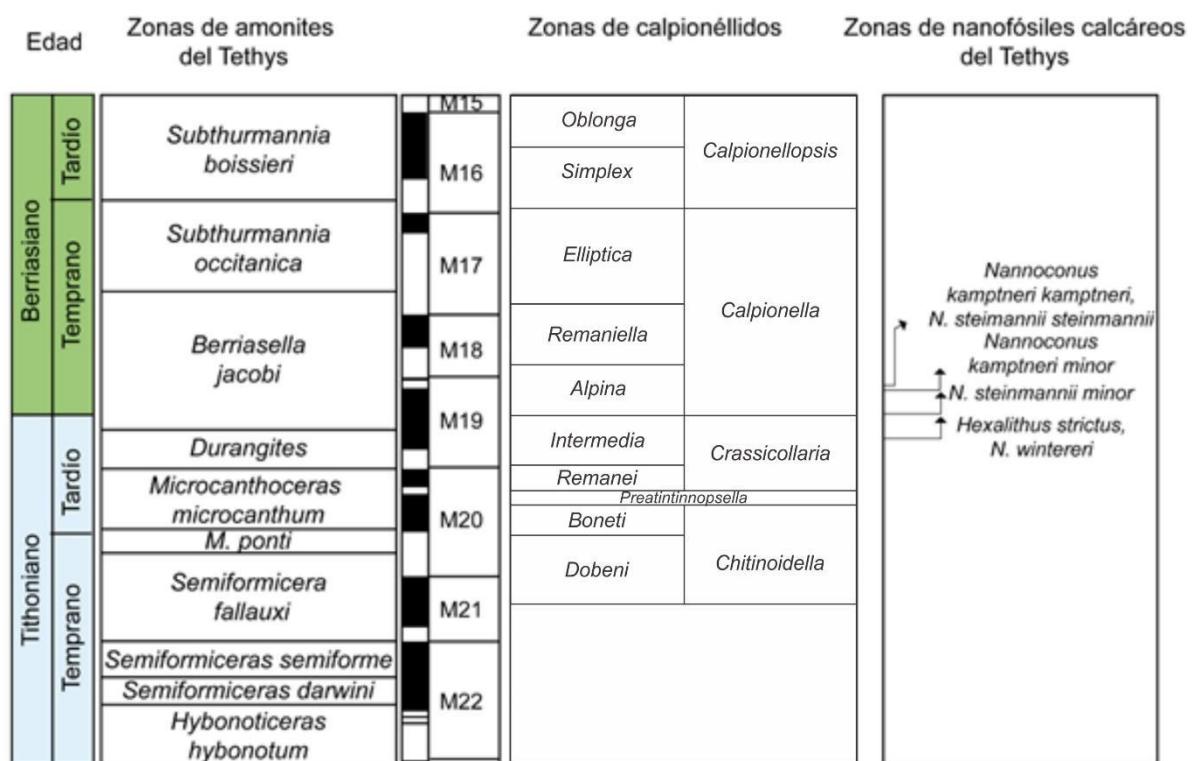


Fig. 3.2: Correlación en el Tethys entre las zonas estándar de amónitos, las zonas estándar de calpionélidos y las zonas de nanofósiles calcáreos (Lakova y Petrova, 2013; Lakova *et al.* 2017).

Por otro lado, López Martínez *et al.* (2017) estudiaron el registro de calpionélidos en la sección Las Loicas, sur de Mendoza, donde reconocieron la Subzona de *Colomi*, correspondiente a la parte alta de la Zona de *Crassicollaria* (Tithoniano superior alto) en la parte alta de la Zona de *S. koeneni*, y la Subzona de

Alpina, en la parte baja la Zona de *Calpionella* (Berriasiano temprano), para la Zona de *A. noduliferum*. Estos resultados difieren de aquellos presentados por Kietzmann *et al.* (2018a, 2021a, b) quienes reconocieron el pasaje entre ambas zonas de calpionélidos en una posición estratigráfica inferior (parte inferior de la Zona de *Substeueroceras koeneni*). Kietzmann e Iglesia Llanos 2018, Kietzmann *et al.* 2021b) interpretaron que estas diferencias probablemente están relacionadas con el escaso número y calidad de las muestras estudiadas por López Martínez *et al.* (2017) (Fig. 3.3).

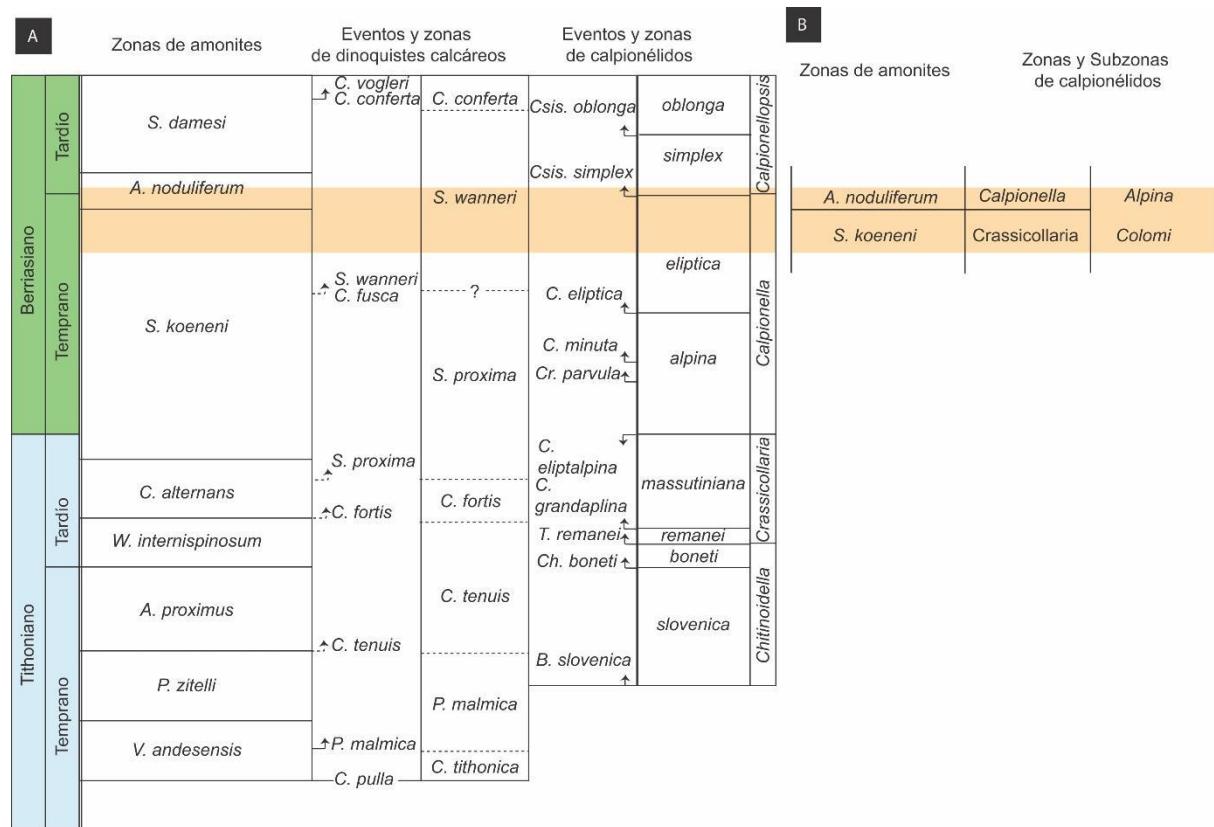


Fig. 3.3: A) Eventos y zonas de dinoquistes calcáreos y calpionélidos identificados en el sur de Mendoza, Cuenca Neuquina por Kietzmann (2017), Ivanova y Kietzmann (2017) y Kietzmann *et al.* (2021b). B) Zonas y Subzonas de calpionélidos identificadas por López Martínez *et al* (2017) en la sección Las Loicas, sur de la Provincia de Mendoza. Modificado de Kietzmann *et al.* (2018a).

Dinoflagelados calcáreos

Los quistes de dinoflagelados calcáreos son otro grupo de marcadores estratigráficos de gran importancia en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior del Tethys (e.g. Lakova *et al.* 1999; López Martínez *et al.* 2013a; Lakova y Petrova 2013; Benzaggagh *et al.* 2015; Ivanova y Kietzmann 2017; Skupien y Doufovová 2019; Svobodová *et al.* 2019). Su distribución geográfica abarca principalmente la zona del Tethys (Wimbledon 2017; Wimbledon *et al.* 2019, 2020a, b), aunque han las mismas especies han sido reportadas también para el reino Boreal (Svobodová *et al.* 2019) y la región antártica (Kietzmann y Scasso 2020), demostrando poseer un gran potencial para las correlaciones regionales.

En la Formación Vaca Muerta, la presencia de calciesferas fue reportada por primera vez por Fernández Carmona *et al.* (1996), y luego, su estudio fue ampliado por diversos autores tales como Fernández Carmona y Riccardi (1998, 1999), Ivanova y Kietzmann (2017); Kietzmann *et al.* (2011a, 2018a) e Ivanova *et al.* (2019). Estos últimos, fueron los primeros en realizar un amplio estudio en el sur de Mendoza y en aplicar esquemas de biozonación del Tethys para la Cuenca Neuquina.

Para el intervalo Tithoniano – Valanginiano, por medio del estudio de tres secciones en el sur de Mendoza, Ivanova y Kietzmann (2017), determinaron un esquema bioestratigráfico que contiene siete de las biozonas definidas previamente por Lakova *et al.* (1999) para la región del Tethys (Fig. 3.2): *Carpistomiosphaera tithonica*, *Parastomiosphaera malmica*, *Colomisphaera tenuis*, *Colomisphaera fortis/Stomiosphaerina proxima*, *Stomiosphaera wanneri*, *Colomisphaera conferta* y *Carpistomiosphaera valanginiana*.

Posteriormente, Ruffo Rey *et al.* (2018) llevaron a cabo un detallado estudio de las calciesferas de la sección Arroyo Covuncó y reconocieron cuatro biozonas: *Carpistomiosphaera tithonica?*, *Parastomiosphaera malmica*, *Colomisphaera tenuis* y *Colomisphaera fortis*. Asimismo, Kietzmann *et al.* (2021b) reconocieron las zonas de *Tenuis* a *Wanneri* en la sección de Las Tapaderas. Según los autores anteriores, en la Cuenca Neuquina, las zonas de dinoflagelados calcáreos tendrían la siguiente equivalencia con las zonas de ammonites andinas (Fig. 3.3):

La Zona de *Tithonica* se corresponde con la parte inferior de la Zona de *Virgatosphinctes andesensis*. La Zona de *Malmica* es reconocida en el sector

superior de la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* y *Pseudolissoceras zitteli*. La zona de *Tenuis* es equivalente a las Zonas de *Aulacosphinctes proximus* y *Windhauseniceras internispinosum*. La Zona de *Fortis* coincide con gran parte de la Zona *Corongoceras alternans*. La Zona de *Proxima* abarca la parte superior de la Zona de *Corongoceras alternans* hasta la parte superior de la Zona de *Substeueroceras koeneni*. La Zona de *Wanneri* incluye la parte alta de la Zona de *Substeueroceras koeneni* hasta la parte superior de la Zona de *Spiticeras damesi*. La Zona *Conferta* fue reconocida desde la parte superior de la Zona *Spiticeras damesi* y hasta la parte inferior de la Zona *Neocomites wichmanni*. Por último, la zona *Valanginiana* se reconoce en la parte superior de la Zona de *Neocomites wichmanni* y la parte inferior de la Zona *Lissonia riveroi*.

3.4 Nannofósiles calcáreos

Para el Tithoniano – Berriásiano los estudios de nannofósiles calcáreos son escasos, y no existen un estudio detallado a nivel regional. Tras el primer trabajo en la temática de Bown y Ellison (1995), es importante destacar los trabajos realizados sobre las calizas de la Formación Vaca Muerta en la zona de Los Catutos por Scasso y Concheyro (1999), los trabajos de Simeoni (1993, 2000) sobre bioestratigrafía del Jurásico – Cretácico y, el trabajo de Ballent *et al.* (2004) en estratos tithonianos del sector centro-este de la cuenca neuquina.

En la Formación Vaca Muerta se realizaron estudios más recientes como los de Bown y Concheyro (2004) del Cretácico Inferior en la zona de Pampa Tril, Concheyro *et al.* (2006) quienes analizaron los episodios de productividad y dilución de la unidad, Vennari *et al.* (2010, 2014 y 2017) en la zona centro-oeste de Mendoza y, luego, los trabajos llevados a cabo en el sur de Mendoza reunidos en Lescano y Kietzmann (2010) y Kietzmann *et al.* (2011a, 2014a).

De acuerdo con Concheyro *et al.* (2006), en la sección arroyo Loncoche, la base de la unidad, *i.e* Zonas de *Virgatosphinctes andesensis* y *Pseudolissoceras zitteli*, está caracterizada por especímenes pertenecientes al género *Watznaueria*. Lescano y Kietzmann (2010) y Kietzmann *et al.* (2011a) registraron la FO (primera aparición: *First Occurrence*) de *Polycostella beckmannii* en la parte media de la

Zona de *Pseudolissoceras zitteli* en las secciones Tres Esquinas, Rahue y Loncoche, sur de Mendoza. Este marcador define la subzona de Nanofósiles NJT-15b y coincide con el Cron M21 y la Zona Estándar de *Fallauxi* (Channell *et al.* 2010; Grabowski 2011). Asimismo, estos autores reconocieron otros tres eventos confiables de nanofósiles. La FO de *Eiffellithus primus* y *Umbria granulosa* dentro de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli*, así como la FO de *Polycostella senaria* y *Raghodiscus asper* en la Zona de *Windhaunseniceras internispinosum*, indicando una edad Tithoniano tardío. Finalmente, la FO de *Eiffellithus windii*, que indica el Valanginiano temprano, fue reconocida en la Zona de *Neocomites wichertmanni* (Lescano y Kietzmann, 2010).

Por otro lado, Vennari *et al.* (2014) reconocieron en la sección Las Loicas, sur de Mendoza, importantes eventos de nanofósiles calcáreos, entre los cuales se incluyen las FO de *N. wintereri* (coincidente en el Tethys con el Subcron M19r), *M. kampfneri minor* y *N. steinmannii steinmannii* en el sector superior de la zona de *Substeueroceras koeneni*. Dentro de los niveles de *Substeueroceras koeneni* encuentran nanofósiles calcáreos pertenecientes a las zonas NJK-A, NJK-B, NJK-C y la parte inferior de NJK-D. Según Riccardi (2015), los datos de nanofósiles en la sección Las Loicas es irregular y la bioestratigrafía de amonites no es lo suficientemente detallada, pero dado que pueden proveer importante información sobre la edad de las zonas de amonites es importante analizarla. Luego, Vennari *et al.* (2017) ubica las FO de *M. kampfneri minor* y *N. steinmannii steinmannii* en la parte basal de *Substeueroceras koeneni*, en la sierra de la Cara Cura, lo cual concuerda con la información aportada por Kietzmann *et al.* (2015) e Iglesia Llanos *et al.* (2017) mediante cicloestratigrafía y magnetoestratigrafía, y deja de manifiesto que los eventos reconocidos en las Loicas no corresponderían a las primeras apariciones de dichas especies.

Es importante destacar que Lakova *et al.* (2017) distinguieron dos tipos de eventos de nanofósiles (Fig. 3.4): uno con FOs diacrónicas y dispersas y, el otro, con FOs mayormente consistentes en distintas secciones analizadas. El primer grupo, incluye *Polycostella beckmannii*, *Hexalithus noeliae* y *Nannoconus compressus*, los que muestran diacronidad en el reino del Tethys, por lo que los autores concluyeron que no deberían utilizarse para correlaciones precisas. El segundo grupo, incluye *Nannoconus globulus minor*, *Hexalithus geometricus*, *N. globulus globulus*, *N. wintereri*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *N. steinmannii minor* y *N.*

kamptneri minor, cuyas FOs demostraron ser más consistentes y por lo tanto más confiables.

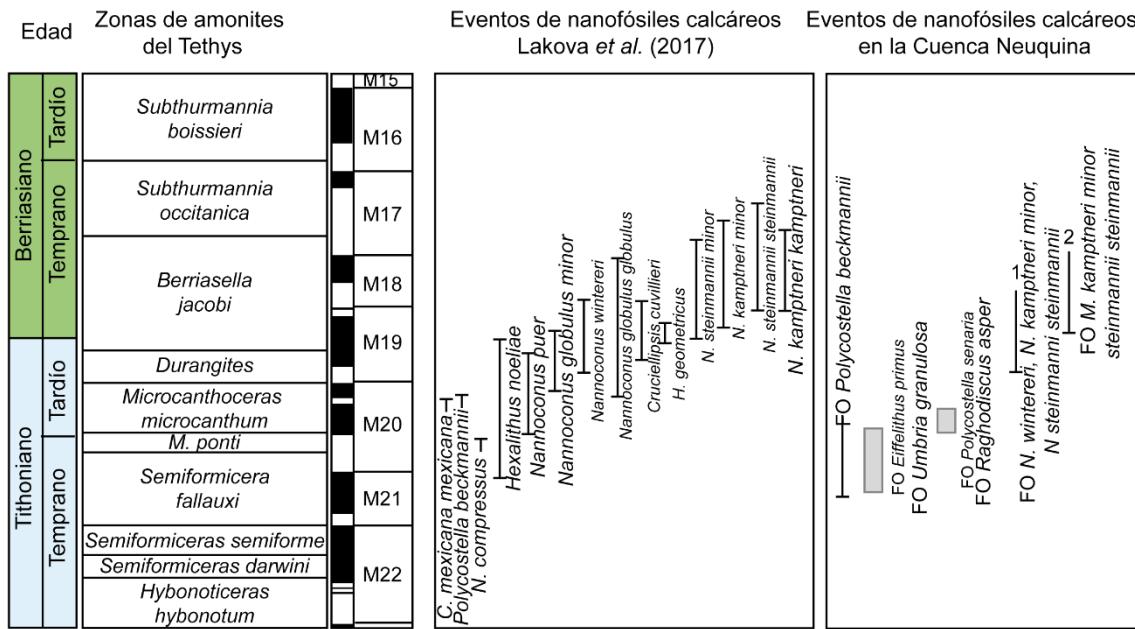


Fig. 3.4: Eventos de nanofósiles calcáreos reconocidos por Lakova *et al.* (2017) y eventos reconocidos en la Cuenca Neuquina (e.g. Lescano y Kietzmann 2010; Vennari *et al.* 2017; Kietzmann *et al.* 2011a, 2014a). 1 y 2) Propuestas de FO de *N. kamptneri minor*.

3.5 Edades absolutas

Las edades absolutas que se conocen en la Cuenca Neuquina para el intervalo Tithoniano - Valanginiano son escasas y no son consistentes con las edades publicadas en la escala de tiempo geológica para ese período (Ogg y Hinnov, 2012; Ogg *et al.* 2016, Hesselbo *et al.* 2020). A nivel global, la mayoría de las edades del Jurásico Tardío no alcanzan los estándares de la GTS2012, dado que son contradictorias en algunos intervalos (Riccardi 2015) y tampoco alcanzan actualmente los estándares de ediciones recientes (GTS2016 y 2020). Es por esto por lo que el Jurásico Tardío ha sido considerado como la época más pobre en relación con puntos de calibración (Ogg y Hinnov 2012).

Según la GTS2020, la base del Tithoniano tendría una edad de 149,24 Ma, la base del Berriasiense una edad de 143,1 Ma y la base del Valanginiano una edad de 137,7 Ma. La mayoría de las edades adoptadas por la GTS 2012 se basan en el

modelo de edad de expansión del fondo oceánico (secuencia M), las cuales han sido utilizadas para calibrar las zonas de amonites tithonianas y berriásicas. Los valores numéricos de las edades absolutas asignadas a los límites están basados en la extrapolación de datos radioisotópicos, ciclos astronómicos, polaridades magnéticas y otros métodos con los que se pueda contar para refinar edades (Ogg *et al.* 2016). La calibración radiométrica de la GTS desde 2012 presenta mejoras relacionadas a la propagación de incertidumbres, descarta edades muy antiguas, recalcula edades y sus errores, mejora las edades U-Pb y recalcula edades Ar-Ar (Gradstein *et al.* 2012). En la GTS2020 (Gradstein *et al.* 2020) se utilizan principalmente edades U-Pb obtenidas del análisis de circones simples a partir de CA-TIMS y, al igual que en la GTS2012, son pocas las edades con las que se cuentan para el Jurásico y todavía requiere de la adquisición de nuevas edades radioisotópicas con una precisa correlación bioestratigráfica (Hesselbo *et al.* 2020). Para la base del Tithoniano Ogg (2020) asume la edad de la secuencia M de 149,2 Ma, la cual es considerada consistente con una edad U-Pb de $147,11 \pm 0,08$ Ma proveniente de la Cuenca Neuquina (Lena *et al.* 2019). Luego, el modelo de edades para la base del Cretácico establece una edad de $143,1 \pm 0,6$ Ma para la base del Berriásano, es decir 1,9 Ma más joven que en la GTS2012, a partir de estimaciones cicloestratigráficas relativas a edades radioisotópicas de la base del Aptiano (Gale *et al.* 2020).

En los últimos años se obtuvieron algunas edades radioisotópicas de la Formación Tordillo. Dado que no hay registro de fósiles con valor bioestratigráfico en esta Formación, históricamente se le ha asignado una edad Kimmeridgiano temprano - Tithoniano temprano a partir de su posición estratigráfica (e.g. Gulisano 1988; Leanza 1993. A su vez, la edad mínima superior de esta unidad se encuentra determinada a partir de la deposición concordante de los depósitos de la Formación Vaca Muerta.

En el sector sur de Neuquén, a partir del análisis de circones detriticos de la Formación Tordillo, Naipauer *et al.* (2012) encontraron picos mínimos de 151 Ma ($N = 51$), 150 Ma ($N = 44$) y 145 Ma ($N = 37$) (Fig. 3.5). A su vez, en el sector norte de Neuquén, los valores obtenidos son ligeramente menores, siendo estos de 143 Ma ($N = 30$), 144 Ma ($N = 34$) y 145 Ma ($N = 36$) (Naipauer *et al.* 2015a) y en el sur de Mendoza los valores obtenidos son de 152 Ma ($N = 42$), 149 Ma ($N = 61$) y 144 Ma ($N = 52$) (Naipauer *et al.* 2015b) (Fig. 3.5). Estos autores concluyeron que los

valores obtenidos son consistentes, y que el Tithoniano inferior en la Cuenca Neuquina no debería ser mayor a 143-146 Ma, unos 7 Ma más joven que lo propuesto en la escala internacional. En la localidad de La Yesera, noreste de Neuquén, Lena *et al.* (2019) obtuvieron una edad de $147 \pm 0,078$ Ma ($N = 6$) para la parte más alta de la Formación Tordillo.

A partir de una edad TIMS de $139,5 \pm 0,03$ Ma ($N = 5$) de la Formación Vaca Muerta, localizada en el sector medio de la Zona de amonites de *Argentiniceras noduliferum*, en la sección Las Loicas (Vennari *et al.* 2014) (Fig. 3.5) y los datos obtenidos por Aguirre Urreta *et al.* (2019) proponen que el límite Jurásico - Cretácico debería ser 5 Ma más joven y trasladarse de 145 Ma a 140 Ma.

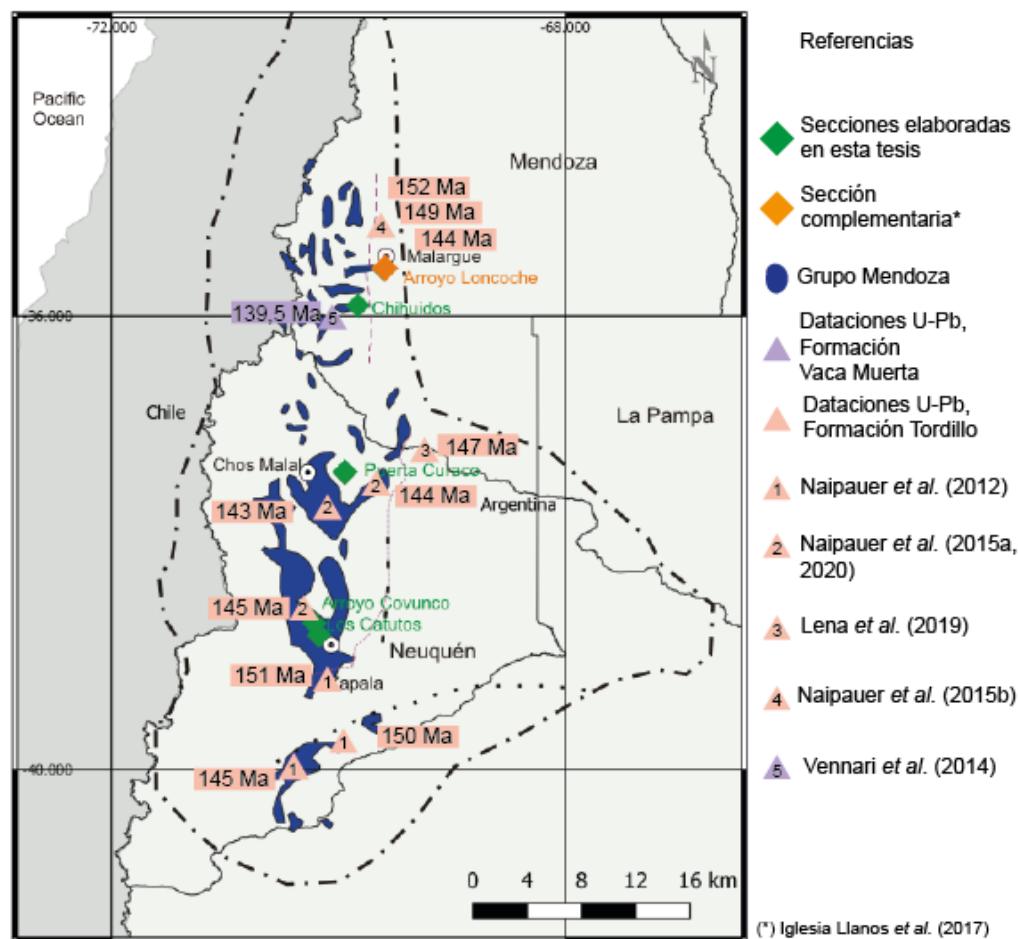


Fig. 3.5: Esquema de la Cuenca Neuquina con los afloramientos del Grupo Mendoza, las secciones elaboradas en esta tesis, la sección complementaria (Iglesia Llanos *et al.* 2017) y la localización de las edades absolutas mencionadas en el texto. En rosa, edades de la Formación Tordillo obtenidas por Naipauer *et al.* 2012, 2015a, b, 2020) y edad de 147 Ma obtenida por Lena *et al.* (2019). En violeta, edad obtenida para la Formación Vaca Muerta por Vennari *et al.* (2014).

Por otro lado, Naipauer *et al.* (2020) obtuvieron un pico de edad mínima de 145 Ma que representaría la edad máxima de deposición para el Miembro Huncal de la Formación Vaca Muerta en Neuquén e interpretan al mismo como generado por zircones reciclados de la Formación Tordillo.

3.6 Síntesis y discusión

A través de los distintos marcadores bioestratigráficos presentados en este capítulo en los últimos años se ha perfeccionado y refinado el marco bioestratigráfico Jurásico – Cretácico de la Cuenca Neuquina (Fig. 3.6). La Zona de *Virgatosphinctes andesensis*, de acuerdo con los datos provistos por los amonites, es equivalente a la Zona Estándar de *Semiformiceras darwini* y *Semiformiceras semiforme* (Riccardi 2015; Vennari 2016) (Fig. 3.1, 3.6). Sin embargo, Zeiss y Leanza (2010) correlacionaron la parte inferior de *Virgatosphinctes andesensis* con la Zona Estándar de *Hybonoticeras hybonotum*, lo cual es, estaría respaldado por la presencia de calciesferas de la Zona de *Carpistomiosphaera tithonica* (Kietzmann *et al.* 2018a). Además, Riccardi (2015) no descarta la correlación con *Mazapilites* (México), un género que abarca desde *Hybonoticeras hybonotum* hasta *Semiformiceras semiforme*.

La Zona de *Pseudolissoceras zitteli* es correlacionada por Riccardi (2015) y Vennari *et al.* (2014) con *Semiformiceras semiforme* y la parte inferior de *Semiformiceras fallauxi* (Fig. 3.1, 3.6). La presencia de la Zona de calciesferas de *Parastomiosphaera malmica* (Ivanova y Kietzmann 2017) así como también la FO de *Polycostella beckmannii* en la parte media de esta biozona de amonites (Kietzmann *et al.* 2011b) podría indicar una correlación con la parte superior de *Semiformiceras darwini* a la parte inferior de *Semiformiceras fallauxi*.

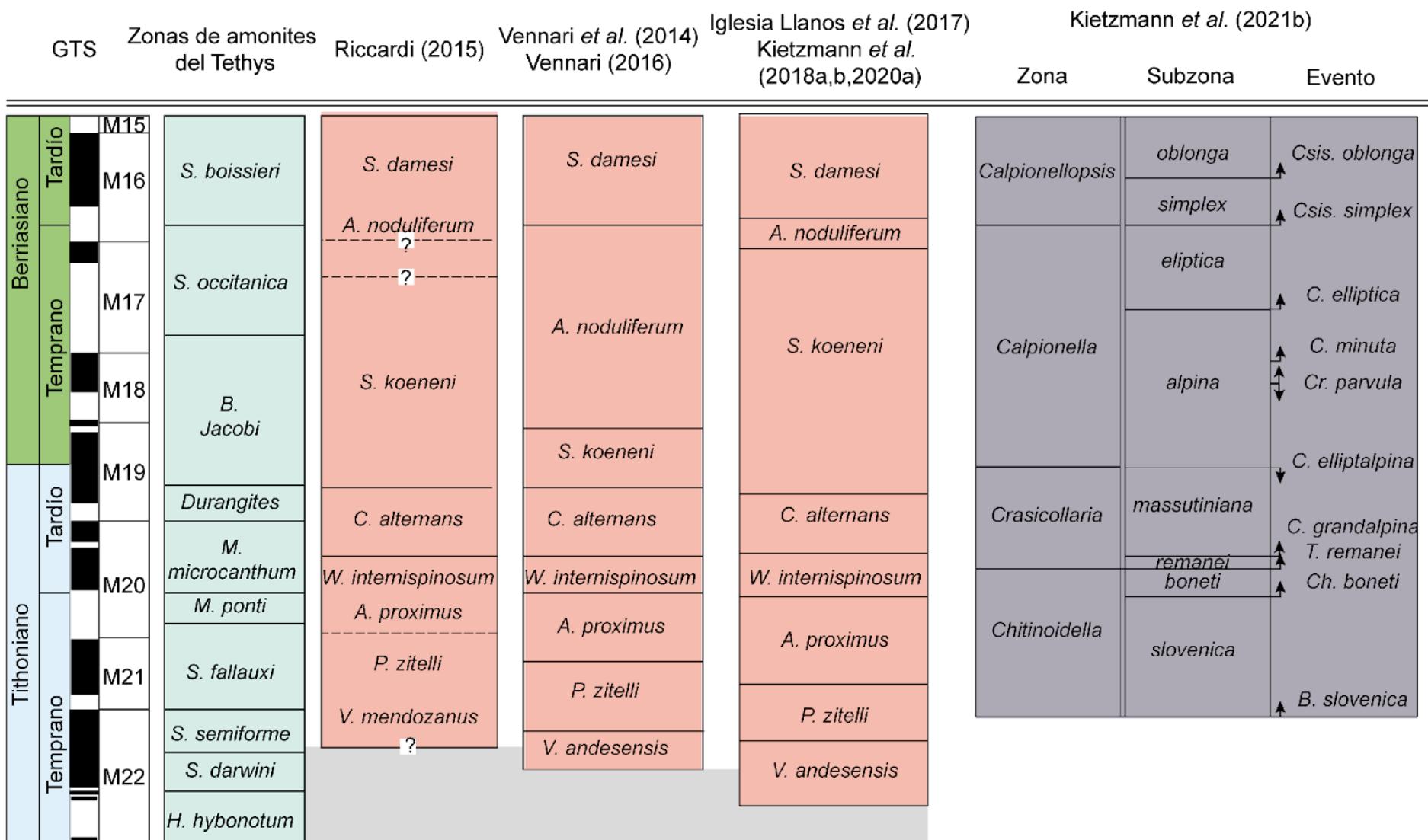
Las Zonas de *Aulacosphinctes proximus*, *Windhauseniceras internispinosum*, *Corongoceras alternans*, presentan una distribución similar entre las propuestas bioestratigráficas basada en amonites, con algunas diferencias sobre todo en la ubicación de la base de la Zona de *A. proximus*. Este intervalo contiene las zonas de calcionélidos de *Chitinoidella* y *Crassicollaria* (Kietzmann *et al.* 2021b), así como

las zonas de calciesferas de *C. tenuis* y *C. fortis* (Ivanova y Kietzmann, 2017), consistentes con estas correlaciones (Fig. 3.6).

La Zona de *Substeueroceras koeneni* contiene el límite Jurásico – Cretácico (JK), aunque no hay acuerdo entre los distintos esquemas bioestratigráfico basados en amonites. De acuerdo con la propuesta de Leanza (1996) y Riccardi (2015) estaría localizado en la parte inferior de esta biozona, a diferencia de Vennari *et al.* (2014), quienes lo localizan en la parte superior de la biozona. Este intervalo fue asignado a la zona de calciesferas de *S. Proxima* (Ivanova y Kietzmann 2017) y a la Zona Estándar de calpionélidos de *Calpionella*, que sería más consistente con la propuesta de Riccardi (2015) (Fig. 3.6).

La correlación de la Zona de *Argentiniceras noduliferum* varía considerablemente entre los esquemas basados en amonites, esencialmente en la extensión de su base (Fig. 3.6). Sin embargo, el límite superior, así como la siguiente biozona (Zona de *Spiticeras damesi*), muestran una distribución temporal similar. En particular, en la parte media de la Zona de *A. noduliferum* Kietzmann *et al.* (2021b) reconocieron la FO de *Calpionellopsis simplex*, que marca la base de la Zona Estándar de *Calpionellopsis*, y sería equivalente al pasaje entre las zonas estándar de *Occitanica* y *Boissieri* (Berriásiano superior).

En síntesis, como se puede observar en la figura 3.6, aún existen grandes discrepancias en las correlaciones bioestratigráficas del intervalo Tithoniano – Berriásiano, y que esta se encuentra aún en constante revisión y progreso. Es por esto por lo que en esta tesis se intentará valorar los marcadores bioestratigráficos y discutirlos en función de los resultados magnetoestratigráficos obtenidos para la Formación Vaca Muerta, con el fin de obtener un esquema cronoestratigráfico más robusto para el Tithoniano - Berriásano de la Cuenca Neuquina.



Referencias

Región Andina

Región del Tethys

81

Fig. 3.6: Resumen de las propuestas bioestratigráficas vigentes y marco bioestratigráfico general para el intervalo Tithoniano – Berriasiano de la Cuenca Neuquina.

Capítulo 4. Mineralogía y proxys magnéticos

Los estudios de magnetismo de rocas tienen como objetivo principal determinar el origen de los minerales portadores de la remanencia magnética y sus características, a partir de diferentes propiedades magnéticas. Ello se logra a partir de ciertos parámetros tales como temperatura de Curie, coercitividad, y transiciones de baja temperatura.

En esta tesis se llevaron a cabo diversos estudios de propiedades magnéticas sobre muestras de la Formación Vaca Muerta, que comprendieron: i) curvas termomagnéticas de alta y baja temperatura, ii) ciclos de histéresis, iii) curvas de adquisición de remanencia isotérmica (IRM).

A continuación, se describen cada uno de los métodos utilizados, los cuales muestran que, en líneas generales, las propiedades magnéticas de la Formación Vaca Muerta no presentan variaciones importantes. Los distintos métodos se realizaron entre el Laboratorio Daniel Valencio del IGEBA y el Instituto de Astronomía y Geofísica de la Universidad de São Paulo (IAG-USP).

Por último, se presentarán los datos de magnetización remanente anhisterética (ARM) y susceptibilidad (k) que se utilizaron para elaborar la cicloestratigrafía.

4.1 Curvas termomagnéticas

Cada mineral ferromagnético muestra una relación particular de k en función de la temperatura (T), por lo que este tipo de curvas son un método de mucha utilidad para la identificación de dichos minerales. Por un lado, las curvas de baja temperatura no producen transformaciones químicas durante el estudio. Por ejemplo, la magnetita pura, a los 110-120 °K, sufre una transformación estructural denominada transición de Verwey, más notable en las partículas multi dominio (MD), que se caracteriza por un aumento brusco de k al superar dicha temperatura (Fig. 4.1) (e.g. Ozdemir y Dunlop 1999).

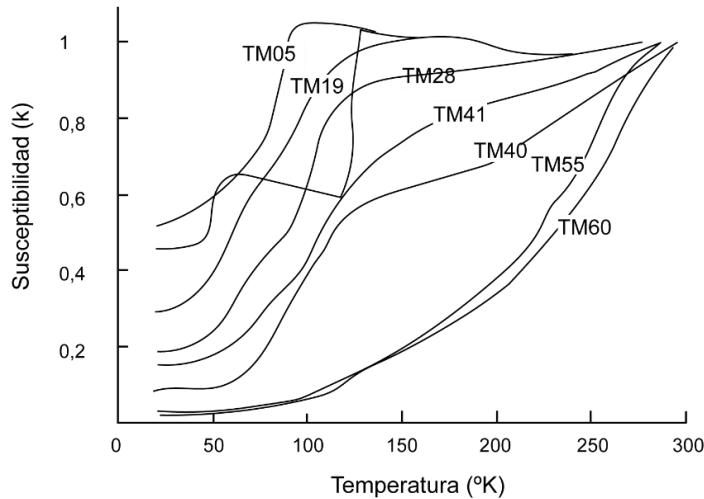


Fig. 4.1: Transición de Verwey teórica, tomada de Moskowitz *et al.* (1998). En esta figura se observa la variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura durante calentamiento entre 15 y 300ºK. Las titanomagnetitas más puras (TM0-TM05) muestran cambios bruscos a 123 y 85 K y luego de esto es prácticamente independiente de la temperatura. Luego, a medida que aumenta la substitución del titanio las curvas se vuelven cada vez más dependientes de la temperatura, para TM19-TM40 la transición ocurre en un rango extendido de temperaturas alrededor de los 100K.

Metodología

Las curvas de k sometidas a altas y bajas temperaturas se efectuaron con un susceptímetro Kappabridge MFK1-A (AGICO) (Fig. 4.2). En el caso de las curvas de baja temperatura, se utilizó nitrógeno líquido hasta -188 °C, midiendo la variación de k en la muestra triturada, hasta temperatura ambiente. Las curvas de alta temperatura, por otro lado, se realizaron en atmósfera inerte mediante la inyección continua de Ar, desde temperatura ambiente hasta 680 °C, y luego enfriando nuevamente hasta temperatura ambiente. El procesamiento e interpretación de los resultados se realizó con el programa Cureval 8.0.2 (AGICO).



Fig. 4.2: Susceptibilímetro Kappabridge MFK1-A.

Para este estudio se analizaron litologías representativas: margas, calizas y tobas. De este modo, se escogieron muestras de la base, el sector medio y el superior, de cada una de las secciones. Para los estudios de magnetismo de rocas, se intentó trabajar, dentro de lo posible, con muestras pertenecientes a los mismos sitios paleomagnéticos (Tabla 1).

Resultados

Las curvas termomagnéticas de baja temperatura de la Formación Vaca Muerta muestran, en todos los casos, un decaimiento inversamente proporcional de k con respecto a T (Fig. 4.3). Este decrecimiento es indicativo de que la susceptibilidad es dominada por minerales paramagnéticos (Dunlop y Ozdemir, 1997; Hrouda *et al.* 1997; Moskowitz *et al.* 1998).

Por otro lado, las curvas de calentamiento (rojo), muestran un aumento de k entre 470 y 580°C, que responde a la neoformación de mineral(es) a esas temperaturas. Las curvas de calentamiento y enfriamiento (azul), sugieren (Fig. 4.4) que el mineral neoformado sería titanomagnetita pobre en Ti, dado que revela una temperatura de Curie entre los 450 (AC), y 550°C (PC, AC.). El rasgo más característico de las curvas obtenidas es su irreversibilidad, producida probablemente por la neoformación de titanomagnetita.

Las litologías muestreadas de la Formación Vaca Muerta presentan un alto contenido de minerales de arcillas (Scasso *et al.* 2002, 2005; Kietzmann *et*

al. 2016a; Capelli *et al.* 2018). Consecuentemente, es posible interpretar que la titanomagnetita neoformada habría sido producida como resultado de su calentamiento (Pan *et al.* 2000).

Arroyo Covunco (AC)				
Litología	Sitios utilizados	Curvas termomagnéticas	Ciclos de histéresis	IRM
Caliza (Wh)	4	X	X	X
Caliza (Wh)	11	X	---	---
Caliza (Wh)	12	---	X	X
Caliza (Wh)	16	X	X	X
Caliza (Wh)	24	X	---	X
Marga (Mrh)	25	---	X	---
Marga (Mrh)	31	X	X	X
Marga (Mrh)	40	X	X	X
Marga (Mrh)	45	X	X	X
Los Catutos (LC)				
Marga (Mrh)	5	X	---	---
Marga (Mrh)	9	X	---	---
Pelita (Fl)	15	X	----	----
Caliza (Wh)	16	X	----	X
Caliza (Wh)	26	X	----	----
Caliza (Wh)	33	X	----	X
Puerta Curaco (PC)				
Marga (Mrh)	4	---	X	X
Caliza (Pih)	12	X	X	X
Caliza (Pih)	18	---	---	X
Toba	23	X	X	X
Toba	29	X	X	X
Caliza (Pih)	31	---	---	X
Marga (Mrh)	37	----	---	X
Marga (Mrh)	40	X	---	X
Marga (Mrh)	45	X	X	X
Marga (Mrh)	48	X	---	X
Marga (Mrh)	52	----	---	X
Marga (Mrh)	54	X	X	X
Marga (Mrh)	56	X	---	X
Marga (Mrh)	57B	X	X	X
Caliza (Bm)	67	X	---	X
Cuesta del Chihuido (CH)				
Caliza (Wh)	2	---	---	X
Marga (Mrh)	3	X	X	---
Intrusivo	9F	---	---	X
Caliza (Wh)	10	X	X	X
Marga (Mrh)	19	---	X	X
Caliza (Wh)	24	X	X	X
Marga (Mrh)	32	---	X	X
Intrusivo	40	---	X	X
Intrusivo	44	---	X	---

Intrusivo	52	X		X
Intrusivo	54	X	X	X
Caliza (Wh)	68	X	X	X

Tabla 1: Síntesis del tipo, localidad y sitio de las muestras utilizadas para los estudios de mineralogía magnética, con la correspondiente metodología. En *italicas*, muestras ubicadas en los tramos analizados en cicloestratigrafía de magnetismo de rocas.

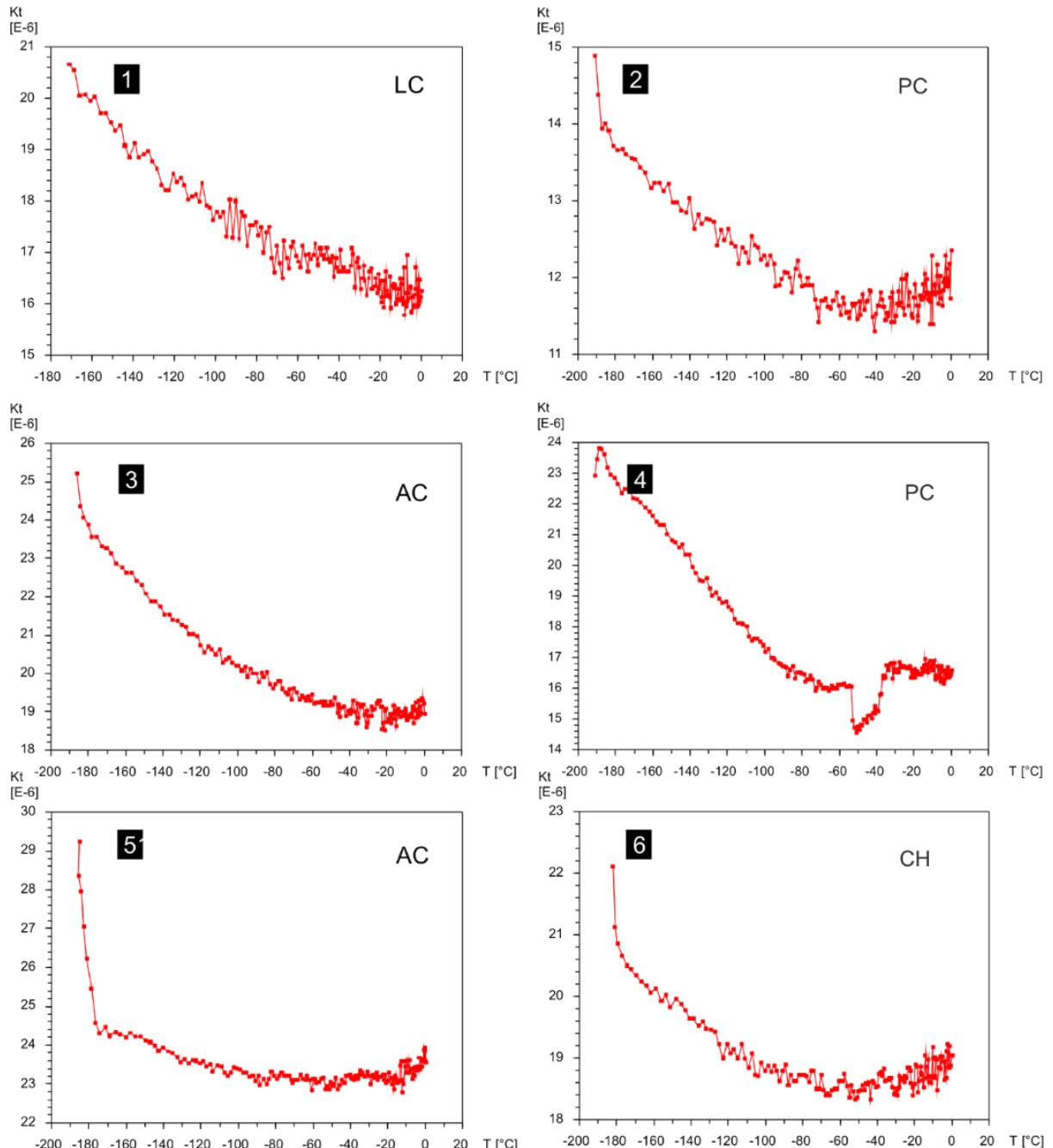


Fig. 4.3: Curvas termomagnéticas de baja temperatura correspondientes a Arroyo Covunco (AC), Los Catutos (LC), Puerta Curaco (PC) y Cuesta del Chihuido (CH). Las litologías

muestreadas son: margas (4 y 6), calizas (1,3 y 5) y tobas (2). En todos los casos se observa un decaimiento exponencial de k con el aumento de T , lo cual es indicativo de que k sería dominada por minerales paramagnéticos.

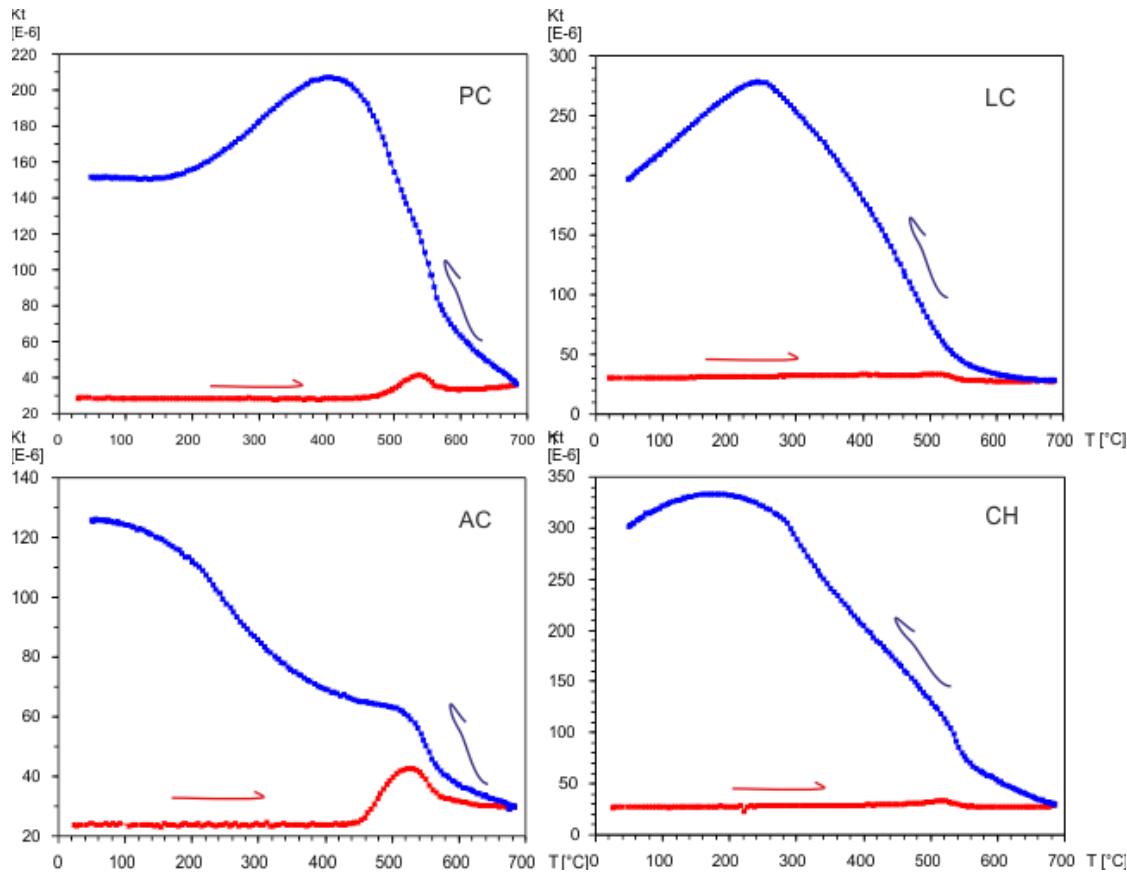


Fig. 4.4: Curvas termomagnéticas de alta temperatura en las localidades muestreadas. En rojo (azul), curva de calentamiento (enfriamiento). En todos los casos, las curvas son irreversibles y muestran un aumento de k entre 470 y 580°C, como resultado de la neoformación de minerales y cambio de la mineralogía por calentamiento.

4.2 Ciclos de histéresis

Otra herramienta útil para la identificación de minerales magnéticos y sus estados de dominio es la variación de la magnetización inducida (J_i) con el campo aplicado (B), dado que brinda parámetros distintivos como la coercitividad (B_C) y el campo de saturación (e.g Roberts *et al.* 1995; Tauxe *et al.* 2009), que se define como el campo a partir del cual la magnetización adquirida no puede aumentar (B_{SAT}). En el caso de las magnetitas dominio simple (DS), la saturación ocurre a $B \sim 400$ mT (Dunlop y Ozdemir 1997), en

tanto que para las magnetitas pseudo-dominio simple (PSD) o multidominio (MD), o en el caso de titanomagnetitas, el valor de saturación es menor. La hematita posee una B_{SAT} del orden de los ~ 4T.

Al igual que con las curvas termomagnéticas, los materiales paramagnéticos presentan un comportamiento especial. La variación de J_i con H es de carácter lineal, lo que deja a los materiales ferromagnéticos como los únicos capaces de producir un ciclo de histéresis (e.g. Butler 2004; Tauxe *et al.* 2009).

Metodología

Se aplicó un campo magnético creciente hasta que la muestra alcanzó la saturación (J_s). Posteriormente, se invirtió B al tiempo que se medía J .

Se realizaron 7 ciclos de histéresis de la sección Puerta Curaco con un magnetómetro LakeShore 7404 (B_{max} 1/4 2000mT) del Laboratorio de Magnetismo del Instituto de Física de La Plata (Universidad Nacional de La Plata). Se efectuaron curvas de *backfield* para obtener valores de coercitividad de la remanencia B_{rc} (Roberts *et al.* 1995). Posteriormente se realizaron 7 ciclos de histéresis para las secciones Arroyo Covunco y 10 para la sección Cuesta del Chihuido con un Magnetómetro MicroMag Vibrating Sample, Princeton Measurements Corporation, en el IAG-USP, San Pablo, Brasil. Los datos fueron procesados e interpretados mediante el software HystLab (Paterson *et al.* 2018).

Como con las curvas termomagnéticas, se seleccionaron margas, calizas y tobas, más intrusivos de Cuesta del Chihuido. Se intentó cubrir toda la sección, utilizando muestras de los mismos sitios para todas las metodologías (Tabla 1).

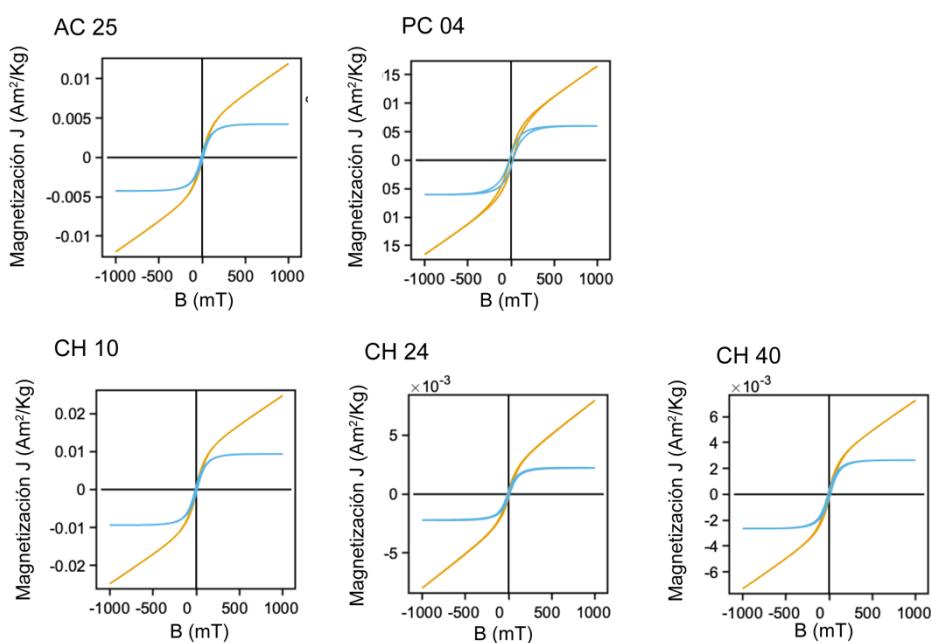
Resultados

Las muestras estudiadas mostraron una respuesta dominada por minerales paramagnéticos (curva naranja, Fig. 4.5), por lo que fueron corregidas para remover esta tendencia, sustrayendo la componente lineal en los diagramas J vs B del total. De este modo, se obtuvieron los ciclos de

histéresis correspondientes a la fracción ferromagnética (curva azul, Fig. 4.5, Tabla 2).

En dichos ciclos, se observa que J satura a $B \leq 500$ mT, mostrando morfologías tipo “cintura de avispa” (*wasp-waisted*), en calizas, margas, tobas y filones capa, como tipo “panza de jarrón” (*pot belly*) en calizas y filones capa y (Fig. 4.7). Del total de muestras procesadas, el 60% revelaron morfologías tipo cintura de avispa, el 30% de “panza de jarrón”, en tanto que el 10% restante no fueron claras. Por lo tanto, se interpreta que existen dos minerales ferromagnéticos con coercitividades diferentes (e.g. Roberts *et al.* 1995; Jackson y Swanson, 2012; Tauxe *et al.* 1996), que probablemente correspondan a titanomagnetitas como mineral principal y, hematita en forma subordinada

A



B

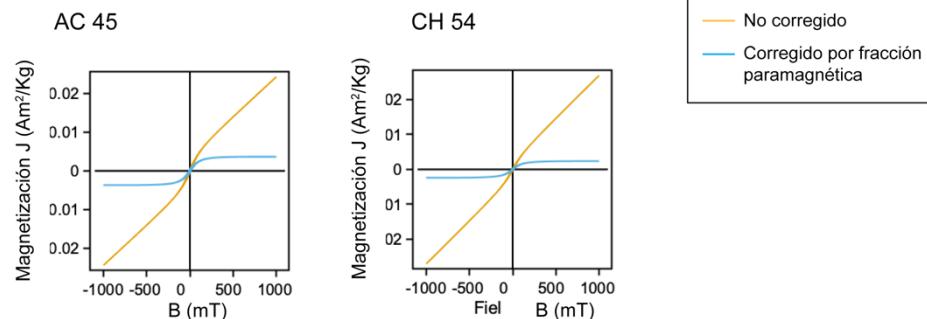


Fig. 4.5: Ciclos de histéresis en muestras representativas de la Formación Vaca Muerta. Se observan: (A) morfología de “cintura de avispa” y (B), morfología de “panza de jarrón”, que indicaría la presencia de dos minerales con coercitividades diferentes. Unidades: B en mT y J en Am²/Kg.

Arroyo Covunco (AC)						
Muestra	Jrs	Js	Brc	Bc	Jrs/Js	Brc/Bc
4	1,84E-04	1,96E-03	-	10,8	9,39E-02	-
12	1,64E-04	1,77E-03	-	9,7	9,27E-02	-
16	2,01E-04	2,29E-03	-	9,7	8,78E-02	-
25	4,31E-04	4,25E-03	-	10,9	1,01E-01	-
31	2,63E-04	2,80E-03	-	9,8	9,39E-02	-
40	8,44E-05	9,19E-04	-	10,1	9,18E-02	-
45	3,53E-04	3,67E-03	-	10,2	9,62E-02	-
Puerta Curaco (PC)						
Muestra	Jrs	Js	Brc	Bc	Jrs/Js	Brc/Bc
4	0,000172	0,000765	-40,7393	12,5002	0,224813	-3,259092
23	0,000595	0,026738	-27,8555	-2,50108	0,02226	11,13739
29	8,35E-05	0,000481	-23,5082	7,49985	0,173571	-3,134489
45	5,05E-05	0,001623	-20,7305	5,00019	0,031119	-4,145942
54	6,18E-05	0,000659	-17,8781	5,00018	0,093795	-3,575491
12	7,96E-05	0,001233	-23,5308	-7,50001	0,064553	3,137436
57	0,000119	0,003902	-13,5814	2,50048	0,030475	-5,431517
Chihuidos (CH)						
Muestra	Jrs	Js	Brc	Bc	Jrs/Js	Brc/Bc
3	1,06E-03	6,03E-03	-	21	1,76E-01	-
10	8,96E-04	9,37E-03	-	10,6	9,56E-02	-
19	2,43E-04	2,38E-03	-	10,8	1,02E-01	-
24	3,00E-04	2,24E-03	-	13,5	1,34E-01	-
32	5,18E-04	5,42E-03	-	10,3	9,56E-02	-
40	3,32E-04	2,64E-03	-	13,9	1,26E-01	-
44	6,88E-04	5,56E-03	-	14	1,24E-01	-
52	2,76E-04	2,62E-03	-	10,7	1,05E-01	-
54	1,96E-04	2,38E-03	-	8,8	8,24E-02	-
68	4,03E-04	3,32E-03	-	13,3	1,21E-01	-

Tabla 2: Parámetros magnéticos obtenidos en la Formación Vaca Muerta. *Itálicas*: filones capa de Cuesta del Chihuido. Unidades: B en mT y J en Am²/Kg.

4.3 Magnetización remanente isotérmica (MRI)

Metodología

Se aplicó un campo magnético (H) en una dirección y con intensidad creciente, con la finalidad de obtener la magnetización de saturación (J_s). Se aplicaron pulsos de $H = 15, 29, 44, 61, 74, 100, 150, 200, 300, 450, 600, 800, 1000, 1310, 1970$ y 2300 mT, mediante un magnetizador por pulsos IM-10-30 (ASC Scientific) (Fig. 4.6). Luego de cada paso, se midió J en el magnetómetro JR6 (Fig. 4.7).

Se realizaron curvas de adquisición de remanencia isotérmica (MRI) hasta alcanzar sea la saturación de las muestras, o el límite instrumental de ~ 2 T. Los resultados fueron consistentes en las cuatro secciones estudiadas (Fig. 4.8).

Al igual que en los métodos anteriores, se analizaron las litologías más representativas: margas, calizas y tobas, además de filones capa de Cuesta del Chihuido. Se seleccionaron muestras de la base, sectores medio y superior. Dentro de las posibilidades, se intentó utilizar muestras pertenecientes a los mismos sitios para todos los estudios de mineralogía magnética que se detallaran a continuación (Tabla 1).



Fig. 4.6: Magnetizador por pulsos IM-10-30.

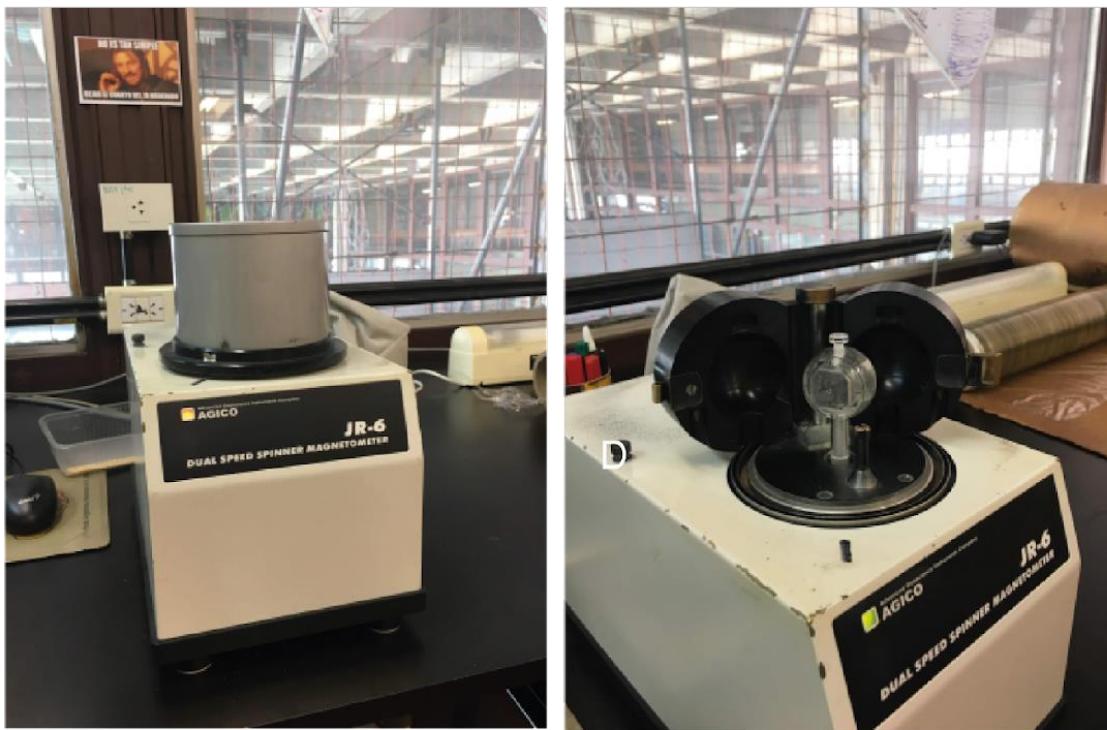


Fig. 4.7: Magnetómetro rotativo JR6.

Resultados

En la sección Arroyo Covunco, se realizaron 7 curvas de adquisición de remanencia isotérmica (Fig. 4.8; Tabla 1), correspondientes a dos margas. Una saturó a < 400 mT, mientras que la otra no alcanzó la saturación, lo cual indica que los minerales magnéticos serían titanomagnetita y hematita (e.g. Heslop *et al.* 2002). Por otro lado, se analizaron calizas, de las cuales un 80% saturaron a valores < 400 mT mientras que el 20% restante no alcanzó la saturación, lo cual corrobora la presencia de titanomagnetitas y hematita (Fig. 4.8).

En la sección Los Catutos se realizaron 6 curvas pertenecientes a calizas que saturaron a < 300 mT (Fig. 4.8; Tabla 1), indicativo de titanomagnetita (e.g. Lowrie y Heller 1982; Lowrie 1990; Heslop *et al.* 2002).

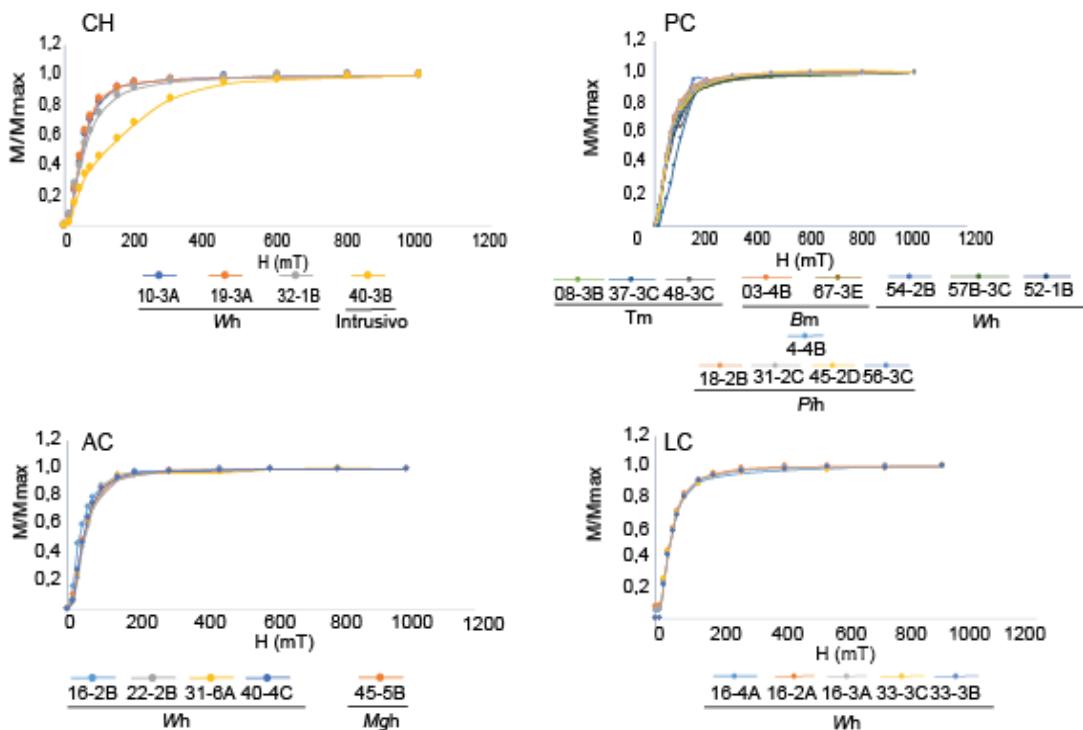
En Puerta Curaco se obtuvieron 15 curvas de tobas, *bindstones*, margas y calizas. El 50% de las tobas saturaron a < 350 mT, mientras que el 50% restante no alcanzaron la saturación. Los *bindstones* y las margas, por otro lado, saturaron a < 350 mT, igual que el 90% de las calizas (Fig. 4.8). Ello

respalda asimismo a la presencia de titanomagnetita, con valores de saturación < 500 mT, y de hematita, con valores de saturación > 1 T (Heslop *et al.* 2002).

Finalmente, en Cuesta del Chihuido (CH) se realizaron 5 curvas en las calizas y en los filones capa. El 80% de las calizas saturaron a valores < 200 mT, en tanto que el 20% restante no lo hizo (Fig. 4.8). Contrariamente, en el caso de los filones capa, sólo el 20% saturaron a < 200 mT, en tanto que el 80% no alcanzaron la saturación.

Los valores de saturación de la remanencia a ≤ 500 mT en las curvas de adquisición de MRI, permiten corroborar que el mineral magnético sería titanomagnetita (Fig. 4.8A) (Lowrie 1982; Heslop *et al.* 2002; Ludwig *et al.* 2013). Subordinadamente, se observan curvas que no alcanzaron la saturación (Fig. 4.8B), correspondiente a un mineral de coercitividades mayores (hematita?). Esto resulta consistente con la morfología de cintura de avispa hallada en los ciclos de histéresis, confirmando la presencia de dos fases minerales, una dominante perteneciente a la serie de las titanomagnetitas y otra subordinada de coercitividades mayores posiblemente hematita.

A Ferromagnéticos s.s



B Antiferromagnéticos

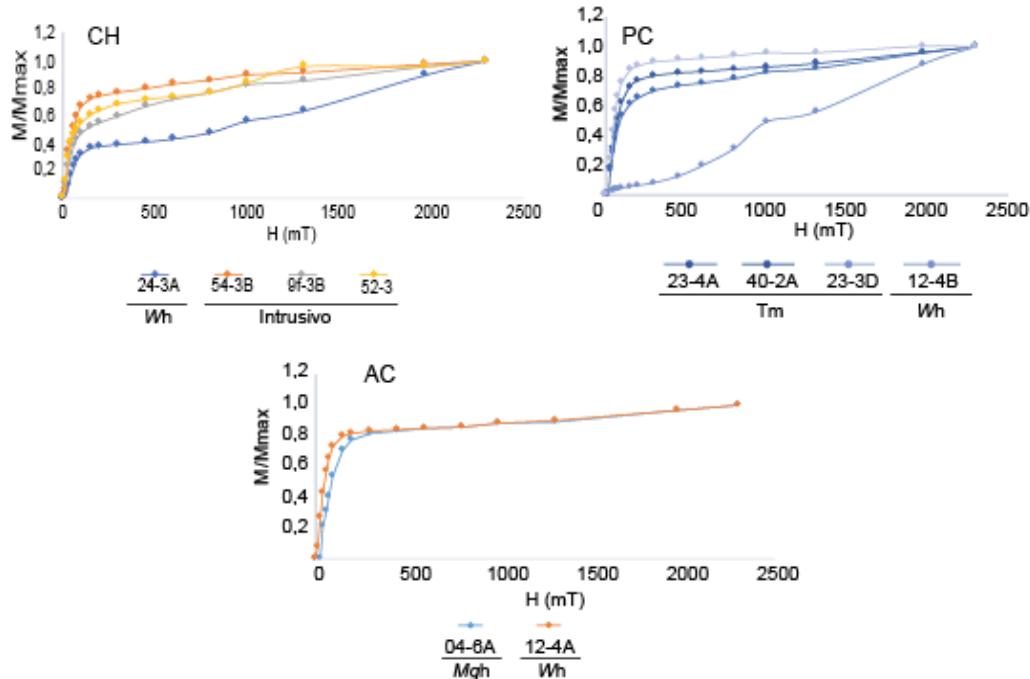


Fig. 4.8: Curvas de MRI en litologías representativas de la Formación Vaca Muerta (Tabla 1).

La mayor parte de las muestras lograron la saturación a $H \leq 300$ mT (A), lo cual es indicativo de la presencia de titanomagnetita. El 30% de las muestras, por otro lado, no saturaron a 1,2T

(B), debido muy probablemente, a la ocurrencia de hematita. Referencias: *Wh*: wackestone laminados, *Pih*: packstone, *Tm*: toba, *Bm*: bindstone, *Mgh*: margas laminadas.

Diagrama de Day

Los datos obtenidos de los estudios de magnetismo de rocas, en combinación con los de desmagnetización térmica y por campos alternos, sugieren que la remanencia natural de la Formación Vaca Muerta sería portada principalmente por minerales de la serie de las titanomagnetitas (Dunlop y Ozdemir, 1997) y de manera subordinada, por una fase mineral de coercitividades mayores como hematita.

La relación entre la magnetización y la coercitividad se ilustra en el diagrama de Day (Day *et al.* 1977) de la Fig. 4.9. De un total de 7 muestras realizadas para la sección Puerta Curaco, 4 se ubican en el área de pseudo dominio simple (PSD) y 3 en el área de multidominio (MD) (Tabla 3).

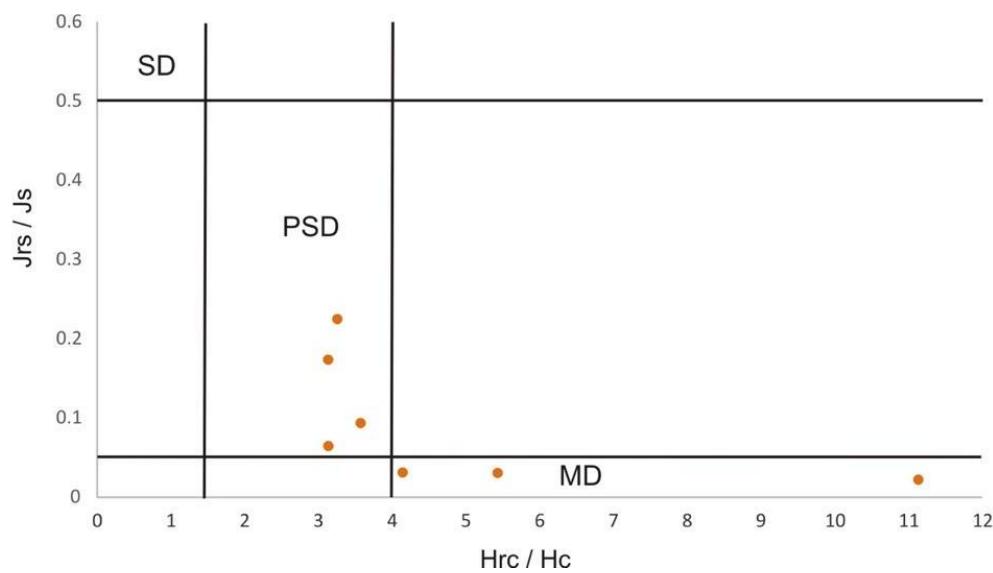


Fig. 4.9: Diagrama de Day (Day *et al.* 1977) para la Formación Vaca Muerta.

Puerta Curaco (PC)		
Muestra	Jrs/Js	Brc/Bc
4	0,22481335	3,25909185
23	0,02225998	11,1373886
29	0,1735711	3,13448936
45	0,03111897	4,14594245
54	0,09379461	3,57549128
12	0,06455326	3,13743582
57	0,03047539	5,43151715

Tabla 3: Parámetros utilizados en la construcción del diagrama de Day (Day *et al.* 1977). B: mT y J: Am²/Kg.

4.4 Petrografía

La descripción petrográfica de la Formación Vaca Muerta se encuentra bien detallada en los trabajos de Kietzmann (2011) y Kietzmann *et al.* (2008, 2014a, 2016a, 2020b, 2021a). Dada la importancia que en estos estudios tienen los minerales magnéticos, para esta Tesis doctoral se estudiaron sólo los minerales opacos, con el objetivo de integrar estos datos con los de magnetismo de rocas. Asimismo, y debido a las restricciones ocasionadas por la pandemia, no fue posible realizar la totalidad los cortes calcográficos que se habían planeado. Para el estudio de cortes petrográficos y pulidos calcográficos, se utilizó un microscopio Leica DM750P equipado con una cámara DFC295, disponible en el IGEBA. Los ejemplos de cortes delgados y pulidos calcográficos corresponden a las secciones de Puerta Curaco y Cuesta del Chihuido.

Pulidos calcográficos

En la sección Puerta Curaco, se observó en un pulido al aire un wackestone laminado (Wh). Se puede observar titanomagnetita, como un

cristal anhedral, isotrópico, de color gris pardo, moderada reflectividad, y tamaño medio de 80 μm (Fig. 4.10a, b).

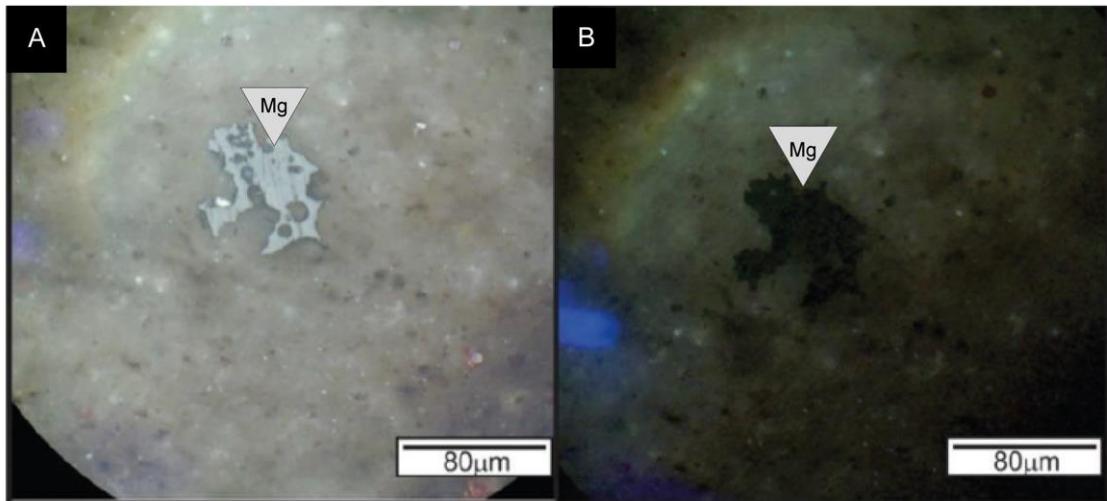


Fig. 4.10: Cortes pulidos representativos de la Formación Vaca Muerta en la sección Puerta Curaco. Muestra correspondiente al sitio 54, wackestone laminado (*Wh*). A) Luz reflejada. 50x, en aceite. Cristal de titanomagnetita (mg) de 80 μm , con nícoles paralelos. B) Luz reflejada. 50x, en aceite. Cristal de titanomagnetita (mg) de 80 μm , con nícoles cruzados.

Por otro lado, si bien no se encontraron indicios de pirrotina en los estudios de mineralogía magnética mencionados anteriormente, al observar los pulidos se observó un cristal que podrían corresponder a este mineral.

Cortes petrográficos

En los cortes delgados analizados, una gran parte de los minerales opacos corresponden a pseudomorfos de hematita (FeS_2O_3) según pirita (FeS_2). La pirita es un mineral que aparece frecuentemente en la Formación Vaca Muerta debido a las condiciones disóxicas que prevalecieron durante la deposición. La pirita aparece como agregados framboidales o como cristales cúbicos diseminados en la matriz, llenando espacios porales o reemplazando a las partículas esqueletales. Su abundancia varía entre 1 y 15 %, estando normalmente oxidada debido a los procesos diagenéticos que modificaron a la unidad durante la telogénesis. En la figura 4.11 se ilustra la presencia de dichos

pseudomorfos de hematita según pirita framboidal y/o cúbica, en *wackestones* laminados (*Wh*).

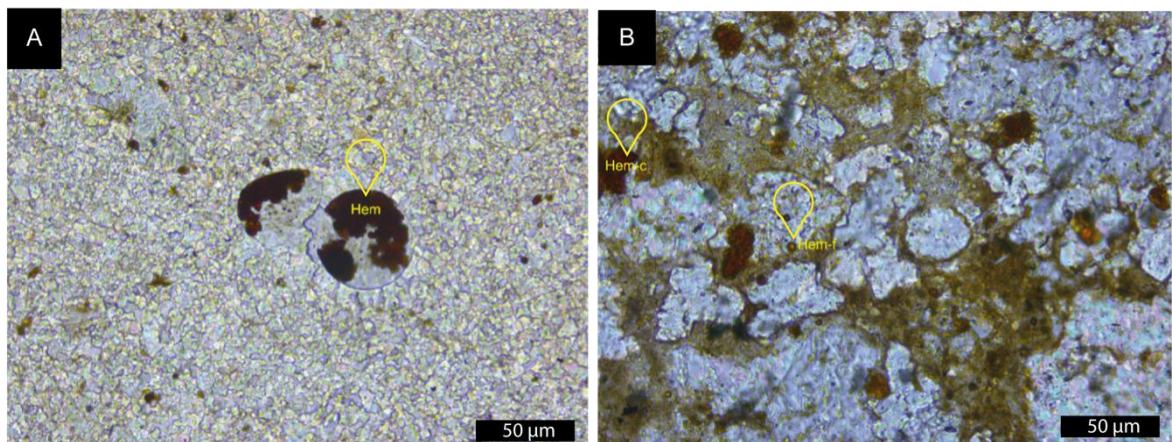


Fig. 4.11: Entre los minerales opacos, es común en las calizas, la ocurrencia de pseudomorfos de hematita según pirita. A) *Wackstone* laminado, en el sector superior del Miembro Los Catutos en la sección Los Catutos, muestra una matriz parcialmente recristalizada. En primer plano, se observa un pseudomorfo de hematita (Hem) según pirita (framboidal) llenando las cámaras de un foraminífero, con agregados similares más pequeños, dispersos en la matriz. B) *Wackstone* laminado (*Wh*), en el sector superior de la sección Puerta Curaco, muestra una matriz parcialmente recristalizada. Como minerales opacos se distinguen pseudomorfos de hematita según pirita framboidal (Hem-f) y cúbica (Hem-c).

Sobre la base de los resultados obtenidos, se interpreta que el mineral portador de la remanencia primaria en la Formación Vaca Muerta sería titanomagnetita, probablemente en tamaño dominio pseudosimple (PSD). Junto con la titanomagnetita, aparece la hematita como mineral magnético de origen secundario. Se interpreta que la titanomagnetita en la Formación Vaca Muerta provendría del arco magmático ubicado en el oeste, el cual se encontraba activo desde el Jurásico Inferior y hasta el Cretácico Inferior y/o como aporte detrítico desde el Este (e.g. Kietzmann y Vennari 2013; Leanza *et al.* 2020a). La hematita, por otro lado, provendría de la oxidación de la pirita que, en esta unidad, se encuentra en altas concentraciones.

4.5. Proxies magnéticos

4.5.1 Magnetización remanente anhisterética (ARM)

El método consiste en exponer una muestra a un campo magnético (H) alterno, mientras se mantiene otro H directo. Los minerales ferromagnéticos son los únicos capaces de adquirir la intensidad del campo alterno aplicado, siendo las partículas SD y PSD los portadores más eficientes (Butler 1998). Es por ello por lo que la aplicación de ARM permite estudiar la variación en el contenido de minerales ferromagnéticos y aislarla de la respuesta que pueda resultar de la influencia de minerales paramagnéticos.

Metodología

Para este estudio, se recolectaron muestras banco a banco en dos tramos de las secciones Puerta Curaco y Cuesta del Chihuido. Se escogieron estas dos secciones de la Formación Vaca Muerta porque son las que mejor se conocen desde el punto de vista sedimentológico y cicloestratigráfico (Kietzmann *et al.* 2011, 2015, 2016a).

En gabinete, se molieron las muestras y vertieron en cubos de poliestireno de 2cm x 2cm x 2cm. Se aplicó un campo alterno de 80 mT combinado con uno directo de 50 mT, mediante un desmagnetizador/magnetizador LD-A (AGICO) (Fig. 4.12). La selección de los campos alterno y directo aplicados se basa en la mineralogía magnética de la litología a estudiar (e.g. Kodama *et al.* 2010; Hinnov *et al.* 2013). En el caso de la serie de titanomagnetita, como la interpretada en la Formación Vaca Muerta, se recomienda aplicar H entre 50 mT y 100mT. Sin embargo, debido a la limitación instrumental, se utilizó un campo alterno de 60 mT. Luego de cada etapa, se midió J con el magnetómetro JR6 AGICO (Fig. 4.7). Para este trabajo se procesaron 261 muestras de Puerta Curaco y 123 muestras de Cuesta del Chihuido. Las litologías estudiadas fueron principalmente margas con contenido variable de carbonato de calcio y calizas, que son las eficientes para evaluar las variaciones en el contenido de minerales magnéticos posiblemente

influenciados por factores astronómicos. Además, se muestrearon en forma subordinada, pelitas y tobas.



Fig. 4.12: Desmagnetizador/magnetizador LD-A (AGICO).

Resultados

En Puerta Curaco, las 261 muestras analizadas fueron recolectadas a lo largo de c. 100 m del tramo correspondiente al tercio superior del perfil (en Capítulo 2). Los valores de MRA variaron entre $2,97 \times 10^{-8}$ Am²/Kg y $6,72 \times 10^{-7}$ Am²/Kg (Tabla V, Anexo I), encontrándose las intensidades de ARM

relativamente mayores, en el tercio inferior de este tramo (Fig. 4.13A). Luego de la muestra 75, los valores se mantienen relativamente bajos, hasta el intervalo de muestra 170 a 200, en el que se observa un marcado incremento y posterior disminución de los valores de intensidad de ARM.

En Cuesta del Chihuido, por otra parte, las 123 muestras fueron recolectadas a lo largo de c. 30 m en el sector medio del perfil (ver Capítulo 2, Fig. 2.22). Se obtuvieron valores entre $1,07 \times 10^{-5}$ Am²/Kg y $2,92 \times 10^{-3}$ Am²/Kg (Tabla VI, Anexo I), es decir, de al menos tres órdenes de magnitud mayor que en Puerta Curaco. Se observa una tendencia relativamente constante de los valores de intensidad de ARM, (Fig. 4.13B) hasta la muestra 90, donde aumentan las intensidades (Fig. 4.13B).

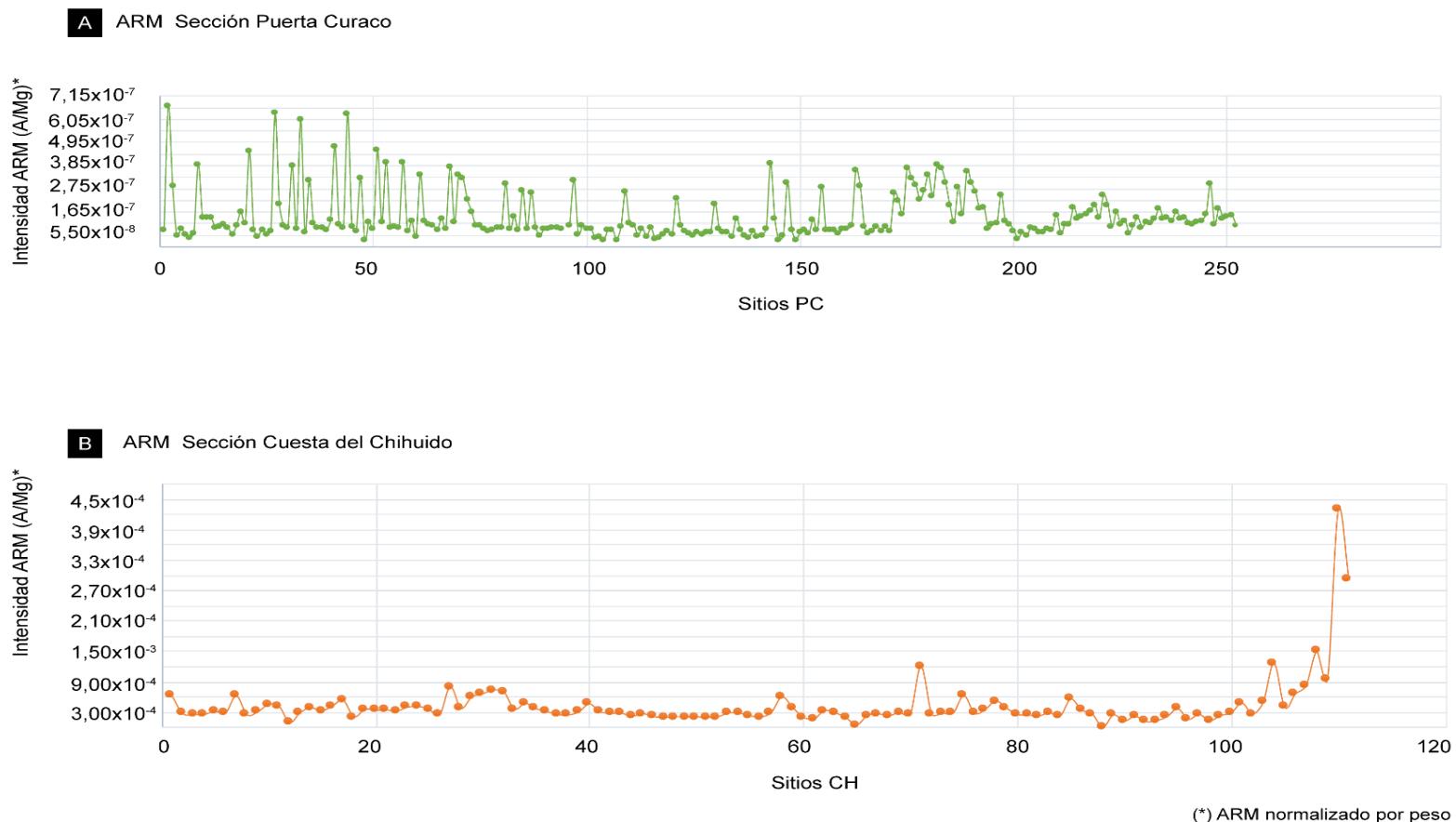


Fig. 4.13: Valores de intensidad de ARM graficados en función de su posición estratigráfica. A) Sección Puerta Curaco (PC), los valores de MRA variaron entre $2,97 \times 10^{-8}$ A/mg y $6,72 \times 10^{-7}$ A/mg y se observan los valores más altos en el primer tercio del tramo muestreado. Entre los sitios 170 y 190 se distingue otro intervalo de valores altos, entre 3×10^{-7} y 4×10^{-7} A/mg. Luego, los sitios vuelven a tomar valores $< 2 \times 10^{-7}$; B) Sección Cuesta del Chihuido (CH), los

valores de RA variaron entre $1,07 \times 10^{-5}$ A/mg y $2,92 \times 10^{-3}$ A/mg y se observa una tendencia relativamente constante de los valores de intensidad de ARM, hasta la muestra 110, y un posterior incremento.

4.5.2 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es una medida de la concentración de minerales magnéticos en una roca. Es por esto por lo que puede ser utilizada para evaluar la relación entre el aporte terrígeno y la producción de carbonato de calcio en una secuencia (e.g. Sagnotti *et al.* 1998). El contenido de carbonato de calcio en las rocas influye en la susceptibilidad magnética (e.g. Ellwood *et al.* 1996, 2004; Gunderson *et al.* 2013 Kodama e Hinnov 2015), en una relación inversamente proporcional.

Metodología

Se tomaron tres mediciones de k en cada banco, tal como con el MRA, en Los Catutos, Puerta Curaco y Cuesta del Chihuío. Se realizó un muestreo continuo banco a banco de calizas, margas y pelitas utilizando un susceptíbilímetro SM 30 ZH Instruments (Fig. 4.14A). El perfil de Los Catutos fue muestreado en su totalidad, mientras que para Puerta Curaco y Cuesta del Chihuido se muestrearon los mismos tramos que para el análisis de MRA. Los datos obtenidos se usaron, asimismo, para evaluar ciclicidad a partir de k .

Resultados

Los valores de k en Los Catutos varían entre $-0,73 \times 10^{-4}$ SI y $5,42 \times 10^{-4}$ SI a lo largo de los c. 90 m de la sección (Tabla VII, Anexo I). Los mayores valores corresponden al cuarto inferior de la sección, luego de que se mantienen constante Fig. 4.14B).

En Puerta Curaco, se observaron valores bastante similares a Los Catutos, i.e. entre $-0,101 \times 10^{-4}$ SI y $0,0997 \times 10^{-4}$ SI (Tabla VIII, Anexo I). Se pueden observar en el tramo muestreado, variaciones claras de k en relación con el tipo de litología muestreada. Estas variaciones muy probablemente dependen del contenido de carbonato de calcio (Fig. 4.15A).

En Cuesta del Chihuido, por otra parte, los valores resultan similares, ya que varían entre $-0,2088 \times 10^{-4}$ SI y $0,341 \times 10^{-4}$ SI (Tabla XIX, Anexo I). Estos valores se mantienen bastante constantes en todo el tramo (Fig. 4.15B).

En estudios previos realizados en la Formación Vaca Muerta, Kohan Martínez *et al.* (2018) y Kietzmann *et al.* (2018b) ya habían observado la relación de los valores de k y el contenido de carbonato de calcio. La misma relación se estableció en las secciones Puerta Curaco y Cuesta del Chihuido, donde los mayores valores de k corresponden a las margas y pelitas.

El origen de la relación de k vs contenido de carbonato de calcio se explica en el Capítulo 7, en función del control que ejercerían los ciclos de Milankovitch.

A



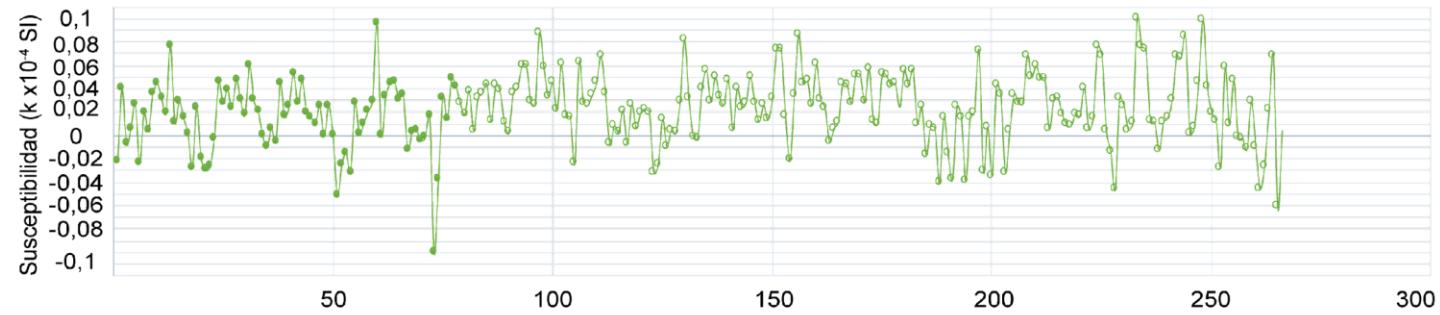
B

Sección Los Catutos



Fig. 4.14: A) Susceptíbilímetro SM 30 (ZH Instruments); B) Variación de susceptibilidad según posición estratigráfica en Los Catutos (1), donde se observan los mayores valores en los primeros c. 55 m.

A Sección Puerta Curaco



Sitios PC

B Sección Cuesta del Chihuido

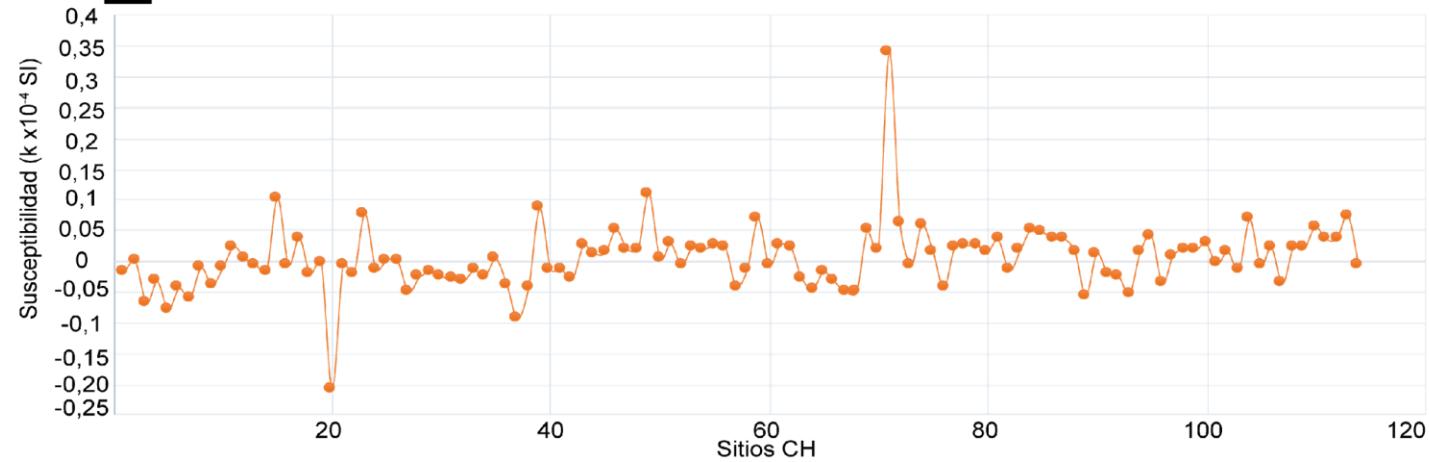


Fig. 4.15: Se utilizó también un Susceptibilímetro SM 30 (ZH Instruments). A) En Puerta Curaco y en B) Cuesta del Chihuido, en cambio, los valores de k se mantienen constantes.

Capítulo 5. Paleomagnetismo

5.1 Antecedentes

Los primeros estudios paleomagnéticos en unidades jurásicas de Argentina fueron realizados fundamentalmente en rocas ígneas de la Patagonia. Entre ellos, se destacan los trabajos de Vilas y Valencio (1970), Creer *et al.* (1972) y Vilas (1974), que en la zona de la estancia La Reconquista y la Bahía Camarones, en la provincia de Santa Cruz, estudiaron la Formación Chon Aike compuesta por riolitas, ignimbritas y tobas de edad jurásica media ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ 166 ± 6 Ma). Vilas y Valencio (1970) obtuvieron los primeros polos paleomagnéticos Jurásicos de América del Sur y llevaron adelante este estudio en rocas de 160 ± 7 Ma ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, Cazaneuve 1965). En la Bahía Camarones, Creer *et al.* (1972), estudiaron riolitas y andesitas de la Formación Chon Aike con el fin de analizar la apertura del atlántico sur. Luego, Vilas (1974), amplió los estudios sobre la Formación Chon Aike en la provincia de Santa Cruz, obteniendo un nuevo polo paleomagnético consistente. Linares y Valencio (1975), efectuaron estudios paleomagnéticos y radimétricos en diques basálticos del Río de Los Molinos, provincia de Córdoba, asignados al Jurásico Superior-Cretácico Inferior, con el fin de obtener PP de esta edad. Los trabajos posteriores efectuados en rocas ígneas ya contarían con criterios de confiabilidad adicionales (Q, van der Voo 1990) tales como resta vectorial, edades radimétricas cercana a la de magnetización, tests estadísticos y magnetismo de rocas para corroborar el origen de las magnetizaciones aisladas. Entre ellos se destacan los efectuados por Valencio *et al.* (1983), Oviedo y Vilas (1984) y Rapalini y López de Luchi (2000). Estos estudios en rocas del Jurásico tenían como objetivo principal, la obtención de polos paleomagnéticos confiables para la construcción de una curva de deriva polar aparente (CDPA) robusta de América del Sur para este Periodo.

Sobre la base de estos estudios, se observó que los PP habrían permanecido durante el Mesozoico y parte del Paleozoico, en posiciones muy similares cerca del polo geográfico, y por lo tanto, los autores interpretaron que el continente habría permanecido en una posición quasi estacionaria cerca de la posición actual, durante

este tiempo (e.g. Valencio *et al.* 1983; Oviedo and Vilas 1984; Rapalini *et al.* 1993; Beck 1999). En la década del 90, aparecieron los primeros estudios realizados sistemáticamente en unidades sedimentarias marinas del Jurásico, datados a partir de amonites. Entre los primeros trabajos, se destacan los de Iglesia Llanos (e.g. 1997, 1999, Iglesia Llanos y Riccardi 2000), efectuados en el Jurásico Inferior de Cuenca Neuquina (Formaciones Arroyo Malo, El Freno, Puesto Araya, Los Molles), apoyados en tests estadísticos diversos para probar el origen primario de las magnetizaciones aisladas. Con estos estudios, se obtuvieron nuevos PP precisamente datados que permitieron establecer un nuevo esquema geodinámico para el continente, y se obtuvieron las primeras magnetoestratigrafías del Jurásico de América del Sur. Vizán (1998), por otra parte, obtuvo otro PP correspondiente al Jurásico Inferior, en rocas sedimentarias de las Formaciones Lepá y Osta Arena en la cuenca Pampa de Agnia en Chubut, datados con amonites, cuya posición resultó similar a la obtenida en la Cuenca Neuquina para el Pliensbaquiano. Estos PP del Jurásico Inferior, que involucraban tests estadísticos y estudios de mineralología magnética que probaban el origen primario de la magnetización, y datados en forma precisa con amonites, revelaron un cambio notable en las posiciones polares entre el Hettangiano-Sinemuriano (c. 195 Ma) y el Pliensbaquiano-Toarciano (c. 185 Ma). Estos estudios marcaron un nuevo camino en la interpretación geodinámica de América del Sur, ya que demostraron cambio notable en las posiciones polares del continente en el Jurásico Inferior que podía registrarse asimismo en otros continentes como América del Norte, África y Eurasia, interpretado por estos autores como resultado de deriva polar verdadera (*true polar wander*). acaecida entre el Sinemuriano y el Pliensbaquiano (Iglesia Llanos, 1997, 1999, 2012, 2018, Iglesia Llanos *et al.* 2006, Iglesia Llanos y Prezzi 2013).

Otros estudios efectuados en rocas del Jurásico tuvieron como objetivo fundamental determinar rotaciones tectónicas alrededor de ejes verticales, además de la obtención de polos paleomagnéticos. Se destacan el estudio de Geuna *et al.* (2000), efectuado en la cuenca de Cañadón Asfalto, Patagonia Central, en la Formación Cañadón Asfalto, conformada por flujos basálticos, lutitas y areniscas, de edad Jurásico – Cretácico. Iglesia Llanos *et al.* (2003) obtuvieron PP en rocas volcánicas y piroclásticas del Complejo El Quemado asignado al Jurásico Superior en el sector sudoccidental de Santa Cruz, y otro paleopolo obtenido en las rocas volcánicas y piroclásticas del Complejo Marifil en el este de Chubut que se asigna al

Jurásico Medio a Superior. Estos datos permitieron establecer rotaciones tectónicas alrededor de ejes verticales, y refinar la CDPA de América del Sur para este tiempo.

Posteriormente, Iglesia Llanos *et al.* (2017) obtuvieron un polo paleomagnético en las rocas marinas de la Formación Vaca Muerta (límite Jurásico –Cretácico) en la zona de Malargüe, provincia de Mendoza, para determinar si la sección fue eventualmente afectada por rotaciones tectónicas. Más recientemente, estos autores estudiaron las rocas sedimentarias de ambiente de delta asignadas a la Formación Lajas vecina a la localidad de Zapala, en el que se determinó un PP de esa edad (Iglesia Llanos *et al.* 2019). Ruiz González *et al.* (2019) obtuvieron un nuevo polo paleomagnético en la zona del macizo del Deseado, en el plateau ignimbítico de la Formación Chon Aike, que coincide con el de Iglesia Llanos *et al.* (2003), con el objetivo de refinar la CDPA de América del Sur para este tiempo.

5.2 Metodología de laboratorio

Las muestras extraídas en el campo fueron desmagnetizadas y medidas fundamentalmente, en el Instituto de Astronomía, Geofísica y Ciencias Meteorológicas (IAG), de la Universidad de São Paulo (USP). Las muestras de la sección Puerta Curaco por otra parte, fueron procesadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel Valencio” (INGEODAV) perteneciente al Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA, UBA-CONICET).

Cada testigo extraído en el campo fue rebanado (Fig. 5.1A) en al menos, 4 especímenes de 2,2 cm de alto por 2,54 cm de diámetro (Fig. 5.1B). En total, se rebanaron 140 testigos de la sección Los Catutos, 196 testigos de la sección Arroyo Covunco, 244 testigos de la sección Puerta Curaco y 272 testigos de la sección Cuesta del Chihuido.



Fig. 5.1: A) Rebanadora de testigos, y B) especímenes obtenidos.

Procesamiento paleomagnético

En la sección Puerta Curaco (PC), los especímenes fueron desmagnetizados por altas temperaturas, con un horno Schonstedt TD48, y por campos alternos, con un desmagnetizador 2G. La magnetización residual fue medida con un magnetómetro criogénico DC-SQUID 2G (Fig. 5.2A). En el IAG de San Pablo, por otro lado, se utilizó para la desmagnetización térmica un horno Schonstedt TD48 (Fig. 5.2C), en tanto que para la de campos alternos, el desmagnetizador 2G incorporado a un magnetómetro criogénico 2G (WSGI) libre de helio y totalmente automático (sistema Rapid, Fig. 5.2B). La magnetización residual fue medida en dicho magnetómetro criogénico y otro DC Squids 2G (Fig. 5.2D).



Fig. 5.2: Equipos utilizados en el procesamiento de los espécímenes. A) Magnetómetro criogénico DC-SQUID 2G, IGEBA-CONICET, B) Magnetómetro criogénico 2G (WSGI) libre de helio y totalmente automático (sistema Rapid), IAG-USP, San Pablo. C) Horno TD48SC Schoenstedt, IAG-USP, San Pablo. D) Magnetómetro criogénico DC SQUID 2G, IAG-USP, San Pablo.

La desmagnetización de las muestras incluyó entre 15 y 20 pasos. Para campos alternos: 3, 6, 9, 12, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 90, y para altas temperaturas: 100°, 150°, 200°, 225°, 250°, 275°, 300°, 325°, 350°, 375°, 400°, 425°, 450°, 475°, 500°C hasta eventualmente 580°C.

En general, el método de altas temperaturas resultó ser el más eficiente para la desmagnetización, por lo que, el 60% de las muestras fueron desmagnetizadas por este método y el 40% restante por campos alternos.

5.3 Análisis paleomagnético

Las componentes aisladas fueron bastante consistentes en las 4 secciones estudiadas (Fig. 5.3).

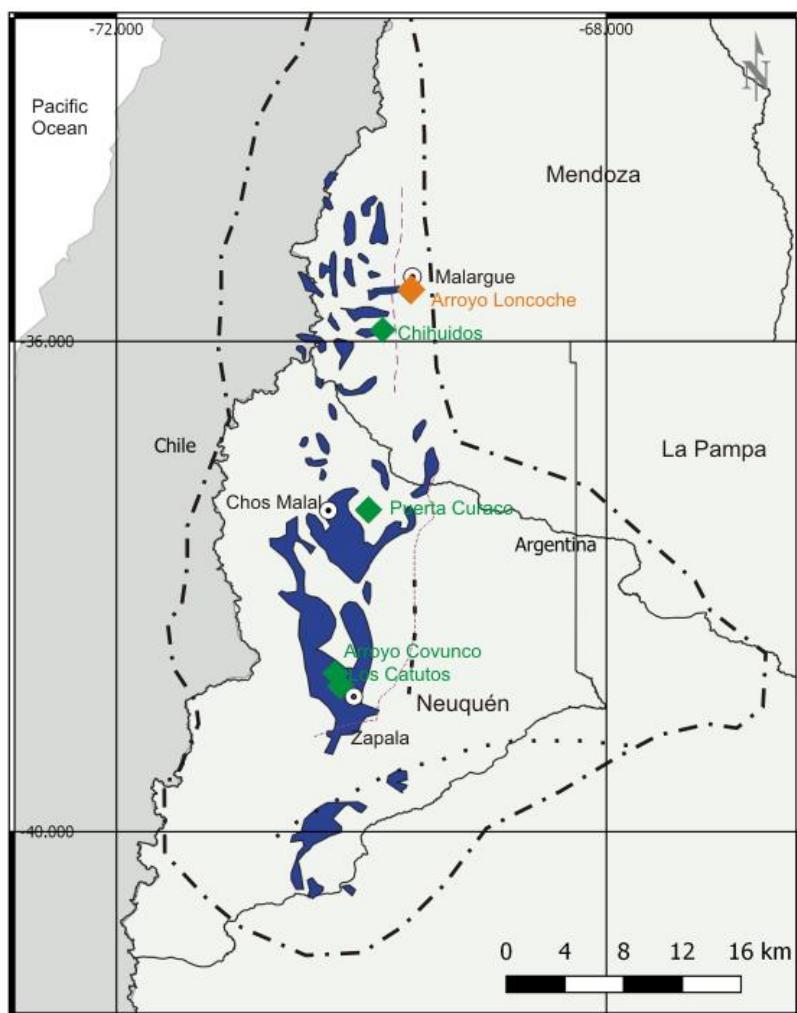


Fig. 5.3: Mapa de ubicación de las secciones estudiadas. En verde, las correspondientes a esta tesis y en naranja, la de Arroyo Loncoche (Iglesia Llanos *et al.* 2017).

En las secciones Arroyo Covunco, Los Catutos y Puerta Curaco, centro-sur y norte de Neuquén se encontraron dos componentes. La primera fue removida entre los 100° y 200° C y/o < 20 mT (Componente A), y en general, muestra direcciones cercanas al norte e inclinaciones negativas. La componente característica (MRC), por otro lado, denominada Componente B, se aisló entre 250° C a 580° C,

ocasionalmente hasta 610° C, y entre 20 a 70 mT, ocasionalmente 90 mT. Únicamente en la sección Cuesta del Chihuido se aisló una sola componente, entre los 475°C y/o 90 mT, con direcciones cercanas al sur e inclinaciones positivas.

Se observaron dos tipos de comportamientos magnéticos en la Componente B: a) trayectorias rectas al origen b) trayectorias curvas que son el resultado de la superposición de espectros de temperaturas de bloqueo y/o fuerzas coercitivas de dos o más componentes. No se analizaron sitios normales que requiriesen análisis de círculos de remagnetización, lo que permitió analizar todos mediante PCA. Finalmente, el 3% de los especímenes procesados mostraron comportamientos inestables o poco confiables, que fueron descartados de este estudio (Fig. 5.4).

Estos comportamientos son ilustrados por localidad. El cálculo de las componentes y direcciones se realizó utilizando el software de la Universidad de Utrecht, Holanda (www.paleomagnetism.org). Se incluyeron en este estudio, direcciones medias finales (dmf) con $N \geq 3$, $\alpha_{95} \leq 15^\circ$ y $k \geq 10$ (Tabla I, II, III, IV, Anexo I). Para el análisis de las componentes con comportamiento tipo a), se utilizó análisis de componentes principales (PCA, Kirschvink 1980), mediante el programa Paldir. Las direcciones medias finales (dmf) de los sitios con especímenes analizados por PCA, fueron determinadas con estadística fisheriana (Fisher 1953), con el programa Palfish. El análisis de los especímenes con comportamientos tipo b), se efectuó mediante círculos de remagnetización (Halls 1978, McFadden y McElhinny 1988) con el programa Paldir. Las direcciones medias finales en sitios con círculos de remagnetización, se determinaron combinando los mismos con direcciones de referencia derivadas de especímenes con comportamiento tipo a) para la polaridad observada, utilizando el programa Palfit.

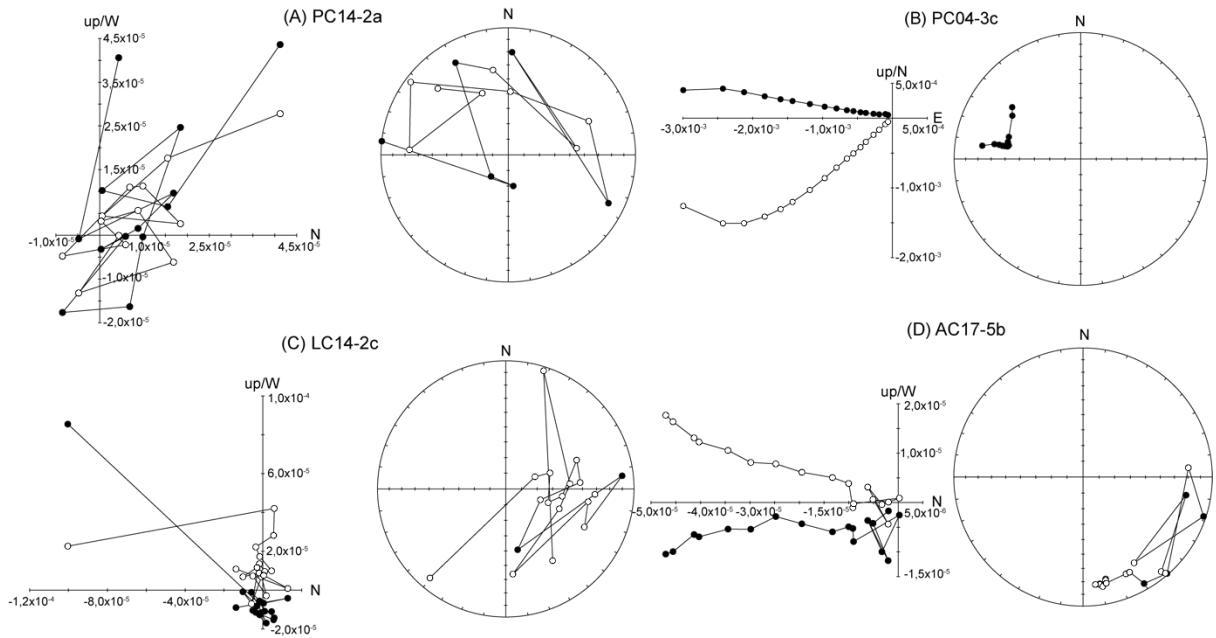


Fig. 5.4: Comportamientos inestables o poco confiables de especímenes que no fueron incluidos en este estudio.

Una vez calculadas las dmf a partir de la MRC, se aplicaron en la medida de lo posible, tests estadísticos para determinar su origen y calidad. Estas pruebas de campo de estabilidad paleomagnética, varían de acuerdo con las secciones estudiadas, de modo que se presentarán las mismas junto con el perfil correspondiente.

A partir de las dmf, se calcularon polos geomagnéticos virtuales (PGV) y finalmente, PP. En total, se determinaron cuatro paleopolos para la Formación Vaca Muerta.

5.3.1 Sección Arroyo Covunco

Las litologías muestreadas involucran calizas, pelitas y margas (Fig. 5.5). Los 48 sitios fueron distribuidos con una distancia de 2 a 3 m. En cada sitio se perforaron al menos cuatro testigos, que fueron rebanados en al menos dos especímenes, es decir, que se recolectaron un promedio 8 especímenes por sitio. En total, se procesaron un total aproximado de 340 especímenes. Los comportamientos tipo a) y tipo b) de la componente B, se ilustra en la figura 5.6.

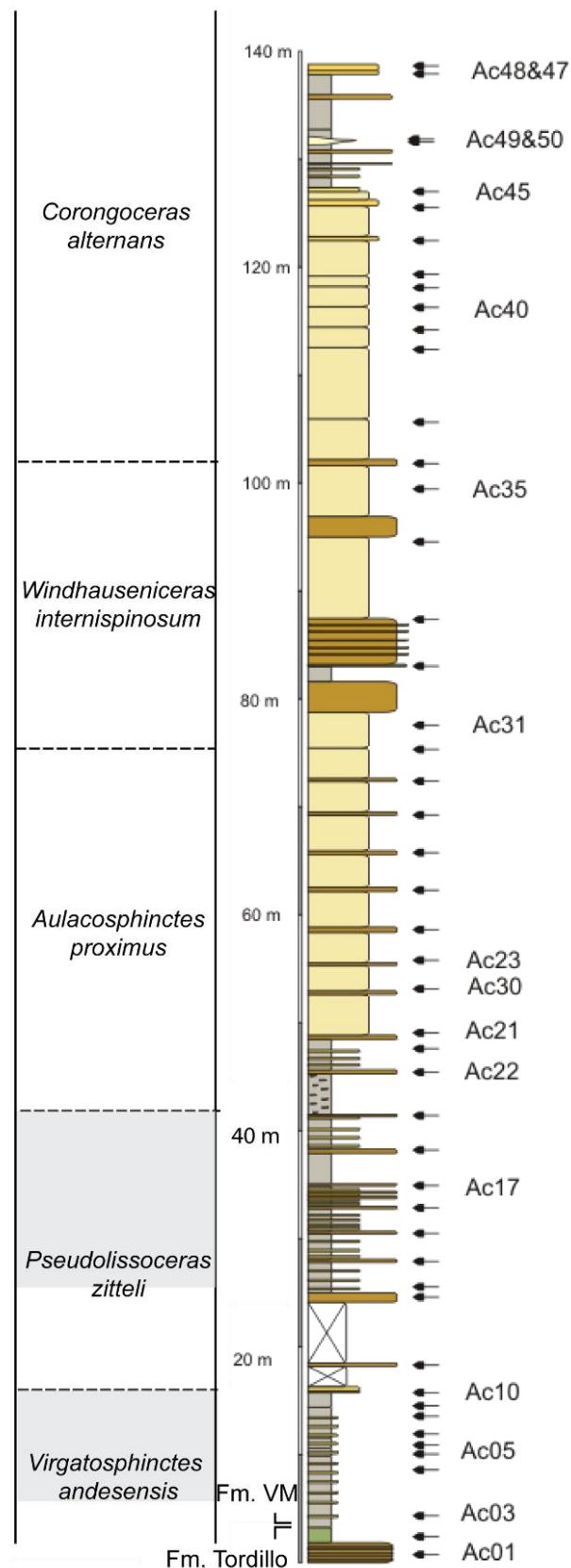


Fig. 5.5: Sección Arroyo Covunco (AC). Zonas de amonites, y ubicación de sitios paleomagnéticos. Los intervalos grises en las zonas de amonites muestran la incertidumbre de la extensión de estas en AC.

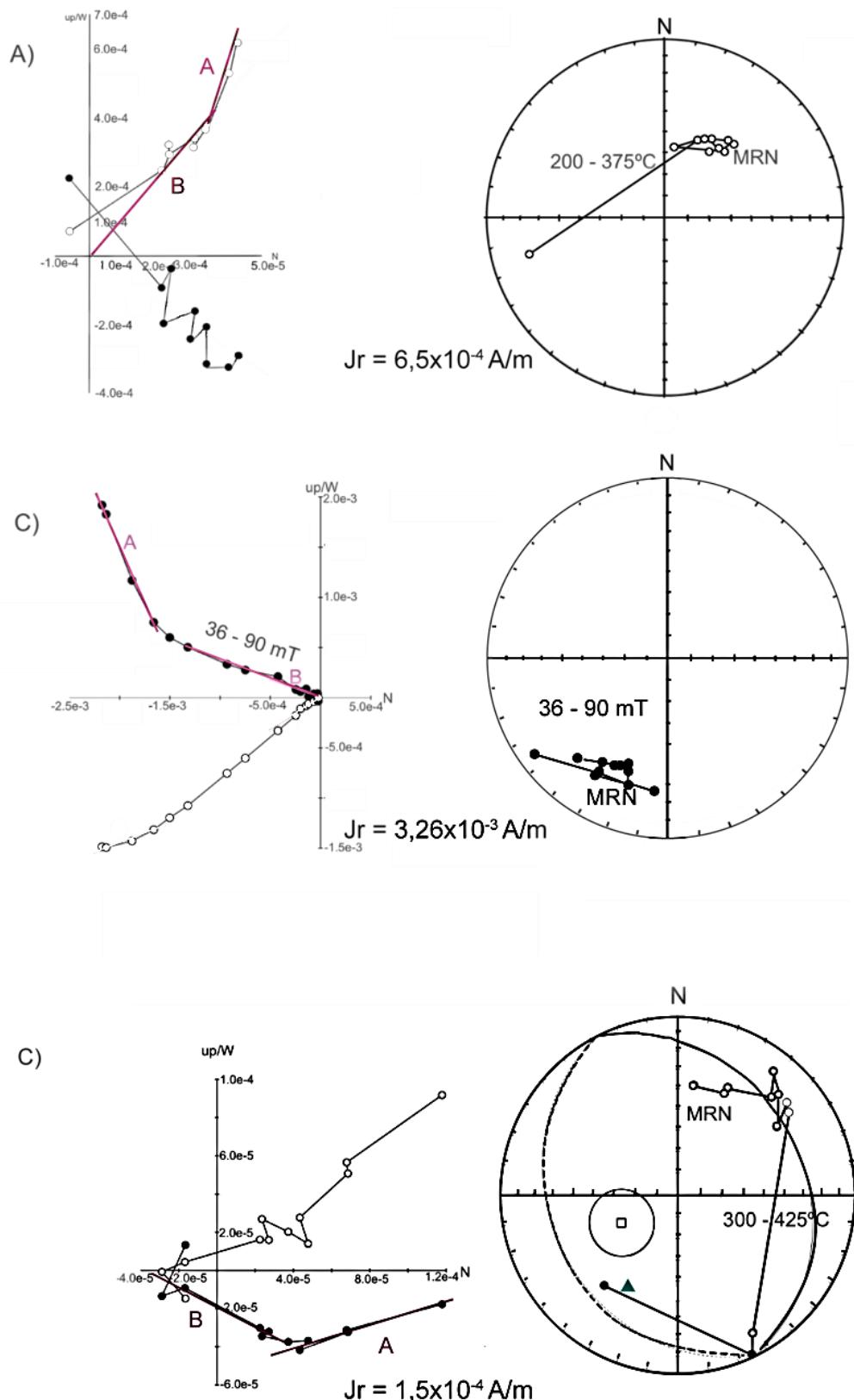


Fig. 5.6: Los comportamientos paleomagnéticos representativos de la Formación Vaca Muerta en la sección Arroyo Covunco, presentados con corrección tectónica, involucran dos componentes. A) Sitio AC15-1a. La componente B muestra trayectorias rectas al origen, con declinaciones NNE e

inclinaciones negativas, y dicho tipo de comportamiento fue considerado como referencia en el cálculo de dmf con círculos de remagnetización con polaridad normal. B) Sitio AC38-3c. La componente B presenta en este caso declinaciones SSO e inclinaciones positivas, con trayectorias rectas al origen, el cual fue considerado para el cálculo de dmf como referencia con círculos de remagnetización con polaridad reversa. C) Sitio AC11-5a. En la mayoría de los especímenes, se observaron la componente A con declinaciones N e inclinaciones negativas, y la componente B, definiendo círculos de remagnetización. Símbolos: negro (blanco) = proyección horizontal (vertical). J_r = intensidad de la MRN en Amperes / metro. En círculos de remagnetización: línea continua (discontinua)= hemisferio superior (inferior). Triángulo verde: dirección calculada con PCA, que se utilizó para el círculo de remagnetización.

Es de destacar que la componente B se calculó en la mayoría de los especímenes, a partir de círculos de remagnetización (Fig. 5.6 B, D). Por lo tanto, la mayoría de las dmf se calcularon combinando los círculos de remagnetización del sitio, con las direcciones de especímenes calculadas con PCA (Kirschvink, 1980) de la polaridad correspondiente, utilizando el programa Palfit (Tabla 5.1). En el caso de los sitios que contenían 3 o más especímenes cuyas direcciones habían sido calculadas por PCA, las dmf fueron determinadas con estadística fisheriana (Fisher, 1953), utilizando el programa Palfish (Tabla 5.1).

La dirección media calculada (Fig. 5.8). en coordenadas tectónicas es: Decl.= $12,8^\circ$, Incl.= $-44,2^\circ$, $\alpha_{95} = 10,5^\circ$, $k = 14,18$ y $N = 13$ para la polaridad normal, y Decl.= $197,8^\circ$, Incl.= $34,5^\circ$, $\alpha_{95} = 2,1^\circ$, $k = 172,3$ y $N = 27$ para la polaridad reversa. Por otra parte, cuando se la considera *in situ*, es: Decl.= $10,3^\circ$, Incl.= $-32,7^\circ$, $\alpha_{95} = 11,7^\circ$, $k = 12,3$ y $N = 13$ para la polaridad normal, y Decl. = $204,3^\circ$, Incl. = $8,6^\circ$, $\alpha_{95} = 8,1^\circ$, $k = 12,8$ y $N = 27$ para la polaridad reversa. Un total de 6 sitios (AC02, AC19, AC29, AC30, AC32 y AC33 fueron excluidos del análisis estadístico por presentar un $N < 3$.

Se observa un claro mejoramiento de los parámetros estadísticos de la dirección media cuando se corrige por estructura (Fig. 5.7).

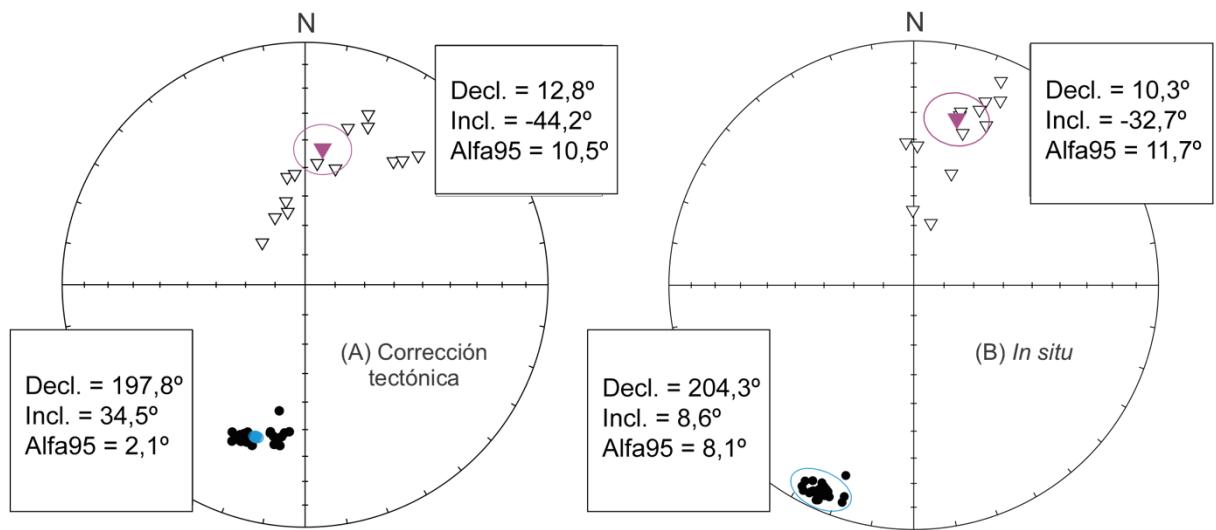


Fig. 5.7: Direcciones medias finales por sitio con las medias correspondientes. A) Con corrección tectónica; B) *in situ*. Símbolos: sólido (abierto) = hemisferio sur (hemisferio norte), triángulo violeta y círculo azul: direcciones medias de polaridad normal y reversa, respectivamente.

Sitio	Distancia a la base (m)	Z. Amonites	Km (10 ⁻⁵ SI)	N/n	MRC			K	PGV		CE
					Decl _t	Incl _t	α ₉₅		Lat. (° S)	Long. (° E)	
AC01	-10	<i>V. andesensis</i>	9,32	6/5	198	30,9	9,7	208,3	-63,9	153,3	334/23
AC02	-5	<i>V. andesensis</i>	9,87	3/2	67,8	-73,8	-	-	48,20	220,6	350/20
AC03	5	<i>V. andesensis</i>	5,93	6/4	327,9	-24	14,3	42,0	52,2	232,4	342/31
AC04	8,2	<i>V. andesensis</i>	8,43	7/5	335,9	-65,2	10,3	80,9	69,6	163	345/25
AC05	10	<i>V. andesensis</i>	8,44	7/6	314,6	-69,9	12	32,2	54,9	157,2	325/22
AC06	11	<i>V. andesensis</i>	8,43	8/5	350,5	-52,9	11,8	61,3	81,4	223,1	318/30
AC07	13	<i>V. andesensis</i>	1.53x10 ⁻⁴	5/4	347,2	-61,1	9,7	90,0	79	169,5	318/30
AC08	15	<i>V. andesensis</i>	6,62	5/4	339,2	-30,2	15,1	36,6	62,1	243,4	334/28
AC09	15,9	<i>V. andesensis</i>	7,92	6/4	188	36,3	8,2	291,5	-62,9	162,7	334/28
AC10	17,5	<i>V. andesensis</i>	1.23x10 ⁻⁴	3/3	305,1	-25,8	13,6	82,8	36	210,9	337/28
AC11	19	<i>P. zitteli</i>	3,98	5/5	189	33,7	7,8	322,2	-62,5	159,5	337/28
AC12	25	<i>P. zitteli</i>	3,95	8/8	188	35,6	6,7	436,6	-62,9	157,3	340/48
AC13	26,5	<i>P. zitteli</i>	4,08	4/3	20,3	-26	10,9	72,3	60,3	333,1	320/48
AC14	28	<i>P. zitteli</i>	2,64	8/6	354,6	-52,2	13,5	25,7	83,8	243,5	332/40
AC15	31	<i>P. zitteli</i>	2,97	5/5	14,6	-49,1	14,8	27,8	75,9	353,7	315/31
AC16	33	<i>P. zitteli</i>	3,71	7/5	191	33,4	9	242,0	-68,7	140,2	311/42
AC17	35	<i>P. zitteli</i>	3,02	5/3	188	38,2	6,9	411,7	-72,8	135,9	318/39
AC18	37	<i>P. zitteli</i>	3,54	6/6	189	36,8	11	162,0	-71,7	137	321/37
AC19	41	<i>P. zitteli</i>	3,9	8/7	201	34,3	13	119,6	-64,3	160,3	77/52
AC20	48	<i>A. proximus</i>	3,08	3/6	185,6	30,6	-	-	-70,50	128	332/30
AC21	49	<i>A. proximus</i>	4,32	3/3	186	38,9	7	400,0	-73,9	131	347/35
AC22	45	<i>A. proximus</i>	3,36	3/3	190	36,1	6,5	463,9	-70,9	138,5	347/35
AC23	56	<i>A. proximus</i>	4,01	5/3	35,6	-37,5	-	-	55,2	2,5	326/21
AC24	58	<i>A. proximus</i>	4	5/4	38,1	-35,2	9,1	72,3	52,4	2,7	332/35
AC25	62	<i>A. proximus</i>	3,66	5/5	346,6	-64,8	14,8	39,4	76,2	152,1	307/35
AC26	65	<i>A. proximus</i>	5,45	3/3	193	37,3	7,5	348,4	-70	148,9	312/25
AC27	69	<i>A. proximus</i>	2,81	6/4	41,2	-30	14,4	41,5	48	1,3	270/25
AC28	73	<i>A. proximus</i>	1,17	6/6	189	33,3	9,3	226,6	-69,4	134,9	270/25
AC29	75	<i>A. proximus</i>	8.00x10 ⁻⁶	3/3	192	36,3	6,5	463,9	-70,1	144,3	303/37
AC30	77	<i>A. proximus</i>	2,23	3/2	180,5	29,6	-	-	-65,2	149,3	322/36
AC31	78	<i>A. proximus</i>	1,18	8/8	185	31,6	8,4	277,8	-63,9	153,1	322/36
AC32	83	<i>A. proximus</i>	3,74	4/2	180,5	30,2	-	-	-61,9	163,6	310/38
AC33	87	<i>A. proximus</i>	3,14	3/2	184,2	32,2	-	-	-60,5	160,4	290/35
AC34	95	<i>W. internispinosum</i>	9,75	5/5	15,3	-33,5	15	25,4	66,8	329,7	308/22
AC35	100	<i>W. internispinosum</i>	5.33x10 ⁻⁶	6/5	5,7	-48,3	15	16,9	80,8	322,9	300/39

AC36	103	<i>W. internispinosum</i>	5.07×10^{-6}	6/6	182	37,8	8	306,3	-70,3	149,4	310/19
AC37	106	<i>W. internispinosum</i>	3.41×10^{-6}	6/6	21,7	-30,6	15	87,1	61,8	338,8	320/10
AC38	113	<i>C. alternans</i>	4.57×10^{-6}	6/5	201,2	35,1	8,9	75,4	-64,3	162,1	313/30
AC39	115	<i>C. alternans</i>	9.12×10^{-6}	7/5	191,6	45,9	12,1	40,9	-76,1	158,2	310/30
AC40	117	<i>C. alternans</i>	6.74×10^{-6}	5/5	190	34,4	9,8	204,1	-61,5	160,6	312/30
AC41	118,5	<i>C. alternans</i>	8.16×10^{-6}	8/7	191	31,7	10	181,2	-61,6	159,8	308/28
AC42	119,5	<i>C. alternans</i>	8.34×10^{-6}	4/4	194	30,5	13	125,4	-59,3	162,9	307/28
AC43	123	<i>C. alternans</i>	1,5	5/5	189	35	9,7	208,3	-62,4	162,3	300/28
AC44	125	<i>C. alternans</i>	4.42×10^{-6}	5/4	189	38,6	6,5	463,9	-63,1	162,8	331/30
AC45	127	<i>C. alternans</i>	8.35×10^{-6}	6/4	189	32,4	8,8	253,1	-61,4	160,7	309/30
AC46	130	<i>C. alternans</i>	3.72×10^{-6}	5/3	197	37,1	11	168,0	-59,8	167,3	300/29
AC47	138	<i>C. alternans</i>	7.32×10^{-6}	5/3	195	35,1	9,9	200,0	-60,6	164,7	315/25
AC48	139	<i>C. alternans</i>	9.36×10^{-6}	5/3	186	38,5	7,1	388,8	-64,1	160,3	319/29
PP	N = 39	154,3°E	77,5°S	K=13,6	A ₉₅ = 6,5						

Tabla 5.1: Direcciones medias finales calculadas ubicados de acuerdo con las Zonas de amonites en la sección Arroyo Covunco. N/n: número de especímenes total/ número de especímenes utilizados, Km: susceptibilidad magnética media, MRC (componente B): magnetización remanente característica; Dec_t, Inc_t: dmf corregida por estructura, α₉₅/A₉₅: semicírculo de confianza al 95 % de confianza, k/K: parámetro de precisión, PGV: polos geomagnéticos virtuales con Latitud y Longitud. CE: corrección de estructura según regla de la mano derecha. En itálica, se indican las dmf calculadas con círculos de remagnetización combinadas con direcciones calculadas por PCA (Kirschvink, 1980). El polo paleomagnético calculado no incluye a los sitios 1 y

3 de la Formación Tordillo.

Por otro lado, la componente A presenta una dirección media obtenida a partir de los especímenes *in situ*: Decl. = $2,9^\circ$, Incl. = $-55,9^\circ$, $\alpha_{95} = 5,1^\circ$, $k = 5,7$ y $N = 165$, mientras que con corrección tectónica: Decl. = $317,3^\circ$, Incl. = -64° , $\alpha_{95} = 5,5^\circ$, $k = 4,4$ y $N = 165$ (Fig. 5.6). Se observa que los parámetros estadísticos en la dirección media presentan un mejoramiento cuando se la considera *in situ*.

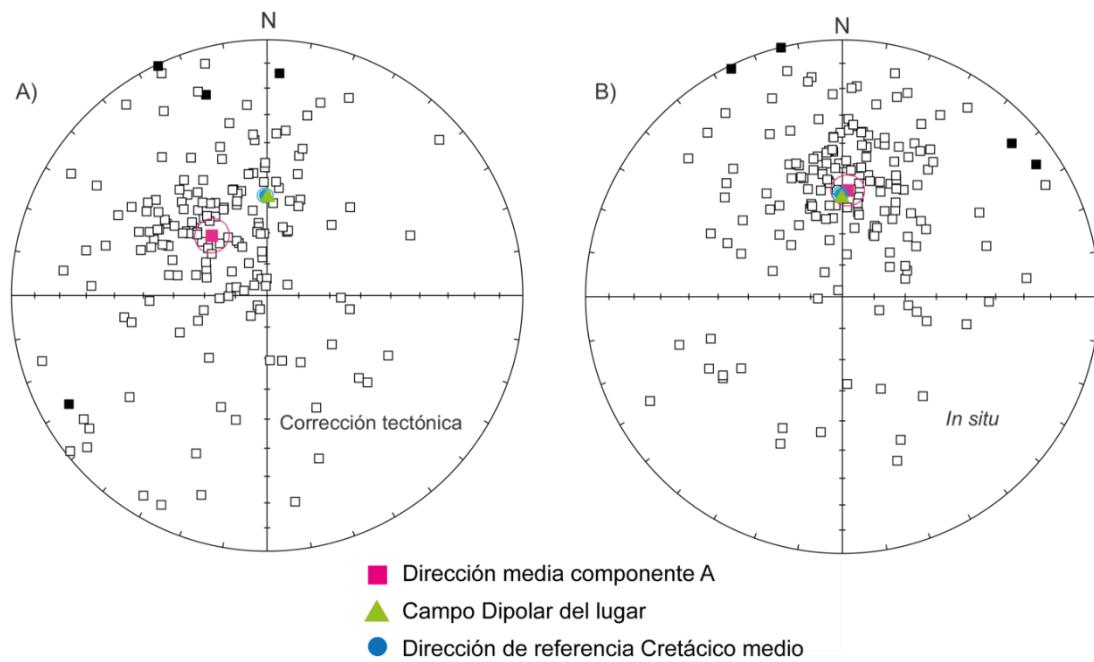


Fig. 5.8: Direcciones por espécimen de la componente A ($N = 165$) presentadas con A), corrección tectónica y B), *in situ*. Se observa que la dirección media de la componente A (cuadrado rosa) *in situ*, coincide la del campo dipolar de la región (-58° , verde), y con la de dirección media de referencia correspondiente al Cretácico medio de acuerdo con Somoza y Zaffarana 2008 (Decl. = 359° , Incl. = -57° , círculo azul).

Se comparó la dirección media de la componente A *in situ* y con corrección tectónica (Fig. 5.8) la dirección de campo dipolar del lugar de muestreo y la de referencia del Cretácico medio, que corresponde al inicio de la estructuración andina, calculada a partir del PP que se muestra en Somoza y Zaffarana (2008). Se observa que la dirección media, cuando se la considera con corrección tectónica (Fig. 5.8 A), no se superpone ni con la dirección del campo dipolar, ni con la de referencia cretácica. Por otro lado, la dirección media de la componente A *in situ* coincide con ambas direcciones. Se interpreta, por lo tanto, que la componente A representaría una remagnetización producida por acción del campo dipolar, o alternativamente, adquirida durante la estructuración andina debido a la circulación

de fluidos. Existen numerosos ejemplos en la literatura de remagnetizaciones producidas por la deformación (Van der Voo y French 1977; McCabe y Elmore 1989, Molina Garza y Zijderveld 1996, Zegers *et al.* 2003, Lynch y Van der Pluijm 2016).

Pruebas de la estabilidad paleomagnética

Prueba del basculamiento

La componente B que corresponde a la MRC muestra un claro mejoramiento de los parámetros estadísticos cuando se aplica la corrección tectónica, que varía a veces significativamente, de banco a banco (Fig. 5.7). De este modo, la componente pasa la prueba del basculamiento (*tilt test*), que es indicativo de una magnetización adquirida en algún momento previo a la estructuración.

Prueba de la reversión

En la figura 5.9 se ilustra que el círculo de confianza de la dirección media correspondiente a la polaridad normal (triángulo violeta) representada en el hemisferio inferior incluye la dirección media de la polaridad reversa, lo cual sugiere que la prueba de la reversión es positiva (Tabla 5.2). El test estadístico de McFadden y McElhinny (1990) muestra un valor del test = 4,73, con límites de confianza al 95 % = 6,92 y al 99 % de confianza = 12,22; ángulo entre las direcciones normales y reversas (γ) = 8,7°, $\gamma_{crítico}$ = 10,6°, de modo que el test clasifica el test como Rc. Ello permite interpretar que las direcciones de las polaridades reversas y normales son antípodas, lo cual indica, por un lado, que pertenecen a la misma población, y por otro lado, que la magnetización secundaria que aparecía en forma sistemática fue completamente removida.

Polaridad	N	Dec _t (°)	Inc _t (°)	k	$\alpha_{95}(°)$
Normal	11	17,9	-43,1	20,4	10,4
Reversa	27	197,8	34,4	172,3	2,1

Tabla 5.2: Direcciones medias correspondientes a las polaridades normal y reversa. Abreviaciones como en Tabla 5.1.

Sobre la base de los resultados determinados del análisis paleomagnético, los tests estadísticos y la mineralogía magnética, se interpreta que la magnetización aislada en Arroyo Covunco es de origen primario.

Con las dmf, se calcularon los PGV (Tabla 5.1), y posteriormente, el PP correspondiente. Este último se encuentra ubicado en: $154,3^{\circ}\text{E}$; $\lambda = 77,5^{\circ}\text{S}$; $K = 13,6$; $A_{95} = 6,5^{\circ}$, $N = 39$.

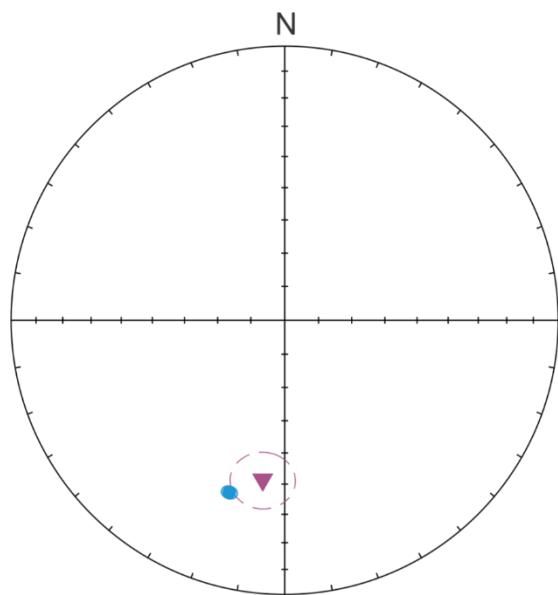


Fig. 5.9: Prueba de la reversión, en coordenadas tectónicas. El círculo de confianza de la polaridad normal (violeta) incluye la dirección media de la polaridad reversa (azul), lo cual sugiere una prueba de la reversión positiva.

5.3.2 Sección Los Catutos, *El ministerio*

El perfil muestreado comprende *c.* 90 m de espesor e involucra los Miembros Inferior y Los Catutos aflorantes en la cantera *El Ministerio*, en la región de Los Catutos. El perfil aflora en dos tramos, uno al norte (12,71 m de espesor) y otro al sur (77,67 m de espesor), de modo que la sección levantada comprende desde el contacto Formación Tordillo- Formación Vaca Muerta hasta el techo del Miembro Los Catutos.

Se distribuyeron 35 sitios paleomagnéticos con una equidistancia variable entre 0,6 y 2,3 m. Se perforaron asimismo cuatro testigos por sitio y obtuvieron en

promedio 8 especímenes en cada uno de ellos. En total, se procesaron 280 especímenes (Fig. 5.10).

En Los Catutos, los comportamientos tipo a) y tipo b) de la componente B, se ilustra en la Fig. 5.11. La mayoría de los especímenes de la sección presentaron círculos de remagnetización (Fig. 5.11C). Por lo tanto, la mayoría de las dmf se calcularon combinando los círculos de remagnetización del sitio, con las direcciones de especímenes calculadas por PCA (McFadden y McElhinny, 1988) de la polaridad correspondiente, utilizando el programa Palfit (Tabla 5.3). En el caso de los sitios que contenían 3 o más especímenes cuyas direcciones habían sido calculadas por PCA, las dmf fueron determinadas con estadística fisheriana (Fisher 1953), utilizando el programa Palfish (Tabla 5.3).

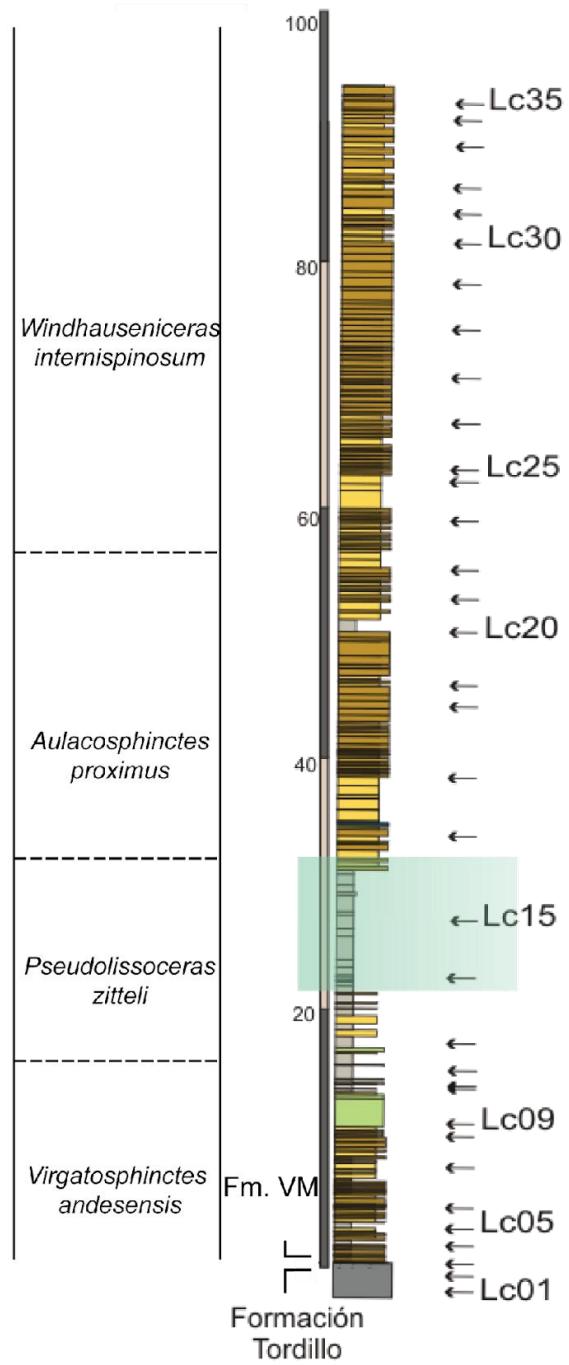


Fig. 5.10: Sección Los Catutos (LC). Zonas de amonites, y ubicación de sitios paleomagnéticos. Intervalo verde: ubicación del estudio de cicloestratigrafía de susceptibilidad magnética.

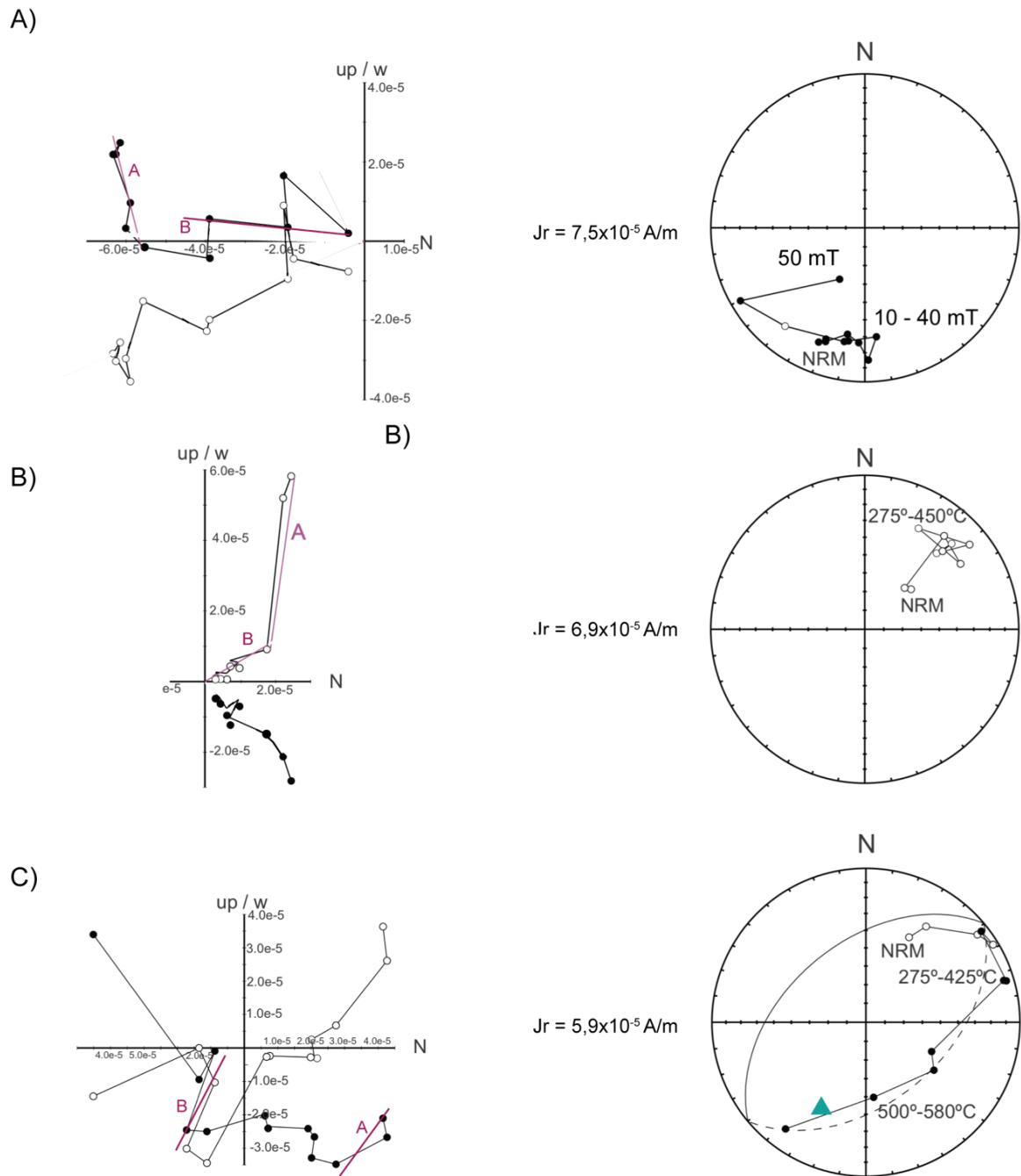


Fig. 5.11: Comportamientos paleomagnéticos característicos de la Formación Vaca Muerta en la sección Los Catutos (en Kohan Martínez *et al.* 2018), presentados en coordenadas tectónicas, que muestran dos componentes. A) Sitio LC04-1b. La componente B muestra trayectorias rectas al origen, con declinaciones SSO e inclinaciones positivas. B) Sitio LC14-1b. La componente B muestra declinaciones NNE e inclinaciones negativas con trayectorias rectas al origen. C) Sitio LC05-3b. La componente B con inclinaciones negativas se superpone con la componente A con inclinaciones negativas, definiendo círculos de remagnetización. Símbolos: como en Fig. 5.6.

La dirección media calculada (Fig. 5.12), en coordenadas tectónicas, es: Decl. = 24, 2°, Incl. = -30,7°, $\alpha_{95} = 3,9^\circ$, k= 89, 8 y N = 16 para la polaridad normal, y Decl. = 202,8°, Incl. = 29,5°, $\alpha_{95} = 3,6^\circ$, k= 135, 8 y N = 13 para la polaridad reversa. Por otra parte, la dirección media *in situ*, es: Decl. = 25,5°, Incl. = -30,4°, $\alpha_{95} = 4,8^\circ$, k= 60,8 y N =16 para la polaridad normal, y Decl. = 204,3°, Incl. = 14,4°, $\alpha_{95} = 4,5^\circ$, k= 86,9 y N = 13 para la polaridad reversa.

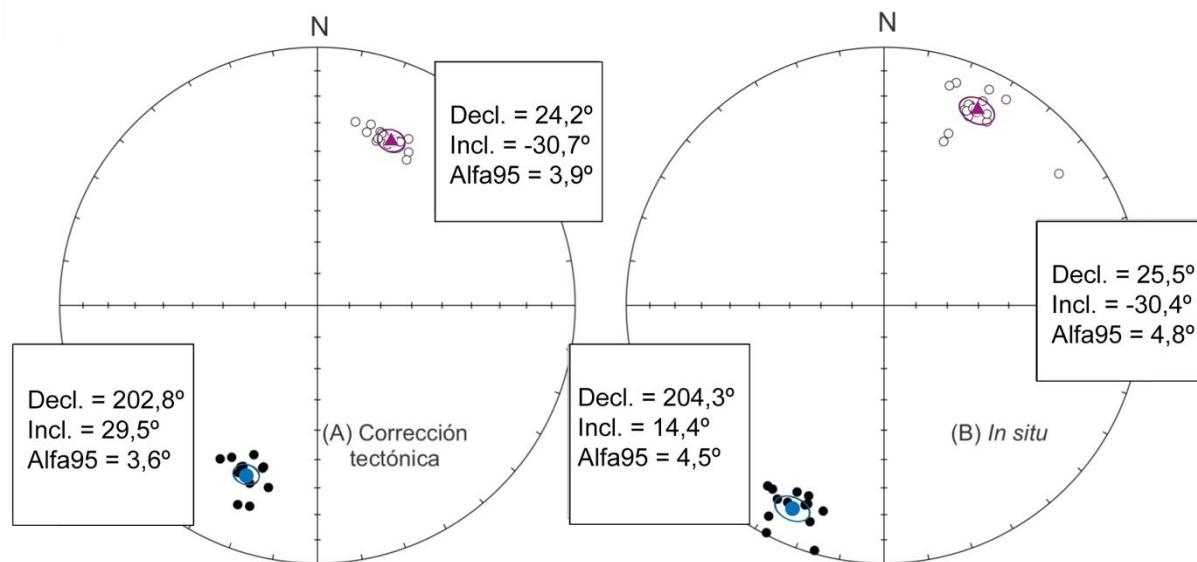


Fig. 5.12: Direcciones medias finales con sus medias, para cada polaridad. A) Dmf en coordenadas tectónicas; B) Dmf en coordenadas geográficas. Símbolos: como en Fig. 5.7.

Sitio	Distancia de la base (m)	Z. de amonites	X (10^{-4} SI)	MRC				VGP			
				N/n	D _t	I _t	α_{95}	k	Lat. (° S)	Long. (° E)	CE
1	-3,4	-	2,08	11/10	211,1	34,4	6,9	41,17	-56,5	172,2	339/32
2	0,9	-	4,55	11/9	211,5	39,4	13,4	12,13	-58,5	177,5	326/32
3	0,12	<i>V. andesensis</i>	0,72	2/1	196,1	22,9	14,3	95,85	-62,7	145,5	341/31
4	13,3	<i>V. andesensis</i>	1,11	8/4	201,8	17,9	14,1	24,65	-54,5	149	330/33
5	2,31	<i>V. andesensis</i>	2,83	9/5	200,8	27,1	14,3	19,17	-59,4	152,4	341/34
6	3,51	<i>V. andesensis</i>	1,30	5/5	28,7	27,3	13,4	21,83	-62,7	149,3	346/34
7	5,99	<i>V. andesensis</i>	0,60	2/2	19,2	29,5	13,1	57,11	-61,5	151,3	345/32
9	9,89	<i>V. andesensis</i>	1,20	6/4	204,8	31,8	11,8	35,19	-59,5	161,8	320/36
10	10,51	<i>V. andesensis</i>	5,55	9/9	205,2	29,1	9,4	24,65	-57,9	160,4	320/36
11	12,61	<i>V. andesensis</i>	0,19	6/2	207,7	32,7	14,3	47,92	-58	166,6	290/14
12	13,68	<i>P. zitteli</i>	-	8/5	212,4	30,2	11,2	31,25	-53,8	170,4	324/13
13	15,75	<i>P. zitteli</i>	-	7/3	26,6	29,7	12,3	43,18	57,3	342,8	287/20
14	20,09	<i>P. zitteli</i>	0,83	13/5	54,8	31,6	14,4	29,20	37,8	11,4	310/14
15	24,22	<i>P. zitteli</i>	1,49	13/9	30,8	31,5	9,4	24,65	-51	177,4	296/12
16	30,56	<i>A. proximus</i>	1,66	5/4	202,9	29,6	13,7	26,11	-59,5	157,4	319/7
17	34,59	<i>A. proximus</i>	-	10/7	198,4	34,7	9,5	31,02	-64,5	153,7	319/7
18	39,96	<i>A. proximus</i>	0,55	11/6	22,6	56,8	11,4	35,80	56,2	352,5	285/24
19	43,75	<i>A. proximus</i>	0,73	10/4	16,5	28,7	11,5	37,05	64,1	316,4	340/15
20	47,92	<i>A. proximus</i>	0,57	6/5	19,9	-33	8,6	53,00	63,8	326,3	325/23
21	48,35	<i>A. proximus</i>	0,86	5/4	27,8	-	12,6	30,86	60,5	335,2	285/29

														28,6	
22	51,55	<i>A. proximus</i>	1,02	5/4	21,4	29,9	14,2	24,30	60,5	335,2	283/4	-	-	-	-
23	49,23	<i>W. internispinosum</i>	0,86	12/6	198,6	33,8	9,3	37,77	-64,1	153,6	285/12	-	-	-	-
24	58,11	<i>W. internispinosum</i>	0,13	6/4	195,9	277	14,6	22,99	-62,5	142,9	300/12	-	-	-	-
25	61,42	<i>W. internispinosum</i>	1,20	5/4	199,3	25,2	15,7	19,88	-56,5	144,6	257/15	-	-	-	-
26	63,58	<i>W. internispinosum</i>	0,20	9/7	203	37,2	12,8	17,09	-63,3	164,1	290/12	-	-	-	-
27	66,79	<i>W. internispinosum</i>	0,60	3/3	16,5	27,7	10,4	60,40	61,9	325,4	271/10	-	-	-	-
28	70,32	<i>W. internispinosum</i>	0,49	8/7	19,9	29,2	9,9	28,57	61	332,3	286/10	-	-	-	-
29	73,34	<i>W. internispinosum</i>	0,36	5/4	20,6	29,6	10,7	42,80	60,8	333,7	282/22	-	-	-	-
30	77	<i>W. internispinosum</i>	0,46	5/3	23,6	32,5	10,4	60,40	60,5	340,7	293/11	-	-	-	-
31	79,02	<i>W. internispinosum</i>	0,58	9/4	19,8	32,8	10	49,00	62,9	334,8	294/11	-	-	-	-
32	81,88	<i>W. internispinosum</i>	0,80	5/7	26,9	29,7	11,5	21,17	57,2	343,2	300/11	-	-	-	-
33	83,75	<i>W. internispinosum</i>	0,42	9/4	20	31,8	10	49,00	62,2	334,4	285/12	-	-	-	-
34	86,03	<i>W. internispinosum</i>	0,89	7/5	205,3	31,3	12,1	26,77	-58,9	162,2	284/15	-	-	-	-
35	89,28	<i>W. internispinosum</i>	0,53	8/7	209,5	32,9	9,9	28,57	-56,9	169	315/14	-	-	-	-
PPde c	N 29		181,8°E		67,7°S	K=98,8	A ₉₅ =2,7°								

Tabla 5.3: Direcciones medias finales calculadas ubicados según las Zonas de amonites en la sección Los Catutos.

Abreviaciones como en Tabla 5.1. En *italica* dmf calculadas con análisis de componentes principales. Los sitios 1 y 2 de la Formación Tordillo no fueron incluidos en el cálculo del polo paleomagnético. PPdec: polo paleomagnético calculado con corrección de inclinación.

Por otra parte, la componente A presenta una dirección media calculada a partir de los especímenes, *in situ*: Decl. = 7,7°, Incl. = -36,9°, α_{95} = 7,3°, k = 3,0 y N = 182; y con corrección tectónica: Decl. = 3,4 °, Incl. = -50,9°, α_{95} = 7,3°, k = 3,0 y N = 182 (Fig. 5.13). Se comparó la dirección media de la componente A *in situ* y con corrección tectónica (Fig. 5.13) con la dirección de campo dipolar del lugar de muestreo y con la de referencia del Cretácico medio, calculada a partir del PP que se presenta en Somoza y Zaffarana (2008).

Se observa que la dirección media, cuando se la considera con corrección tectónica (Fig. 5.13A), se superpone con la del campo magnético dipolar de la región y con la del Cretácico Medio, no así cuando la dirección media de A se encuentra en coordenadas geográficas (Fig. 5.13A, B).

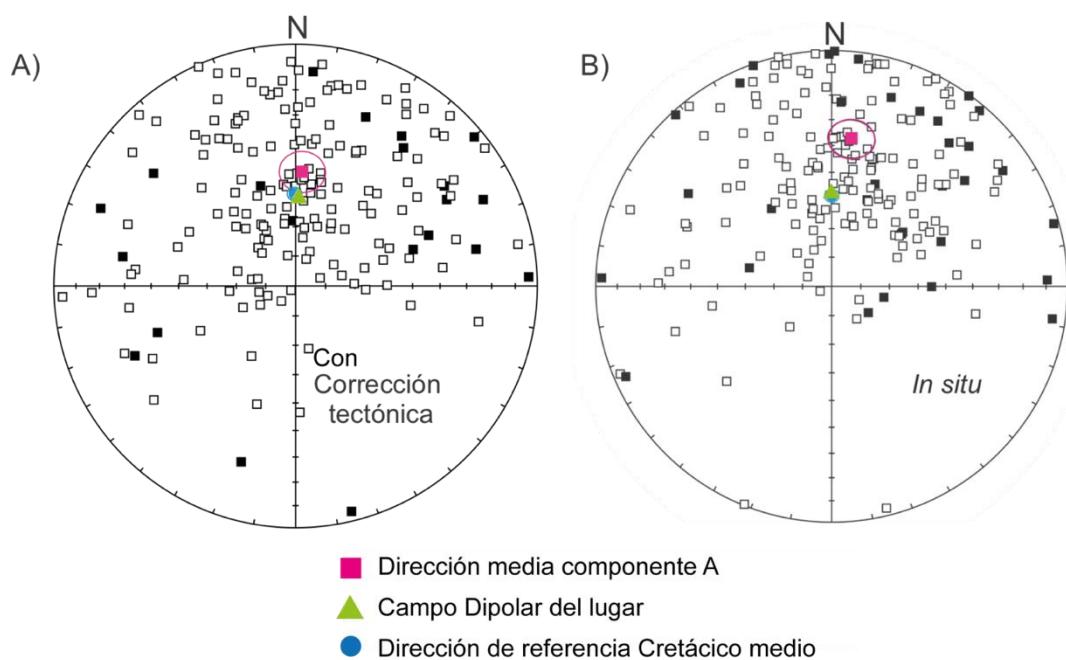


Fig. 5.13: Direcciones por espécimen de la componente A (N = 182) presentadas con A), corrección tectónica y B), *in situ*. Se observa que la dirección media de la componente A (cuadrado rosa) coincide con la del campo dipolar de la región ni con la dirección de referencia del Cretácico de acuerdo con Somoza y Zaffarana (2008) (Decl.= 359°, Incl=-57°, círculo azul), cuando se encuentra en coordenadas tectónicas.

Por lo tanto, se interpreta que la componente A en esta sección correspondería a una remagnetización adquirida durante las primeras etapas de

formación de la faja plegada y corrida, producida por la migración de fluidos orogénicos al momento de la generación de la faja.

Pruebas de la estabilidad paleomagnética

Prueba del basculamiento

La componente B que corresponde a la MRC muestra un claro mejoramiento de los parámetros estadísticos cuando se aplica la corrección tectónica, que varía banco a banco (Fig. 5.12). Ello significa que, las magnetizaciones aisladas habrían sido adquiridas previas a la estructuración.

Prueba de la reversión

En la figura 5.14 se ilustra la prueba gráfica de la reversión, en la cual se observa que el círculo de confianza de la dirección media correspondiente a la polaridad normal representada en el hemisferio inferior (violeta) incluye la dirección media de la polaridad reversa (azul) (Tabla 5.4). El test estadístico de McFadden y McElhinny (1990) muestra un valor del test = 1,03, con límites de confianza al 95 % = 6,23 y al 99 % de confianza = 9,88; $\gamma = 2,1^\circ$ y $\gamma_{crítico} = 5,2^\circ$. Consecuentemente, las prueba de la reversión en Los Catutos resultó Rb según McFadden y McElhinny (1990). Ello prueba que las direcciones de las polaridades reversas y normales pertenecen a la misma población y que la magnetización secundaria fue completamente eliminada.

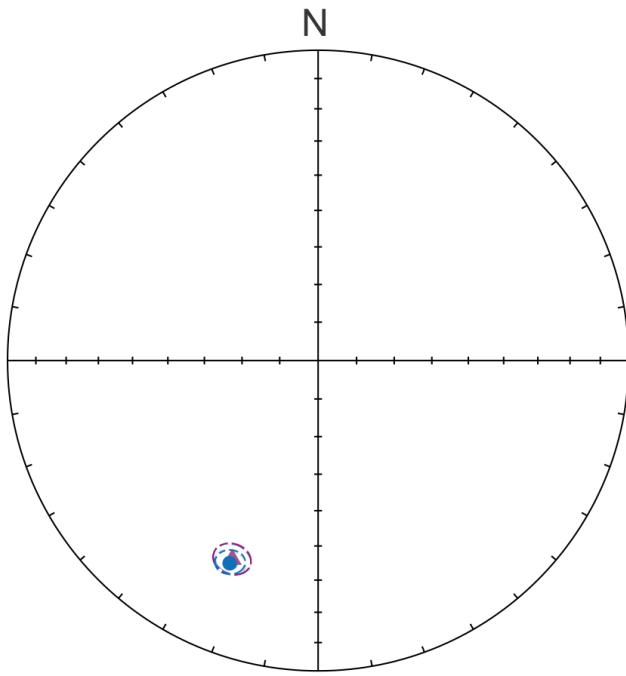


Fig. 5.14: Prueba de la reversión para la sección Los Catutos (LC), en coordenadas tectónicas. Se observa que el círculo de confianza de la polaridad normal (violeta) incluye la dirección media de la polaridad reversa (azul), lo cual sugiere que la prueba resulta positiva.

Promedio	N	Dect (°)	Inct (°)	k	α_{95} (°)
Normal	16	24,2	-30,7	89,8	3,9
Reverse	13	202,8	29,5	135,8	3,6

Tabla 5.4: Direcciones medias correspondientes a las polaridades normal y reversa de Los Catutos. Abreviaciones como en Tabla 5.1.

Por lo tanto, se interpreta que la magnetización aislada en Arroyo Covunco es de origen primario.

Con las dmf, se calcularon los PGVs (Tabla 5.3), y posteriormente, el PP correspondiente. Este último se ubica en: $158,3^{\circ}\text{E}$; $= 59,6,5^{\circ}\text{S}$; $K = 98,8$; $A_{95} = 2,7^{\circ}$.

Cuando se compara el polo paleomagnético obtenido con los de Arroyo Loncoche (Iglesia Llanos *et al.* 2017) y, de Arroyo Covunco, resulta evidente que en Los Catutos existe una anomalía en latitud. Dicha anomalía podría resultar de los deslizamientos sinsedimentarios que son notables en el campo (Fig. 5.15), los cuales podrían generaron una disminución en la inclinación de los estratos. Dichos deslizamientos muy probablemente hayan causado, a su vez, el aplastamiento de

las inclinaciones magnéticas o *inclination shallowing*. Existen en la literatura, numerosas maneras de corregir este aplastamiento, que es muy común en las rocas sedimentarias, para obtener las inclinaciones originales (e.g. King 1955; Deamer y Kodama 1990; Billardelo y Kodama 2010).

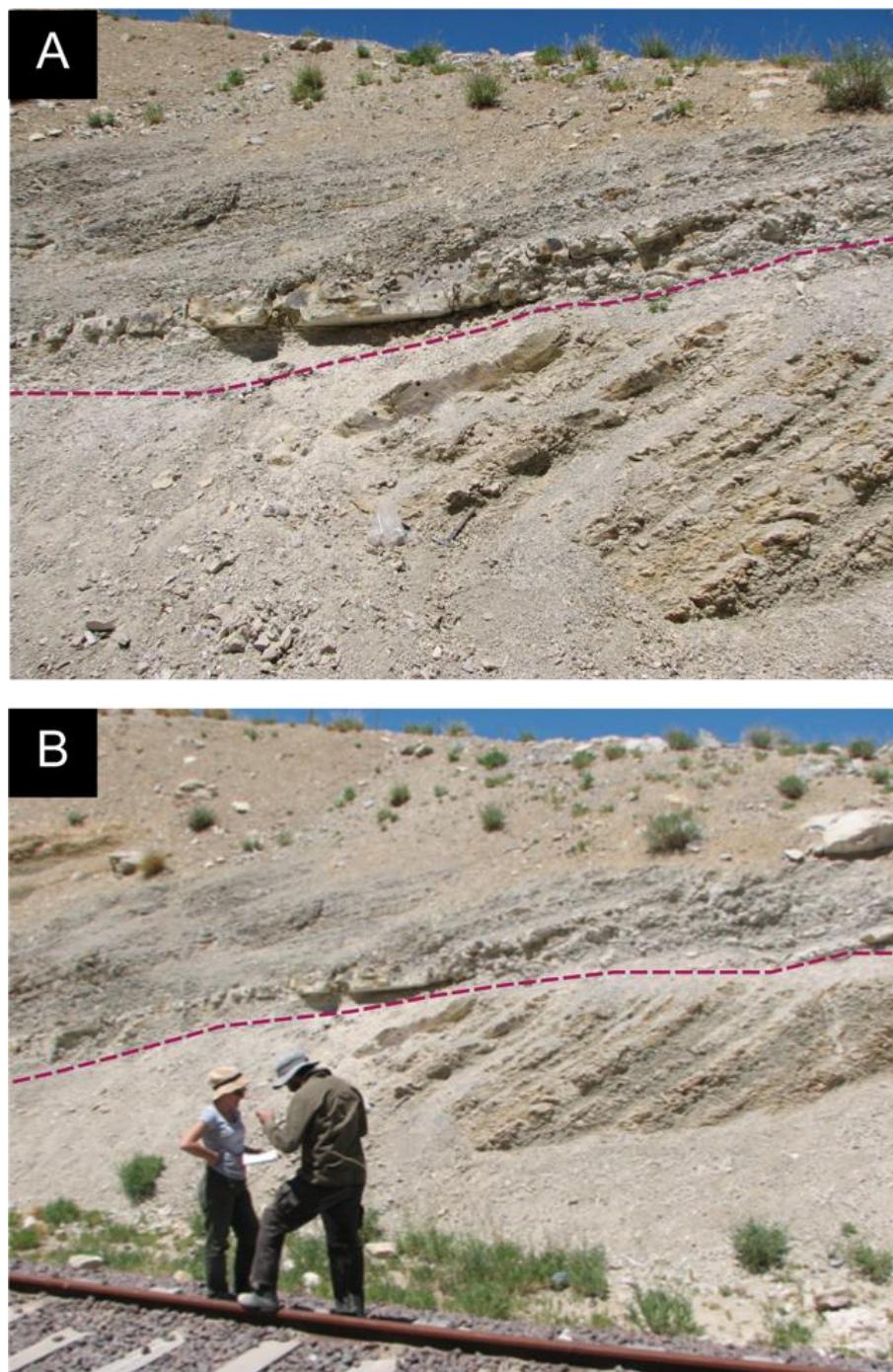


Fig. 5.15: Deslizamientos sinsedimentarios en la sección Los Catutos. A y B) Vista en detalle y general del deslizamiento sinsedimentario en el Miembro Los Catutos, relleno pasivo con litologías similares a las del deslizamiento.

En este estudio, se utilizó la fórmula de King (1955) para corregir el aplastamiento de las inclinaciones magnéticas, que es:

$$\tan (I_m) = f \tan (I_0)$$

en donde I_m es la inclinación medida, I_0 es la inclinación original o esperada y f es una constante que es el factor de inclinación, que depende tanto de la litología y fundamentalmente, del mineral portador de la remanencia.

Es claro que, para el cálculo de la inclinación magnética original, resulta crítico determinar f . Se utilizó para ello la propuesta de Bilardello y Kodama (2010a, b), que considera que para rocas cuyo mineral portador es magnetita, f varía entre 0,55 y 0,79, con un valor promedio de 0,65. De esta manera, se corrigieron las inclinaciones magnéticas en LC, que resultaron más parecidas, aunque aún menores a las de Arroyo Loncoche y Arroyo Covunco. En la Tabla 5.5, se muestra el mejor ajuste que se produce cuando $f = 0,55$, y se lo compara con el f promedio (0,65).

El polo paleomagnético de la sección Los Catutos corregido por inclinación, se ubica (Tabla 5.3) en: 181,8° E; 67,7°S; K = 89,5; A₉₅ = 2,7°.

Sitio	Incl. medida (°)	Lat (°S)	$f = 0,55$		$f = 0,65$	
			Incl. original (°)	Lat (°S)	Incl. original(°)	Lat (°S)
1	34,4	-56,5	51,2	-63,88	46,49	-62,01
2	39,4	-58,5	56,2	-65,11	51,64	-63,72
3	22,9	-62,7	37,5	-67,68	33,02	-65,16
4	17,9	-54,5	30,4	-60,76	26,42	-58,79
5	27,1	-59,4	42,9	-67,81	38,21	-65,34
6	-27,3	-62,7	-43,2	-62,36	-38,45	-60,20
7	-29,5	-61,5	-45,8	-70,38	-41,04	-67,83
9	31,8	-59,5	48,4	-67,60	43,65	-65,40
10	29,1	-57,9	45,3	-65,91	40,57	-63,64
11	32,7	-58	49,4	-65,82	44,64	-63,76
12	30,2	-53,8	46,6	-61,07	41,84	-59,03
13	-29,7	57,3	-46,0	-65,20	-41,27	-62,99
14	-31,6	37,8	-48,2	-44,23	-43,42	-42,38
15	-31,5	-51	-48,1	-62,90	-43,31	-60,87
16	29,6	-59,5	45,9	-67,85	41,15	-65,49
17	34,7	-64,5	51,5	-73,76	46,81	-71,45

18	-56,8	56,2	-70,2	-68,02	-66,96	-70,44
19	-28,7	64,1	-44,9	-71,65	-40,11	-68,93
20	-33	63,8	-49,7	-71,84	-44,97	-69,47
21	-28,6	60,5	-44,7	-63,73	-39,99	-61,54
22	-29,9	60,5	-46,3	-69,09	-41,50	-66,66
23	33,8	-64,1	50,6	-73,19	45,84	-70,81
24	277	-62,5	43,7	-71,52	38,93	-68,76
25	25,2	-56,5	40,5	-67,51	35,90	-65,01
26	37,2	-63,3	54,1	-71,17	49,43	-69,39
27	-27,7	61,9	-43,7	-70,97	-38,93	-68,26
28	-29,2	61	-45,5	-62,48	-40,69	-60,36
29	-29,6	60,8	-45,9	-69,48	-41,15	-67,01
30	-32,5	60,5	-49,2	-68,84	-44,42	-66,62
31	-32,8	62,9	-49,5	-71,81	-44,75	-69,43
32	-29,7	57,2	-46,0	-64,98	-41,27	-62,78
33	-31,8	62,2	-48,4	-71,14	-43,65	-68,71
34	31,3	-58,9	47,9	-66,98	43,09	-64,77
35	32,9	-56,9	49,6	-64,52	44,86	-62,52

Tabla 5.5: Corrección de King (1955) con valores de $f = 0,55$ y $0,65$. Para el cálculo del PP, se consideró el de 0,55, columna en naranja.

5.3.3 Sección Puerta Curaco

El intervalo muestreado se ubica mayormente en el flanco oriental del anticlinal La Yesera, con excepción de un solo sitio (PC67), que fue muestreado en el flanco occidental para efectuar la prueba del plegamiento (Capítulo 2, Fig. 2.1). Se distribuyeron en la sección, 61 sitios paleomagnéticos con una distancia promedio de 1,5 m en la base, 3 m en el sector medio y 7,5 m hacia el sector superior. En total, se obtuvieron 500 especímenes en esta sección (Fig. 5.16).

En Puerta Curaco, los comportamientos tipo a) y tipo b) de la componente B, se ilustra en la Fig. 5.17. La mayoría de los especímenes de la sección mostraron círculos de remagnetización (Fig. 5.17C), de modo que mayoría de las dmf se calcularon combinando los círculos de remagnetización del sitio, con las direcciones de especímenes calculadas por PCA (McFadden y McElhinny, 1988) de la polaridad correspondiente, utilizando el programa Palfit (Tabla 5.6). En el caso de los sitios que contenían 3 o más especímenes cuyas direcciones habían sido calculadas por

PCA, las dmf fueron determinadas con estadística fisheriana (Fisher 1953), utilizando el programa Palfish (Tabla 5.6).

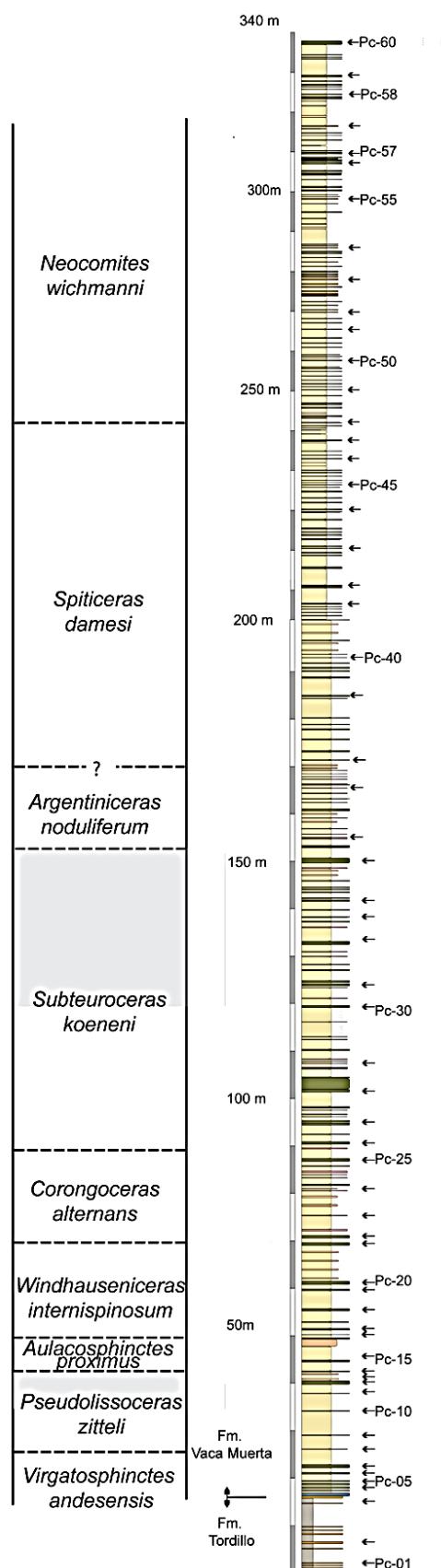
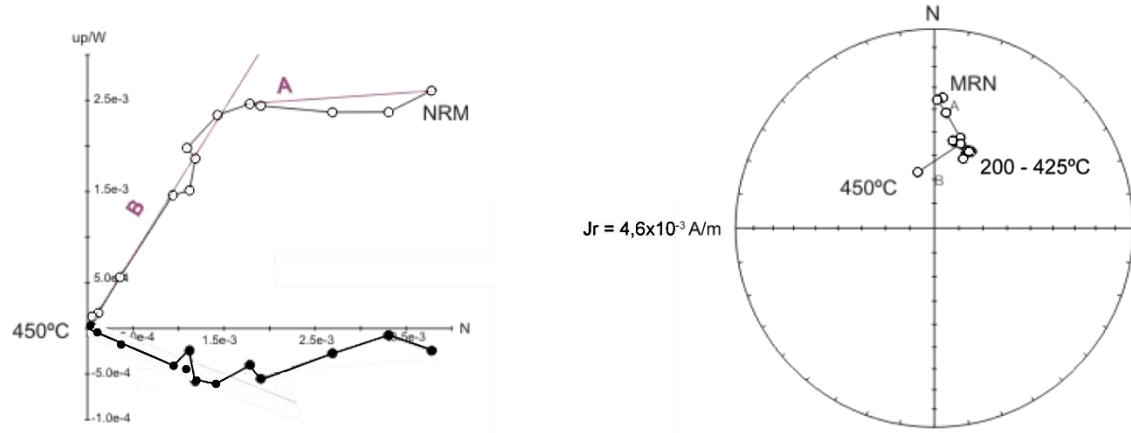
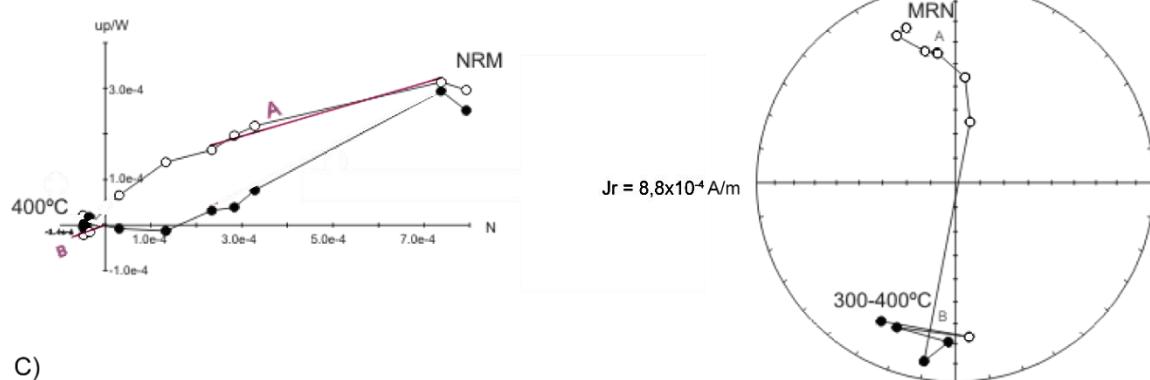


Fig. 5.16: Sección Puerta Curaco (PC). Zonas de amonites, y ubicación de sitios paleomagnéticos. Los intervalos grises en las zonas de amonites muestran la incertidumbre de la extensión de estas en la sección PC.

A)



B)



C)

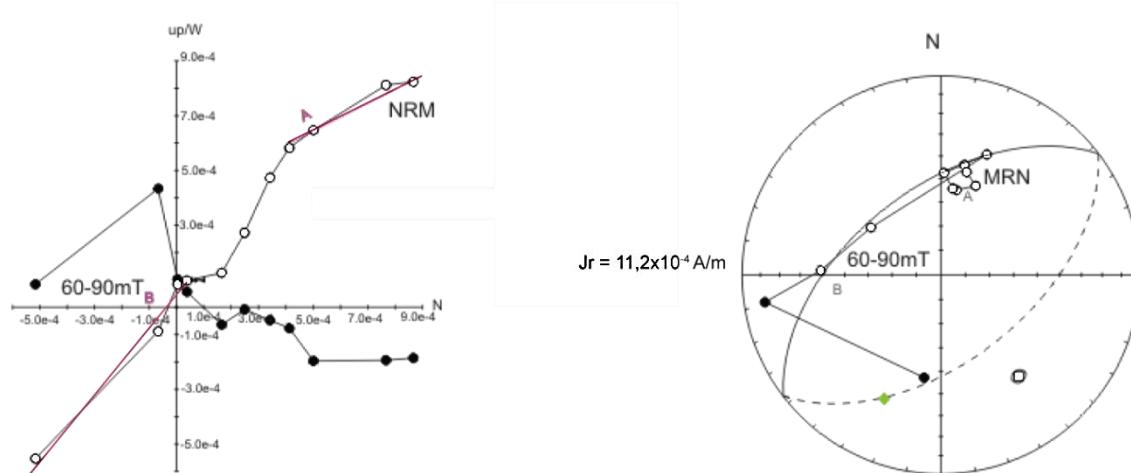


Fig. 5.17: Comportamientos paleomagnéticos característicos en la sección Puerta Curaco, en coordenadas tectónicas, que muestran dos componentes. A) Sitio PC18-1d. La componente B presenta declinaciones NNE e inclinaciones negativas. B) Sitio PC29-1d. La componente B en este

caso, presenta declinaciones SSO e inclinaciones positivas, con trayectorias rectas al origen. C) Sitio PC67-3c. La componente A con inclinaciones negativas y la componente B con inclinaciones positivas se superponen definiendo círculos de remagnetización para la polaridad reversa. Símbolos: como en figura 5.6.

La dirección media calculada para la componente B, en coordenadas tectónicas, es (Fig. 5.19): Decl. = $353,3^\circ$, Incl. = $-50,8^\circ$, $\alpha_{95} = 3,8^\circ$, $k = 38,6$ y $N = 37$ para la polaridad normal, y Decl. = $171,2^\circ$, Incl. = $44,5^\circ$, $\alpha_{95} = 4,6^\circ$, $k = 135,8$ y $N = 28$ para la polaridad reversa. La dirección media *in situ*, por otra parte, es: Decl. = $66,2^\circ$, Incl. = $-45,1^\circ$, $\alpha_{95} = 4,9^\circ$, $k = 20,4$ y $N = 37$ para la polaridad normal, y Decl. = $226,9^\circ$, Incl. = $49,3^\circ$, $\alpha_{95} = 8,3^\circ$, $k = 19,6$ y $N = 28$ para la polaridad reversa.

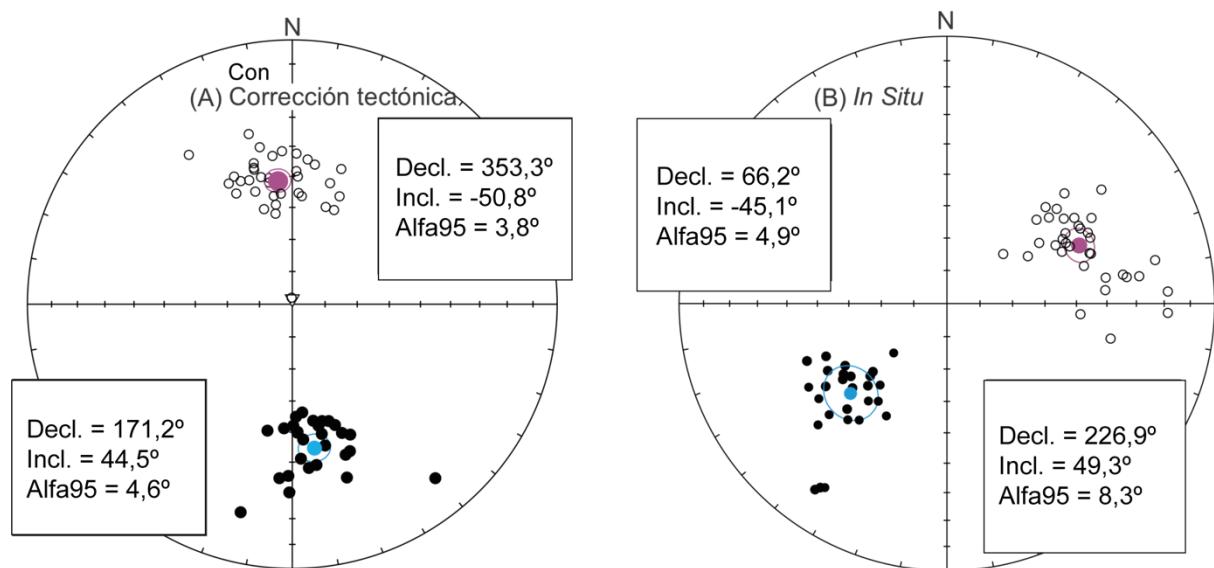


Fig. 5.18: Direcciones medias finales por sitio y medias de polaridad normal y reversa. A) Dmf en coordenadas tectónicas; B) Dmf en coordenadas geográficas. Símbolos: como en figura 5.7

Sitio	Distancia a la base (m)	Z. amonites	Km (10^{-4} SI)	n/N	MCR				PGV				CE
					D _t	I _t	α_{95}	k	Lat. (º S)	Long. (º E)			
PC01	-14,5	Formación Tordillo	2,24	7/5	19,9	-44,6	10	59,90	69,8	352,3	44/21		
PC02	-12,5	Formación Tordillo	1,52	7/4	17,4	-50	6,6	193,60	74,2	0,6	36/26		
PC03	3	<i>V. andesensis</i>	3,15	8/8	191,2	50	14,8	22,37	-78,9	97,4	39/40		
PC04	3,5	<i>V. andesensis</i>	7,91	5/4	358,5	-88,1	74,6	2,50	41,2	110,2	34/44		
PC05	5	<i>V. andesensis</i>	7,51	8/6	23,7	-57,6	6,5	106,80	71,3	30	34/44		
PC06	7,5	<i>V. andesensis</i>	1,85	7/5	350,9	-58,4	75,1	2,00	82,7	183,7	29/60		
PC07	9	<i>P. zitteli</i>	5,12	8/7	175,6	39,2	14,3	23,96	-74,3	94,8	34/70		
PC08	10	<i>P. zitteli</i>	4,62	8/6	23,4	-53	10	45,60	70,6	15,7	34/62		
PC09	12	<i>P. zitteli</i>	8,83	7/5	350,6	-50,5	8,1	91,00	80,1	235,7	35/76		
PC10	16	<i>P. zitteli</i>	1,14	6/4	6,1	-43,9	6,6	350,50	77,2	315,7	38/84		
PC11	20	<i>P. zitteli</i>	5,17	5/4	344	-45,3	4,2	484,00	72,9	233,5	28/85		
PC12	23	<i>P. zitteli</i>	7,87	8/6	9,1	-45,5	10,5	41,50	77,1	329,1	44/67		
PC13	25	<i>P. zitteli</i>	7,04	5/5	3,2	-55	3,6	668,70	86,8	345,3	39/68		
PC14	28	<i>A. proximus</i>	8,47	6/6	181,3	35,6	7,1	97,20	-72,3	114,1	39/68		
PC15	32	<i>A. proximus</i>	3,92	6/6	180,9	29,8	5,8	145,66	-68,6	112,4	39/68		
PC16	35	<i>A. proximus</i>	6,48	6/6	175,3	-47,7	10,2	47,10	-80,6	84,1	29/56		
PC17	35,6	<i>W. internispinosum</i>	1,29	6/6	354,2	-51,1	9,1	55,20	82,6	247,9	29/76		
PC18	37	<i>W. internispinosum</i>	9,4	7/5	19	-57,7	10,5	77,90	75	29,6	30/75		
PC19	43	<i>W. internispinosum</i>	6,66	7/5	353,2	-52,3	3	630,60	82,9	236,9	24/70		
PC20	52	<i>W. internispinosum</i>	5,62	6/4	346,4	-48,7	8,2	229,40	76,3	230,4	24/75		
PC21	57	<i>W. internispinosum</i>	6,59	8/8	348,6	-38,9	4,3	455,70	71,7	254,3	34/70		
PC22	59,3	<i>C. alternans</i>	6,78	7/6	344,8	-44,1	2,3	115,00	72,7	237,5	34/7		
PC23	60	<i>C. alternans</i>	3,88	6/5	158,8	47	12,7	30,38	-70	41,2	24/48		
PC24	67	<i>C. alternans</i>	6,78	6/5	160,4	50,2	7	93,50	-72,6	35,9	25/60		
PC25	70	<i>C. alternans</i>	7,05	6/5	344,2	-45,7	2,8	773,20	73,2	233,1	25/60		
PC26	82	<i>S. koeneni</i>	5,9	7/6	4,9	-55,8	5	183,50	85,9	6,7	26/51		

PC27	84	<i>S. koeneni</i>	6,42	7/6	173,1	29,2	8,8	58,80	-68,6	65,5	30/66
PC28	87	<i>S. koeneni</i>	4,86	8/7	157,5	31,7	14,5	18,20	-61,7	59,6	12/53
PC29	93	<i>S. koeneni</i>	5,63	7/5	156	45,4	16,5	18,00	-67,2	40,5	16/56
PC30	109	<i>S. koeneni</i>	5,84	8/6	351,1	-55,6	6,2	117,20	82,8	207,3	16/56
PC31	112	<i>S. koeneni</i>	6,43	7/5	353,8	-54,8	4	372,80	84,6	220,5	24/50
PC32	122	<i>S. koeneni</i>	7,01	7/5	174,8	56,5	5,9	140,76	-85,8	22,8	24/48
PC33	127	<i>A. noduliferum</i>	-	4/4	167,1	48,6	11,1	39,77	-76,7	52,4	24/48
PC34	135	<i>A. noduliferum</i>	4,35	5/5	337,7	-47,8	19,7	16,00	69,5	218,1	24/51
PC35	140	<i>A. noduliferum</i>	4,56	4/4	178,2	55,2	7,2	163,70	-87,8	68,3	24/50
PC36	155	<i>S. damesi</i>	5,37	5/5	183,9	51,4	8,6	66,25	-83,8	142,3	24/50
PC37	157	<i>S. damesi</i>	7,35	5/5	140,5	16,3	190	0,14	-44	49	29/80
PC38	162	<i>S. damesi</i>	5,17	5/5	1,7	-48	10,4	79,30	81,5	300,2	24/50
PC39	172	<i>S. damesi</i>	4,79	5/5	2,4	-49,6	4,1	498,60	82,8	306,7	24/60
PC40	185	<i>S. damesi</i>	6,03	6/4	352,6	-42,5	7	315,20	75,8	261,6	24/60
PC41	202,5	<i>S. damesi</i>	6,58	7/5	332,9	-47	6,5	202,60	65,5	214,2	14/60
PC42	208,5	<i>S. damesi</i>	5,57	7/5	167,8	51,4	12,2	57,40	-78,7	44,4	22/58
PC43	211	<i>S. damesi</i>	-	8/4	169,8	53,4	4,6	402,20	-81	39,5	24/45
PC44	227,5	<i>S. damesi</i>	4,34	6/5	165,6	52,6	10	49,00	-77,5	35,4	14/44
PC45	230	<i>S. damesi</i>	9,6	5/4	336,1	-45,7	11,9	108,80	67,4	220,1	24/56
PC46	237	<i>S. damesi</i>	7,25	5/5	1,6	-42,1	8,3	124,20	76,9	296,5	29/55
PC47	240	<i>S. damesi</i>	7,01	5/5	356,2	-41,2	6,3	213,00	75,9	275,6	30/55
PC48	252,5	<i>N. wichmanni</i>	4,71	6/4	184,3	34,7	13,3	27,70	-71,3	122,8	4/61
PC49	257,3	<i>N. wichmanni</i>	5,52	6/4	333,6	-50,9	14,8	39,50	67,6	207,1	7/54
PC50	262	<i>N. wichmanni</i>	8,54	5/5	349	-51,1	9,3	68,80	79,4	228,5	24/54
PC51	275,5	<i>N. wichmanni</i>	1,03	6/6	174,2	38,1	14,5	23,31	-73,3	91	24/55
PC52	277	<i>N. wichmanni</i>	8,6	6/6	162,6	52	9,2	57,89	-75	33,4	24/60
PC53	285	<i>N. wichmanni</i>	9,2	6/5	166,9	44,6	13,8	25,73	-74,3	61,4	24/56
PC54	293	<i>N. wichmanni</i>	1,04	4/4	194	20,3	11,6	36,41	-60,3	138,7	24/45
PC55	308	<i>N. wichmanni</i>	8,05	5/5	341,2	-48,6	10,4	54,70	72,5	221,1	4/62
PC56	320	<i>N. wichmanni</i>	4,92	86	176,8	41,4	11	38,40	-76,1	97,7	4/62

PC57	327,5	<i>N. wichmanni</i>	4,81	7/5	171,4	38,7	15	24,60	-72,8	82,1	14/47
PC57b	330	<i>N. wichmanni</i>	9,81	8/7	177,6	50,3	7,8	60,90	-83,4	91,9	19/51
PC58	335	<i>N. wichmanni</i>	7,36	5/4	179,5	52,4	12,5	31,36	-85,6	104,6	9/52
PC59	337	<i>N. wichmanni</i>	7,73	5/4	342,2	-52,9	4,5	749,20	75	209,8	14/47
PC60	354,5	<i>N. wichmanni</i>	8,54	4/4	177,7	50,1	11,4	37,70	-83,2	93,1	14/47
PC67	-	<i>V. andesensis</i>	4	6/8	185,8	47,8	9,9	-	-	-	136/16
PP	N=61	66,7°E	79,8°S	K = 26,6	A ₉₅ = 3,6°						

Tabla 5.6: Tabla 5.6: Direcciones medias finales calculadas ubicados según las Zonas de amonites en la sección Puerta Curaco. Abreviaciones como en Tabla 5.1. En *italica*, dmf calculadas con círculos de remagnetización. Los sitios 1 y 2 de la Formación Tordillo no fueron incluidos en el cálculo del polo paleomagnético.

La dirección media de la componente A partir de especímenes en coordenadas geográficas es: Decl. = 13° , Incl. = -57° , $\alpha_{95} = 2,9^\circ$, $k = 12,9$ y $N = 201$, mientras que en coordenadas tectónicas, se ubica en: Decl. = $331,3^\circ$, Incl. = $-20,9^\circ$, $\alpha_{95} = 3,1^\circ$, $k = 11,5$ y $N = 201$ (Fig. 5.17).

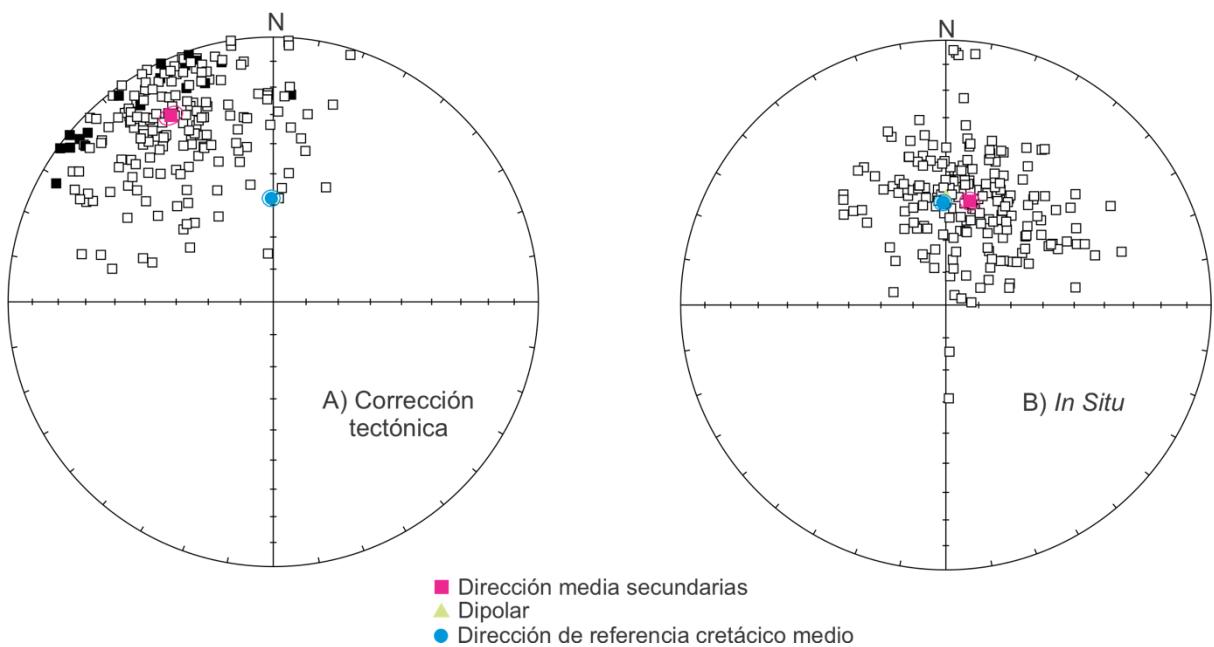


Fig. 5.19: Direcciones por espécimen de la componente A con su dirección media y respectivo semicírculo de confianza (en rosa, con $N = 165$) presentadas con A), corrección tectónica y B), *in situ*. Se observa cuando se considera la dirección media en coordenadas geográficas, coincide la del campo dipolar de la región (-58 , verde), y con la de dirección media de referencia correspondiente al Cretácico medio de acuerdo con Somoza y Zaffarana (2008) (Decl. = 359° , Incl. = $-57, 2^\circ$, círculo azul). Símbolos como en figura 5.7

Se comparó la dirección media de la componente A en coordenadas geográficas y coordenadas tectónicas (Fig. 5.19), con la dirección de campo dipolar del lugar de muestreo y la de referencia del Cretácico medio calculada a partir del PP que se presenta en Somoza y Zaffarana (2008). Se observa que la dirección media, se superpone con la del campo dipolar actual del lugar de muestro y la cretáctica cuando se encuentra en coordenadas geográficas. Se interpreta, por lo tanto, que esta componente sería una remagnetización producida por acción del campo dipolar, o alternativamente, adquirida durante la estructuración andina debido a la circulación de fluidos.

Pruebas de la estabilidad paleomagnética

Prueba de plegamiento y basculamiento

La componente B muestra un claro mejoramiento de los parámetros estadísticos cuando se aplica la corrección tectónica, que varía significativamente de banco a banco (Fig. 5.18). Por ello, se interpreta que las magnetizaciones aisladas habrían sido adquiridas previas a la estructuración.

Asimismo, se efectuó una prueba del plegamiento (*fold test*) preliminar, en forma gráfica, a un banco guía (Fig. 5.20) ubicado en la base de la sección muestreada (Zona de *Virgatosphinctes andesensis*). Se tomaron muestras de este en el flanco oriental donde se ubican el resto de los sitios paleomagnéticos (PC3), y en el occidental (PC67) (ver Capítulo 2, Fig. 2.18). En la figura 5.20 se observa la superposición parcial de los círculos de confianza de las dmf cuando se llevan ambos flancos del pliegue a la paleohorizontal. Si bien las direcciones no se muestran estrictamente estadísticamente indistinguibles, sugieren un resultado positivo. De este modo, se interpreta que las magnetizaciones habrían sido adquiridas en algún momento previo a la estructuración.

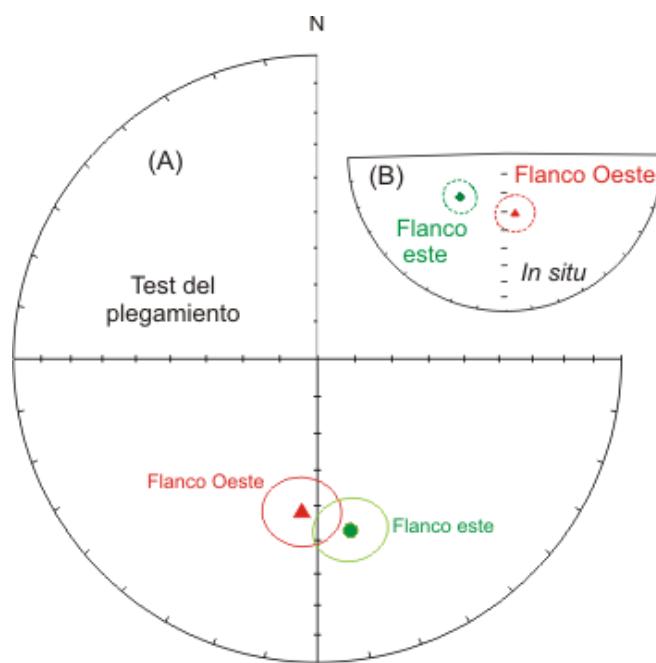


Fig. 5.20: Prueba del plegamiento gráfica en un banco guía ubicado en la base de la sección de Puerta Curaco (ver Capítulo 2, Fig. 2.18), que sugiere que las magnetizaciones aisladas son preTECTónicas.

Prueba de la reversión

En el gráfico de la figura 5.21, se representan las direcciones medias de las polaridades normal y reversa (Tabla 5.8). Se observa que el círculo de confianza de la media de la polaridad reversa (azul), incluye la dirección de la media de polaridad normal (violeta), lo cual sugiere un resultado positivo de la prueba de la reversión. La prueba estadística de McFadden y McElhinny (1990), asimismo, indica un valor del test = 6,17, con valores de los límites de confianza al 95 % = 6,30 y al 99 % de confianza = 10,39, $\gamma = 7,4^\circ$, y $\gamma_{\text{crítico}} = 5,87^\circ$. Por lo tanto, según estos autores, el test en PC es R_B . Consecuentemente, las direcciones reversas y normales provienen de la misma población de direcciones y además, indica que la componente secundaria fue completamente eliminada.

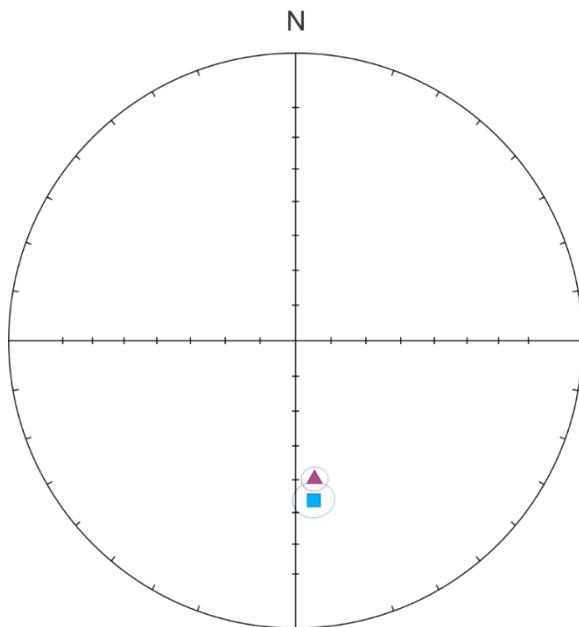


Fig. 5.21: Prueba de la reversión para la sección Puerta Curaco (PC), con corrección tectónica. Se observa que el círculo de confianza correspondiente a la polaridad reversa (azul) incluye la dirección media de la polaridad normal (azul), lo cual sugiere que la prueba resulta positiva.

Promedio	N	Dect (°)	Inct(°)	k	α_{95} (°)
Normal	35	353,4	-49,3	47,8	3,5
Reverso	26	172,8	38,9	20,2	6,6

Tabla 5.8: Direcciones medias correspondientes a las polaridades normal y reversa. Abreviaciones como en Tabla 5.1

Sobre la base del resultado positivo de las pruebas estadísticas efectuadas, se interpreta que la magnetización aislada en la sección Puerta Curaco, es de origen primario.

Con las dmf, se calcularon los PGV (Tabla 5.6), y posteriormente, el PP correspondiente. El PP de la sección Puerta Curaco se encuentra a: 66,7°E; = 79,8°S; K = 26,5; A₉₅ = 3,6°.

5.3.4 Sección Cuesta del Chihuido

Se distribuyeron en la sección, 68 sitios paleomagnéticos con una distancia promedio de 2 m, De ese número de sitios, 8 corresponden a múltiples filones capa que intruyen toda la sección. Siguiendo la misma metodología, se obtuvieron un total de 476 especímenes para toda la sección Cuesta del Chihuido. En las figuras 5.22, 5.23, se ilustran los numerosos filones capa de composición mayormente andesítica y aparición heterognénea, que son asignados al Oligoceno Superior - Mioceno Medio (Nullo *et al.* 2002; Combina y Nullo 2011).

El análisis paleomagnético muestra la ocurrencia de una única componente magnética, que se encuentra tanto en las calizas como en los filones. Dicha componente muestra declinaciones sur e inclinaciones altas positivas. Es eliminada a temperaturas $\leq 475^{\circ}\text{C}$ o campos de c.90 mT, es decir, con temperaturas de desbloqueo y fuerzas coercitivas similares a las demás secciones (Fig. 5.24). La MRC mostró comportamientos tipo a), por lo que fueron aisladas usando PCA (Kirschvink, 1980). Las dmf correspondientes fueron calculadas usando estadística fisheriana (Fisher 1953) (Tabla 5.9).



Fig. 5.22: Afloramiento de la Formación Vaca Muerta en la Cuesta del Chihuido, intruida por numerosos filones capa. A) Intrusivo del sitio CH04 en la base del perfil. B) Vista general del afloramiento cerca de la base. A la izquierda, en color ocre, el intrusivo CH04. C) Zona media a superior de la sección, y filón del sitio CH40. D) Detalle del filón.

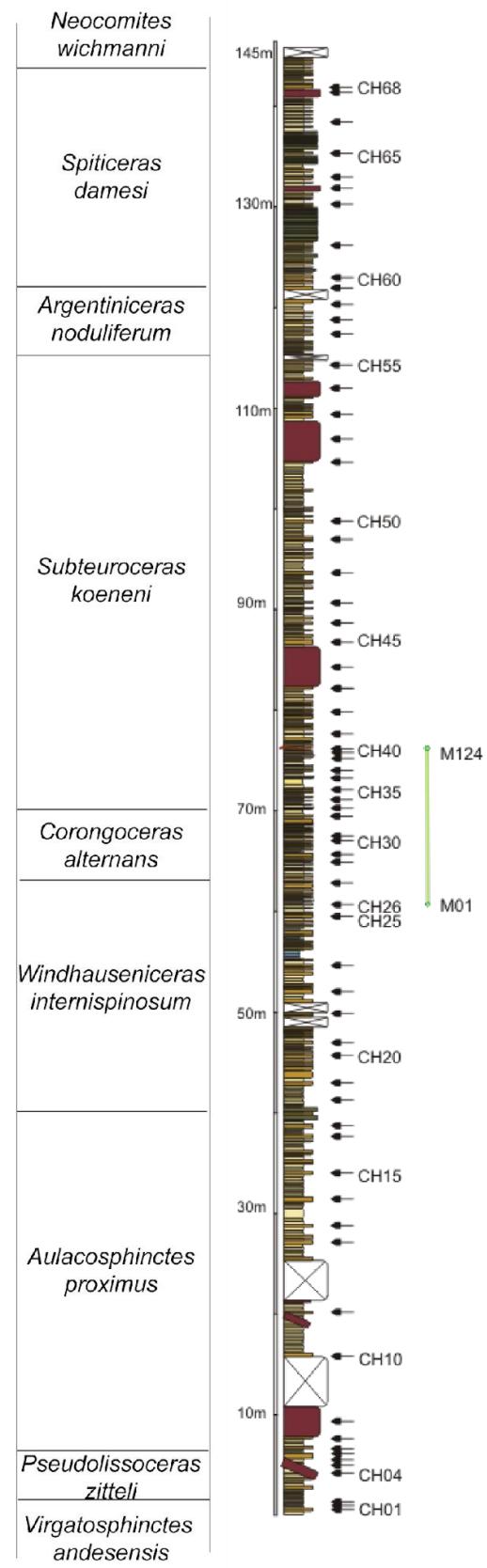


Fig. 5.23: Sección Cuesta del Chihuido (CH), con zonas de amonites, y ubicación de sitios paleomagnéticos. Los sitios 4, 9f, 40, 44, 52, 54, 63 y 67 (en rojo oscuro) corresponden a filones capa. Línea verde: tramo elaborado para cicloestratigrafía de magnetismo de rocas.

Sitio	Distancia a la base (m)	Z. Amonites	Km (10^{-5} SI)	n/N	MRC			PGV		
					Decl _t	Incl _t	α_{95}	K	Lat. (° S)	Long. (° E)
CH01	0	<i>V. andesensis</i>	3,74	5/5	169,7	53,1	12,1	40,1	-81,3	2
CH02	1	<i>P. zitteli</i>	3,02	5/4	185,9	45,7	6,7	187	-80,2	14
CH03	2	<i>P. zitteli</i>	2,86	5/4	193,8	61,4	15	38	-77,2	23
CH04	5	-	1,98	5/5	195,3	59,7	8	92	-77	22
CH06	5,5	<i>P. zitteli</i>	3,12	6/6	180,5	57,2	11,1	37,6	-87,7	28
CH07	7	<i>A. proximus</i>	3,29	5/3	217,8	76	15	40	-53,8	26
CH08	8,6	<i>A. proximus</i>	3,27	4/4	171,2	53,8	9,6	91,6	-82,7	2
CH09	9,5	<i>A. proximus</i>	3,51	6/6	179,5	47	14,4	22,6	-82,7	10
CH09f	10	-	3.55×10^{-4}	5/4	140,6	40,1	13,2	87,7	-53,6	2
CH10	16	<i>A. proximus</i>	3,05	7/6	204,9	63,5	7,7	75,9	-68,8	23
CH11	20	<i>A. proximus</i>	2,69	6/5	199,3	59,4	13,8	31,5	-74,1	22
CH12	27	<i>A. proximus</i>	3,18	7/6	196,9	68	9,5	5,3	-70,3	25
CH13	28	<i>A. proximus</i>	2	5/4	231	53,8	15	42,5	-48,6	21
CH15	35	<i>A. proximus</i>	2,42	4/4	99,1	29,1	15	33,1	-16,2	1
CH16	38	<i>A. proximus</i>	2,9	5/4	191,6	65,7	3,8	581,8	-74,9	2
CH17	38,5	<i>W. internispinosum</i>	2,67	4/3	219,4	50,3	11,1	125,4	-57	20
CH18	42	<i>W. internispinosum</i>	2,71	6/5	224,2	62,6	14	30,9	-55,4	2
CH19	43	<i>W. internispinosum</i>	2,65	6/6	206,3	60,6	13,3	26,4	-68,6	22
CH21	47	<i>W. internispinosum</i>	1,61	4/3	232,2	58,8	15,1	39,1	-49	22
CH23	52	<i>W. internispinosum</i>	2,36	3/3	205,4	56,6	14,5	35,2	-69,5	21
CH25	60	<i>W. internispinosum</i>	2,18	7/7	194	63,6	8,7	49,1	-75,6	24
CH26	60,5	<i>C. alternans</i>	1,8	6/5	158,5	53,2	12,8	36,8	-72,3	1
CH27	63	<i>C. alternans</i>	1,91	5/5	223,2	66,2	3	638,5	-55,9	23
CH28	65	<i>C. alternans</i>	1,32	6/6	215,8	76,7	13,8	24,6	-53,8	2
CH29	66	<i>C. alternans</i>	1,91	7/7	219,1	79,6	14,4	18,4	-49,7	27
CH30	68	<i>C. alternans</i>	9.21×10^{-6}	7/6	181,2	74,5	14,3	23	-64,5	28
CH31	68,3	<i>S. koeneni</i>	3,17	5/3	184,6	61,2	11,1	124,2	-82,3	26
CH32	69	<i>S. koeneni</i>	2,44	6/6	211,4	76,1	7,1	89,3	-56	26

CH33	70	<i>S. koeneni</i>	9.74×10^{-6}	5/4	224,8	71,2	8,9	107,1	-53,6	24
CH34	71	<i>S. koeneni</i>	3,09	6/5	170,5	36,2	6,5	139	-72,5	7
CH35	71,5	<i>S. koeneni</i>	7.59×10^{-6}	5/4	173,9	54,1	4,3	450,6	-84,9	2
CH36	73	<i>S. koeneni</i>	4,24	4/3	187,7	48,9	14,9	49	-81,4	1
CH37	75	<i>S. koeneni</i>	6.79×10^{-6}	6/6	161,4	53,8	13,1	27,3	-74,7	1
CH38	76	<i>S. koeneni</i>	1,84	6/6	177,7	63,7	12,4	30	-80	29
CH39	77	<i>S. koeneni</i>	2,79	4/3	168,4	59	13,6	83,6	-79,9	35
CH40	78	-	3,69	3/3	185,5	32,5	14,7	49,7	-71,5	12
CH42	81	<i>S. koeneni</i>	7.56×10^{-7}	6/6	175	58,4	8,5	63,8	-84,6	33
CH43	83	<i>S. koeneni</i>	3,23	5/4	164,1	40,9	15,1	36,4	-71,7	
CH44	85	-	3,67	4/3	147,1	58,8	8,8	195,2	-63,7	
CH45	87	<i>S. koeneni</i>	1,02	6/5	225	60,4	15	25,3	-54,7	22
CH46	88	<i>S. koeneni</i>	2,95	3/3	175,7	57,9	10,3	144,4	-85,4	33
CH47	91	<i>S. koeneni</i>	7,64	6/6	184,7	54,8	13,5	25,7	-86,2	19
CH48	93	<i>S. koeneni</i>	7,83	5/4	174,8	61,5	6,8	185,7	-81,8	3
CH49	97	<i>S. koeneni</i>	8,26	5/5	185,9	71,1	12,3	39,8	-69,5	28
CH50	99	<i>S. koeneni</i>	3,54	3/3	200,4	55	15	40,2	-73,4	20
CH51	105	<i>S. koeneni</i>	5,76	6/5	182,5	35,4	8,6	80,5	-73,9	11
CH55	115	<i>S. koeneni</i>	3,26	5/4	166	31,9	11,1	69,3	-67,9	7
CH56	117	<i>S. koeneni</i>	4,98	5/5	186,2	44,5	10,8	51,1	-79,3	14
CH57	119	<i>A. noduliferum</i>	3,28	6/6	183,4	61,4	9,3	53,4	-82,5	27
CH59	122	<i>A. noduliferum</i>	4,42	4/3	184,7	29,8	15	30,1	-70	12
CH60	123	<i>A. noduliferum</i>	2,08	4/3	154	32,4	9,8	158	-60,8	5
CH61	127	<i>A. noduliferum</i>	3,97	3/3	185	61,3	15	40,2	-82,1	26
CH65	135	<i>A. noduliferum</i>	1,25	3/3	216,5	73,5	11,4	117,5	-56,4	25
CH66	137	<i>A. noduliferum</i>	1,21	3/3	212,5	68,5	10,5	137,8	-61,8	24
CH67	143	<i>A. noduliferum</i>	3,43	4/4	231,6	67,6	12,8	52,7	-50,3	23
PP	N= 50	249,7°E	80,7°S	K=12,9 A ₉₅ = 5,8°						

Tabla 5.9: Direcciones medias finales calculadas ubicados según las Zonas de amonites en la sección Cuesta del Chihuido. En *italica* sitios de filones.

Abreviaciones

como

en

Tabla

5.1.

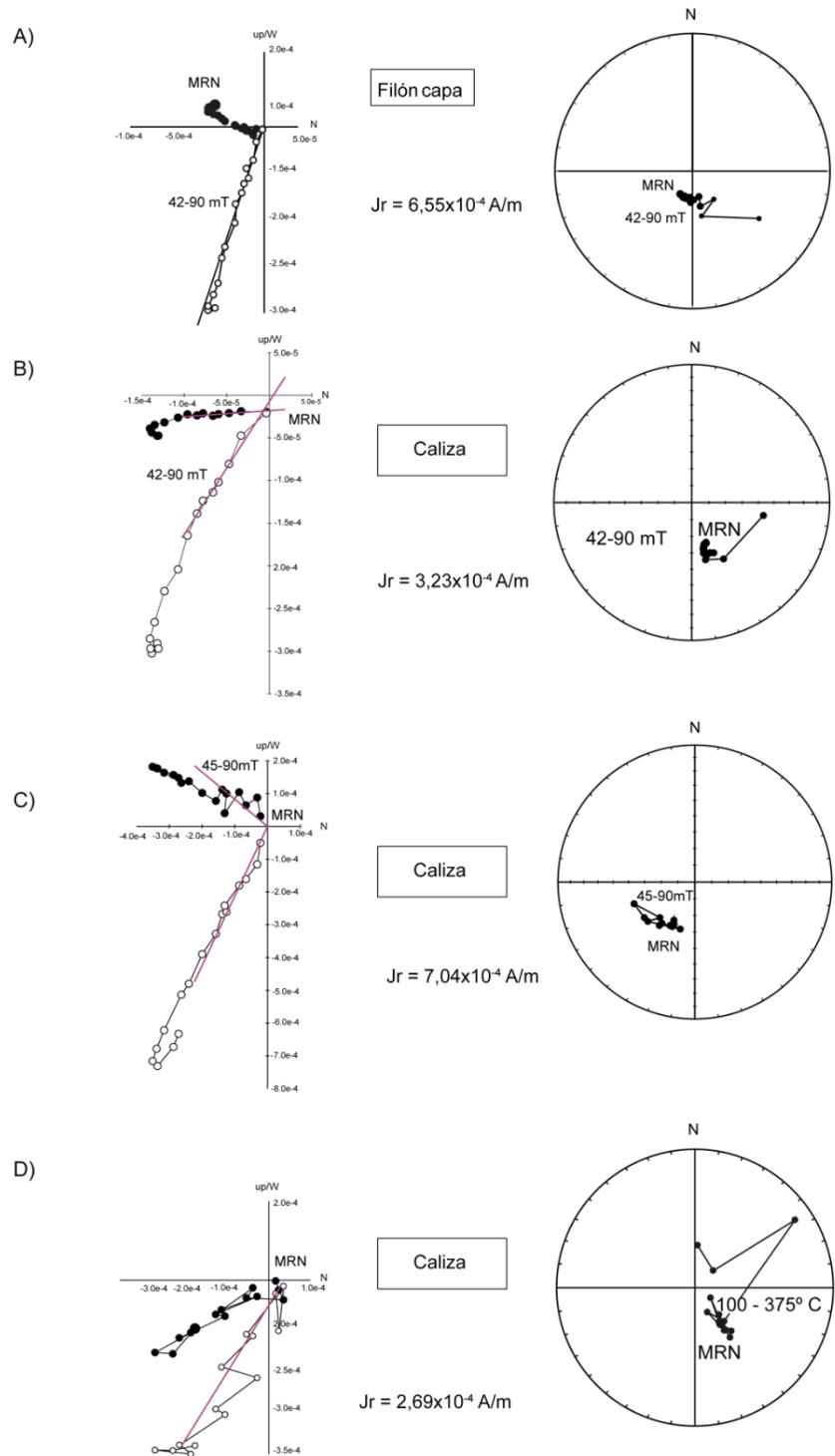


Fig. 5.24: Comportamientos paleomagnéticos en la sección Cuesta del Chihuido en coordenadas geográficas, efectuada entre las calizas de la Formación Vaca Muerta y los filones capas cenozoicos. A) Sitio CH04-3a, intrusivo en la base de la sección; B) caliza del sitio CH06 a 0,5 m del intrusivo del sitio CH04, el cual es el más cercano al borde quemado; C) caliza del sitio CH17 a c. 30 m del intrusivo del sitio CH04 y D) caliza del sitio CH30 a c. 55 m del intrusivo del sitio CH04. En todos los casos se reconoce una única componente con declinaciones SSE e inclinaciones altas positivas, con trayectorias rectas al origen. Símbolos como en figura 5.6.

La dirección media calculada de la MRC en las calizas es, en coordenadas tecnicas: Decl. = 185°, Incl. = 59,4°, $\alpha_{95} = 4,5^\circ$, k = 18,8 y N = 55 (Fig. 5.25A), y en coordenadas geográficas: Decl. = 172,8°, Incl. = 64,4°, $\alpha_{95} = 4,3^\circ$, k = 21,2 y N = 55 (Fig. 5.25B).

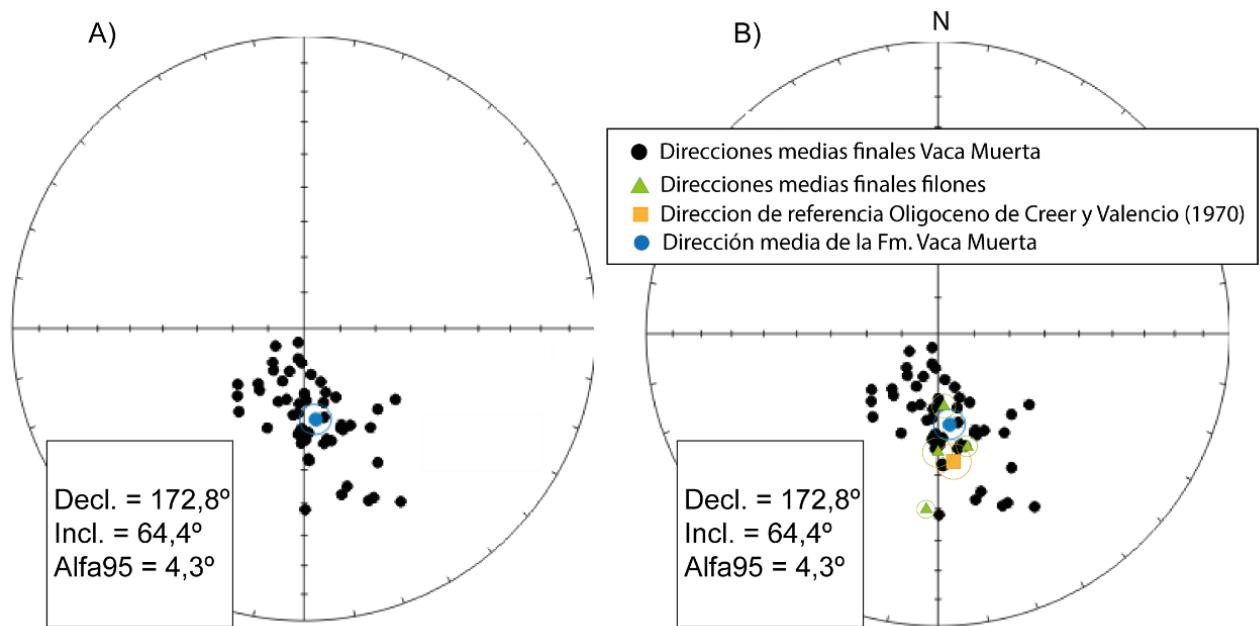


Fig. 5.25: A) Direcciones medias finales de los sitios de las calizas y su dirección media (círculo azul), *in situ*. B) Direcciones de A), junto con las dmf de los filones capa (triángulos verdes), y la dirección de referencia (cuadrado naranja) Oligoceno-Mioceno calculada del PP de Creer y Valencio (1970). Se observa que existe superposición entre las direcciones medias de las calizas, de la de referencia Oligoceno-Mioceno y las dmf de los filones capa.

Se observa una clara superposición de las direcciones medias aisladas en las calizas en coordenadas geográficas, con la de referencia calculada para la localidad a partir del PP del Oligoceno-Mioceno de Creer y Valencio (1970), y las dmf de los filones capa. Ello muestra una prueba del contacto ígneo negativo, que indica que la MRC aislada en las calizas representa que fueron totalmente remagnetizadas como consecuencia de la intrusión de los filones capa durante el Cenozoico.

Un estudio efectuado en cortes delgados de la unidad en esta sección ilustra la causa probable de la remagnetización sistemática de las calizas de Cuesta del Chihuido debido a la intrusión de los filones. Dichos cortes muestran que la cantidad de minerales opacos presentes en las calizas se encuentran concentraciones

notablemente mayores que en las demás secciones analizadas en esta tesis. Esta abundancia anómala de minerales opacos en las calizas de Cuesta del Chihuido (Fig. 5.26), resultaría de la profusa intrusión de filones capa durante el Cenozoico.

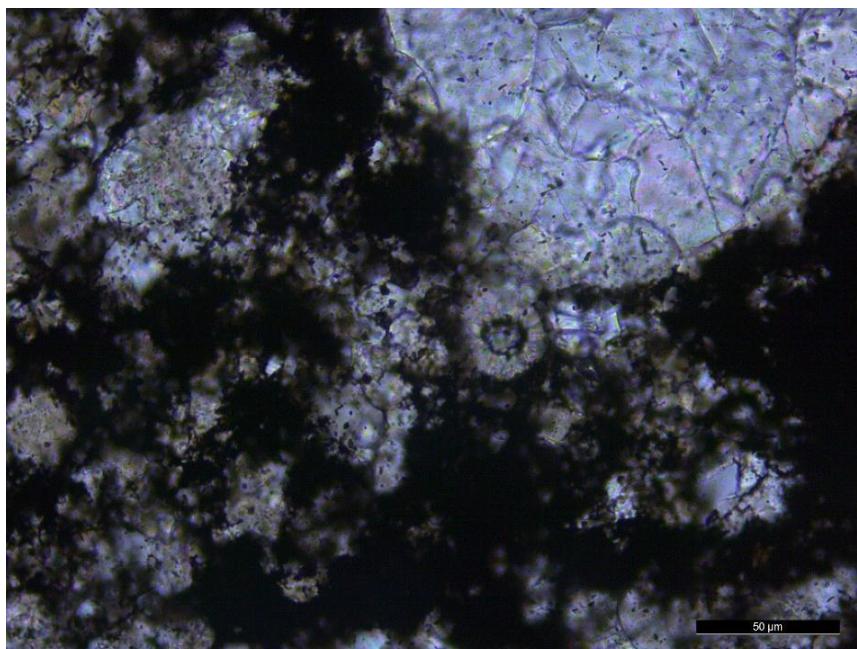


Fig. 5.26: Wackestone laminado (*Wh*) encima del filón capa, sitio CH40, en el sector medio de la sección Cuesta del Chihuido, quemado por el contacto con el intrusivo. En el corte delgado, se observa una concentración anómalamente alta de minerales opacos esparcidos en una matriz recristalizada a esparita, en relación con las demás localidades estudiadas. Esta concentración anómala de opacos se habría generado por la profusa intrusión de filones capa cenoizoicos.

5.4 Polos paleomagnéticos

Se calcularon tres polos paleomagnéticos para el Jurásico Superior-Cretácico Inferior: Arroyo Covunco, Los Catutos y Puerta Curaco. Estos PP fueron comparados con otro obtenido en la misma unidad geológica, en la localidad Arroyo Loncoche, provincia de Mendoza (Iglesia Llanos *et al.* 2017) (Tabla 5.10, Fig. 5.28). En la Fig. 5.27A se observan algunas diferencias en las posiciones de estos polos. AL y AC tienen posiciones muy similares, en tanto que LC presenta una anomalía en latitud. Por otro lado, PC se encuentra en una posición muy diferente de cualquiera de los polos anteriores, y esta diferencia fue parte de este estudio.

Sección (S-N)	N	Long (°E)	Lat (°S)	K	$A_{95} (°)$
Arroyo Covunco (AC)	39	154,3	77,5	13,6	6,5
Los Catutos (LC)	29	181,8	67,7	89,5	2,6
Puerta Curaco (PC)	61	66,7	79,8	26,5	3,6
Puerta Curaco Jur	34	78	86,9	12,5	7,2
Arroyo Loncoche (AL)	54	191,6	76,2	33	3,5

Tabla 5.10: Polos paleomagnéticos de la Formación Vaca Muerta. Abreviaciones como en Tabla 5.1

Además de estos PP Jurásico Superior-Cretácico Inferior, se adjuntaron otros de América del Sur estable para los Periodos Jurásico y Cretácico (Tabla 5.11, Fig. 5.27B). La CDPA que se muestra en la Fig. 5.26B fue tomada de Iglesia Llanos (2018).

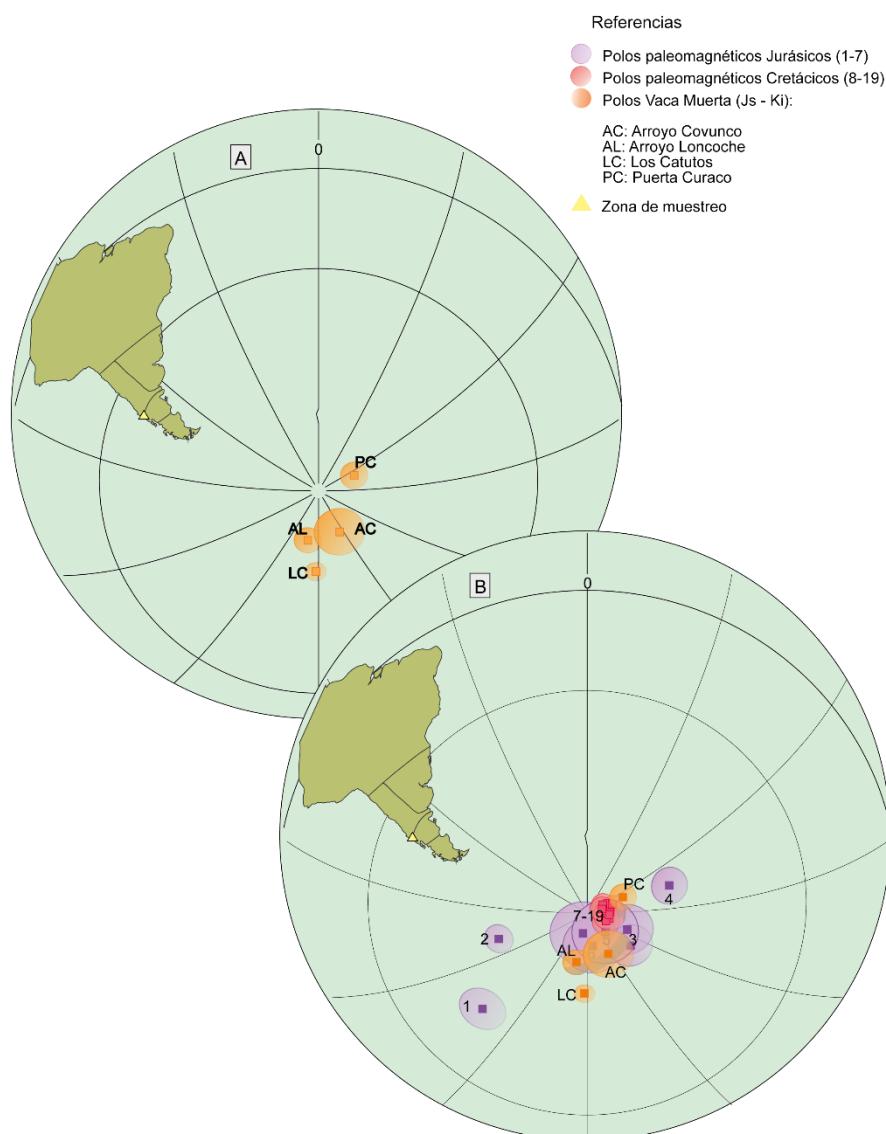


Fig. 5.27: A) Polos paleomagnéticos de la Formación Vaca Muerta (Tabla 5.10). B) CDPA para América del sur para el lapso Jurásico Inferior- Cretácico tomada de Iglesia Llanos (2018), con los PP de A) (Tabla 5.11).

Código/Unidad de roca		Edad promedio (Ma)	Long (°E)	Lat (°S)	A95 (°)	Referencia
1	B-Mza Complex	Hettang-Sinem	222,7	50,7	5,8	Iglesia Llanos <i>et al.</i> 2006
2	Anari-Tapirapua	196,6± 0,4 (Ar-Ar)	250	65,5	3,8	Montes Lauar <i>et al.</i> 1994
3	Lepá-Osta Arena	Pliensb.	129,4	75,5	5,7	Vizán 1998
4	B-Mza. Neuq.	Pliensb - Toarc.	73,9	67,3	4,9	Iglesia Llanos <i>et al.</i> 2006
5	Marifil	188-178 (Ar-Ar)	138	83	8,7	Iglesia Llanos <i>et al.</i> 2003
6	El Quemado	156,5±1,9 (Ar-Ar)	172	81	7,6	Iglesia Llanos <i>et al.</i> 2003
7	Chon Aike	155	191,3	84,3	8,6	Ruiz Gonzalez <i>et al.</i> 2019
8	PP Cretácico Inf.	97-146 (Ar-Ar)	73,6	84,7	2,5	McElhinny and McFadden 2000
9	Alcalina, Paraguay	~129 (Ar-Ar)	62,3	85,4	3,1	Ernesto <i>et al.</i> 1999
10	Botucatu, S Brasil	~133	114,7	78,5	6,8	Tamrat y Ernesto 2006
11	LIP Paraná Centro	132 (Ar-Ar)	64,4	84,1	2,3	Ernesto <i>et al.</i> 1999
12	LIP Paraná Centro	132 (Ar-Ar)	64,4	84,1	2,3	Ernesto <i>et al.</i> 1999
13	LIP Paraná Norte	132 (Ar-Ar)	71,4	83	2,4	Ernesto <i>et al.</i> 1999
14	Arapey, Uy	~132 (Ar-Ar)	95,8	84,8	4,2	Cervantes Solano <i>et al.</i> 2010
15	Serra Geral	133-132 (Ar-Ar)	90	84	1,2	Ernesto <i>et al.</i> 1999
16	Serra Geral 2	133	115,4	84,6	3,7	Pacca y Hiodo 1976
17	Sierras Pampeanas	133-115 (K-Ar)	75,9	86	3,3	Geuna y Vizán 1998
18	LIP Paraná Sur	133 (Ar-Ar)	106,2	84	1,5	Ernesto <i>et al.</i> 1999
19	Serra Geral 1	135 (K-Ar)	108	85	1	Ernesto <i>et al.</i> 1990

Tabla 5.11: Polos paleomagnéticos de la CDPA de América del Sur asignados al Jurásico - Cretácico (Iglesia Llanos et al. 2006, Iglesia Llanos y Prezzi 2013, Iglesia Llanos 2018).

En la Fig. 5.27B se observa, que AL y AC se superponen con el PP del Jurásico Superior obtenido en el Complejo El Quemado. El PP de El Quemado tiene un $Q = 6$ y cuenta con pruebas de estabilidad paleomagnética (Rc, F+), magnetismo de rocas, estudios ópticos para determinar el origen de la mineralogía, además de una edad radimétrica (Tabla 5.11). La consistencia entre el PP de AC, AL e incluso LC decompactado con su anomalía en latitud, con el PP de El Quemado es esperable, ya que el intervalo de la Formación Vaca Muerta

muestreado en dichas secciones es fundamentalmente de edad Jurásico Superior. Pero el polo PC cae en una posición muy diferente, siendo ésta muy similar los del Cretácico Temprano de Brasil. Debido a que en Puerta Curaco, 2/3 de los sitios muestreados son de edad Cretácico Inferior (Berriasiano-Valanginiano), es posible que la diferencia entre las posiciones longitudinales entre el polo de PC y AL-AC-LC se deban simplemente a la diferencia en las posiciones polares entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, en cuyo caso el intervalo correspondiente al Tithoniano debería caer cerca de los otros PP jurásicos. La otra posibilidad es que el intervalo muestreado correspondiente al Jurásico haya sido desplazado por una rotación alrededor de un eje vertical de unos 30° en sentido antihorario, hacia los polos cretácicos.

Por lo tanto, se separaron los sitios muestreados Jurásico Superior (Tithoniano) en relación a los del Cretácico Inferior (Berriano y Valanginiano), y recalcularon los paleopolos de PC (Fig. 5.28). El tramo Jurásico de PC (PC-J, Fig. 5.28), se encuentra ubicado en: $73,99^{\circ}\text{S}$ y $154,75^{\circ}\text{E}$, en tanto que el correspondiente al Cretácico Inferior (PC-K, Fig. 5.28), en: $75,19^{\circ}\text{S}$ y $64,2^{\circ}\text{E}$.

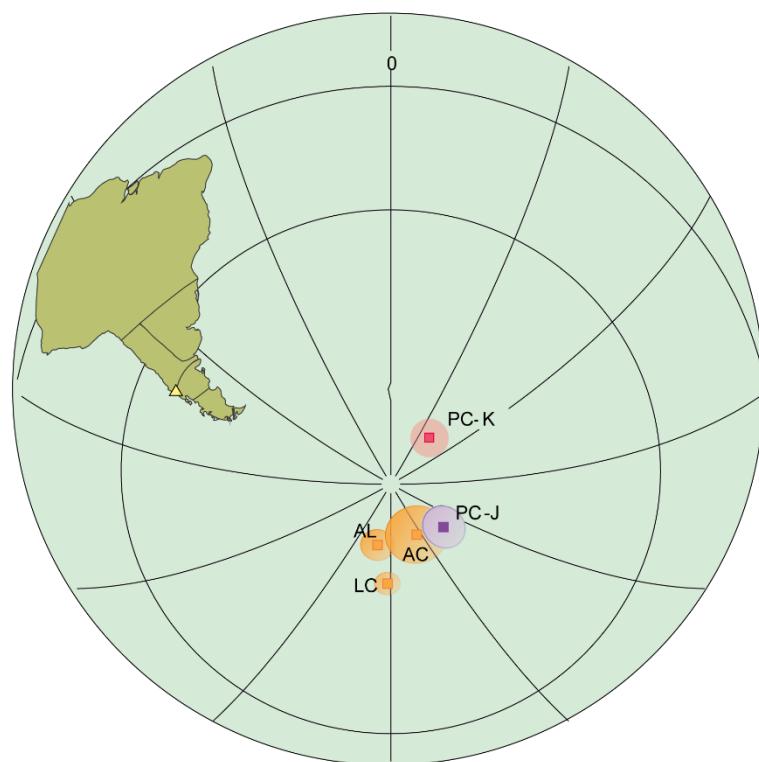


Fig. 5.28: Polos paleomagnéticos de la Formación Vaca Muerta (Tabla 5.10). PC - J: polo de Puerta Curaco en su tramo Jurásico Superior, en tanto que PC – K: polo de PC en su tramo Cretácico Inferior (Berriásano – Valanginiano).

Es claro que cuando se considera el tramo de PC asignado al Jurásico, éste cae en una posición muy similar al de referencia de esta edad obtenido en el Complejo El Quemado, como así también a los otros de la Formación Vaca Muerta de esta edad: AC, AL, e incluso LC con su anomalía de latitud. El tramo muestreado de PC correspondiente al Cretácico Inferior, cae junto con los PP de esa edad obtenidos en Brasil. Por lo tanto, la diferencia en las posiciones de los PP de Puerta Curaco no habría sido producida a partir de una rotación alrededor de un eje vertical que por otro lado no se evidencia en la estructura, sino más bien debido a que la sección muestreada es fundamentalmente más joven que los otros PP estudiados.

Capítulo 6. Magnetoestratigrafía

6.1 Introducción

Una vez demostrado el origen primario de las magnetizaciones aisladas, se obtuvieron escalas de polaridades magnéticas de las secciones Arroyo Covunco, Los Catutos y Puerta Curaco, que, junto con la de Arroyo Loncoche (Iglesia Llanos *et al.* 2017), permitieron la construcción de una escala magnetoestratigráfica regional de referencia.

La combinación de la escala regional y la cicloestratigrafía, permitirá, por un lado, precisar la duración de las zonas de amonites en las secciones estudiadas y, por otro lado, en el caso de Puerta Curaco, la posición del límite Jurásico- Cretácico. Es de destacar que la ubicación de dicho límite es de interés internacional, ya que no existe para este lapso, un evento físico o químico que pueda reconocerse a escala regional o global. Asimismo, el notable provincialismo de la fauna marina en este tiempo impide la correlación directa con cualquier *datum* bioestratigráfico (Ogg y Hinnov 2012, Ogg *et al.* 2016). Luego de una larga y sostenida controversia, el Grupo de Trabajo del Berriasiano internacional, estableció recientemente que el límite Jurásico-Cretácico deba ser determinado a partir de la explosión de la forma esférica de *Calpionella alpina*, evento que determina la base de la Zona Estándar de *Calpionella*, en la mitad del Subcron M19n.2n. Más aún, existe un gran interés internacional en la determinación del límite Jurásico-Cretácico particularmente en la Formación Vaca Muerta, ya que ofrece la datación de las polaridades magnéticas y cicloestratigrafía ancladas a amonites.

6.2 Antecedentes en Argentina

Los estudios magnetoestratigráficos jurásicos en el país comenzaron a mediados de la década del 90 y fueron efectuados en sucesiones marinas del Jurásico Inferior de Cuenca Neuquina (Iglesia Llanos y Vizán 1995; Iglesia Llanos

1997, 1999; Iglesia Llanos y Riccardi 2000; Iglesia Llanos 2012). Estos estudios involucraron secciones en la región del río Atuel, provincia de Mendoza, con amonites de edad Hettangiano a Toarciano, como en la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén, con amonites de edad Pliensbaquiano a Toarciano, y en el área del Arroyo Lapa, provincia de Neuquén, con amonites Pliensbaquiano a Toarciano. En todos los casos, se probó el origen primario de las magnetizaciones aisladas con diversos tests estadísticos ($F+$, Rb , prueba del conglomerado +), combinados con estudios de la mineralogía magnética. Consecuentemente, se construyó la primera escala magnetoestratigráfica del Jurásico Inferior del hemisferio sur (Iglesia Llanos 1997, Iglesia Llanos y Riccardi 2000; Iglesia Llanos 2012, Iglesia Llanos y Kietzmann 2020). Posteriormente, los autores extendieron los estudios magnetoestratigráficos al Jurásico Medio, en particular a la Formación Lajas en la zona de Zapala, provincia de Neuquén (Iglesia Llanos *et al.* 2019), donde se caracteriza por la ausencia de fósiles diagnósticos. El estudio también involucró pruebas de campo para la estabilidad paleomagnética (Rc , tilt test +) y magnetismo de rocas para determinar la mineralogía magnética, que permitieron precisar la edad del intervalo muestreado al Bathoniano inferior a Medio (Crones M41 a M39). Los estudios se extendieron al Jurásico Superior- Cretácico Inferior marino, precisamente en la Formación Vaca Muerta. En esta unidad, se realizó la primera magnetoestratigrafía de esta edad del hemisferio sur en la zona del Arroyo Loncoche, provincia de Mendoza (Kietzmann *et al.* 2015; Iglesia Llanos *et al.* 2017). El origen primario de la magnetización aislada involucró pruebas estadísticas para la estabilidad paleomagnética (Rb , tilt test+) además de magnetismo de rocas y estudios ópticos para determinar la mineralogía magnética. La escala magnetoestratigráfica resultante comprende 11 zonas de polaridad reversa y 10 de polaridad normal que abarcan las Zonas de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior) a *Spiticeras damesi* (Berriasiiano superior). De acuerdo a los autores anteriormente mencionados, se destacan las discrepancias observadas en dos intervalos de la escala. El primero y más evidente corresponde a la base, en la que los autores correlacionan la Zona de *V. andesensis* con el techo de la Zona Estándar de *H. hybonotum*, en acuerdo con lo propuesto por Zeiss y Leanza (2010), y no con las Zonas Estándar *S. Darwini* y *S. Semiforme*.de más arriba (Riccardi 2008, 2015; Vennari *et al.* 2014). El otro intervalo de interés se encuentra en el tercio inferior de la Zona de *S. koeneni*, correlacionable con la Zona Estándar de

Jacobi (Riccardi 2015). En esta biozona, en la mitad del Subcron M19n.2, a c. 170 m de la base de la sección, se determinó la posición del límite Jurásico-Cretácico, lo cual sustenta la propuesta de correlación bioestratigráfica de Riccardi (2015), aunque no la de Vennari *et al.* (2014). De este modo, los resultados obtenidos en la sección Arroyo Loncoche se utilizaron como base para la elaboración de los datos de las tres secciones estudiadas en esta tesis.

En esta tesis se completó el estudio en la sección Puerta Curaco (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), provincia de Neuquén (Amigo *et al.* 2016), que involucró pruebas estadísticas para la estabilidad paleomagnética (Rb, F+) y magnetismo de rocas. Por otro lado, se realizó el muestreo en la sección Los Catutos (Jurásico Superior), cerca de Zapala, que cuenta asimismo con tests estadísticos que prueban el origen primario de las magnetizaciones aisladas (Rb, tilt test+), y magnetismo de rocas y estudios ópticos para valorar la mineralogía magnética (Kohan Martínez *et al.* 2018). Es de destacar que la base de la escala magnetoestratigráfica en Los Catutos, se correlacionó asimismo con el techo de la Zona Estándar de *H. hybonotum*, hallando nuevamente que la base de esta biozona andina sería más vieja que lo planteado por Riccardi (2015) y Vennari *et al.* (2014). Por último, se realizó el muestreo de la sección Arroyo Covunco (Tithoniano inferior a superior), cerca de Zapala, sobre la cual también se obtuvieron tests estadísticos que prueban el origen primario de las magnetizaciones aisladas (Rb) y se realizaron estudios de magnetismo de rocas (ver capítulo 4 y 5).

A partir de las cuatro secciones mencionadas, se construyó una escala magnetoestratigráfica regional para el Tithoniano-Berriásano, la cual se encuentra datada con amonites calpionélidos.

6.3 Resultados

Se presentarán las escalas magnetoestratigráficas obtenidas en las secciones de sur a norte: Arroyo Covunco, Los Catutos y Puerta Curaco. En todos los casos, la nomenclatura usada para denominar las zonas de polaridad es la siguiente:

Perfil/N°/r-n

Es decir, se identifica la abreviación del perfil referido, seguido del número de la zona de polaridad desde la base, y por último la polaridad correspondiente. Es de destacar que, en las escalas presentadas, se muestran polaridades con media columna con intervalos en gris, que intentan resaltar la incertidumbre de su duración, debido a que proviene de un horizonte paleomagnético único.

Arroyo Covunco

La escala magnetoestratigráfica de esta sección comprende (Fig. 6.1) 8 zonas de polaridad reversa (AC1r - AC8r) y 7 de polaridad normal (AC1n - AC7n), distribuidas en cinco zonas de amonites. Por debajo, un sitio ubicado en el techo de la Formación Tordillo muestra polaridad reversa. En la Formación Vaca Muerta, las polaridades aisladas se ubican en las zonas de amonites de la siguiente manera:

Zona de *Virgatosphinctes andesensis*: comienza con la zona de polaridad normal AC1n, la reversa AC1r, y la normal AC2n.

Zona de *Pseudolissoceras zitteli*: comienza en la zona AC2n, continúa la reversa AC2r, la normal AC3n, y culmina en la parte media de la extensa zona reversa AC3r.

Zona de *Aulacosphinctes proximus*: inicia en la zona reversa AC3r, continúa la normal AC4n, la reversa, AC4r, la normal AC5n, y culmina en el tercio superior de la zona reversa AC5r.

Zona de *Windhauseniceras internispinosum*: comienza en AC5r, sigue la normal AC6n, la reversa AC6r, y concluye en la parte media de la zona normal AC7n.

Zona de *Corongoceras alternans*: inicia en esta zona normal AC7n y continúa en la extensa zona reversa AC7r.

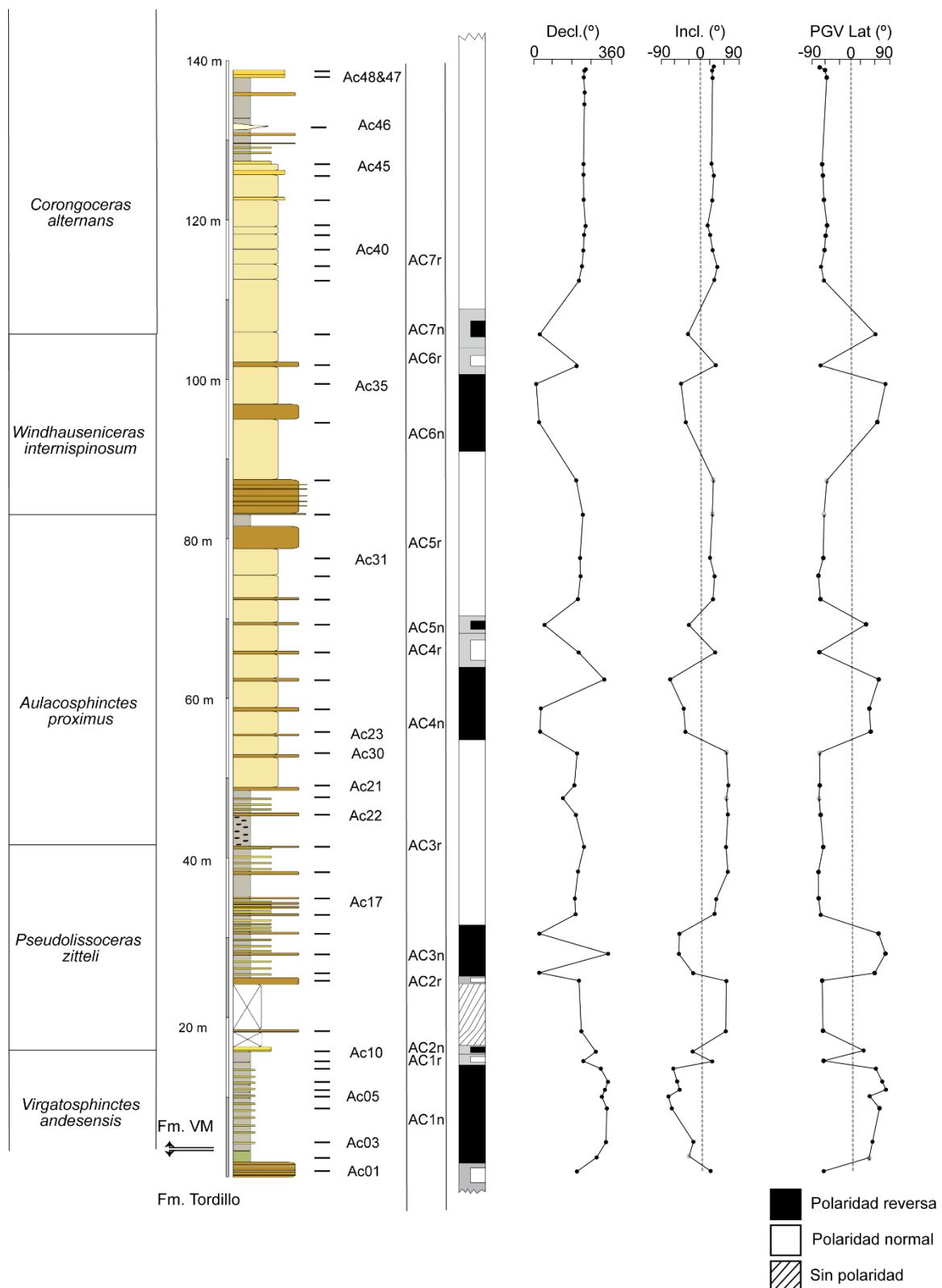


Fig. 6.1: Magnetoestratigrafía de la sección Arroyo Covunco. De izquierda a derecha: Zonas de amonites, perfil estratigráfico, horizontes paleomagnéticos, zonas de polaridad, y escala magnetoestratigráficas, Decl, Incl de las direcciones medias finales (dmf) corregidas a la paleohorizontal, Fm. VM: Formación Vaca Muerta.

Los Catutos

La escala magnetoestratigráfica de este perfil involucra 5 zonas de polaridad reversa (LC1r - LC5r) y 4 de polaridad normal (LC1n - LC4n), distribuidas en cuatro zonas de amonites (Leanza y Hugo 1977, Zeiss y Leanza 2008, 2010) (Fig. 6.2). En el techo de la Formación Tordillo, se aisló polaridad reversa en dos sitios. En la Formación Vaca Muerta, las zonas de polaridad se ubican en las zonas de amonites de la siguiente manera:

Zona de *Virgatosphinctes andesensis*: inicia en la zona reversa LC1r, a la que continúan la normal LC1n, la reversa LC2r, y termina en la zona normal LC2n.

Zona de *Pseudolissoceras zitteli*: comienza en la base de la zona extensa normal LC2n y culmina en la zona de polaridad reversa LC3r.

Zona de *Aulacosphinctes proximus*: inicia en la zona reversa LC3r, continúa la normal LC3n, y culmina en la parte media de la zona de polaridad reversa LC4r.

Zona de *Windhauseniceras internispinosum*: comienza en esta zona LC4r, a la que sigue la normal LC4n, y culmina en la zona reversa LC5r.

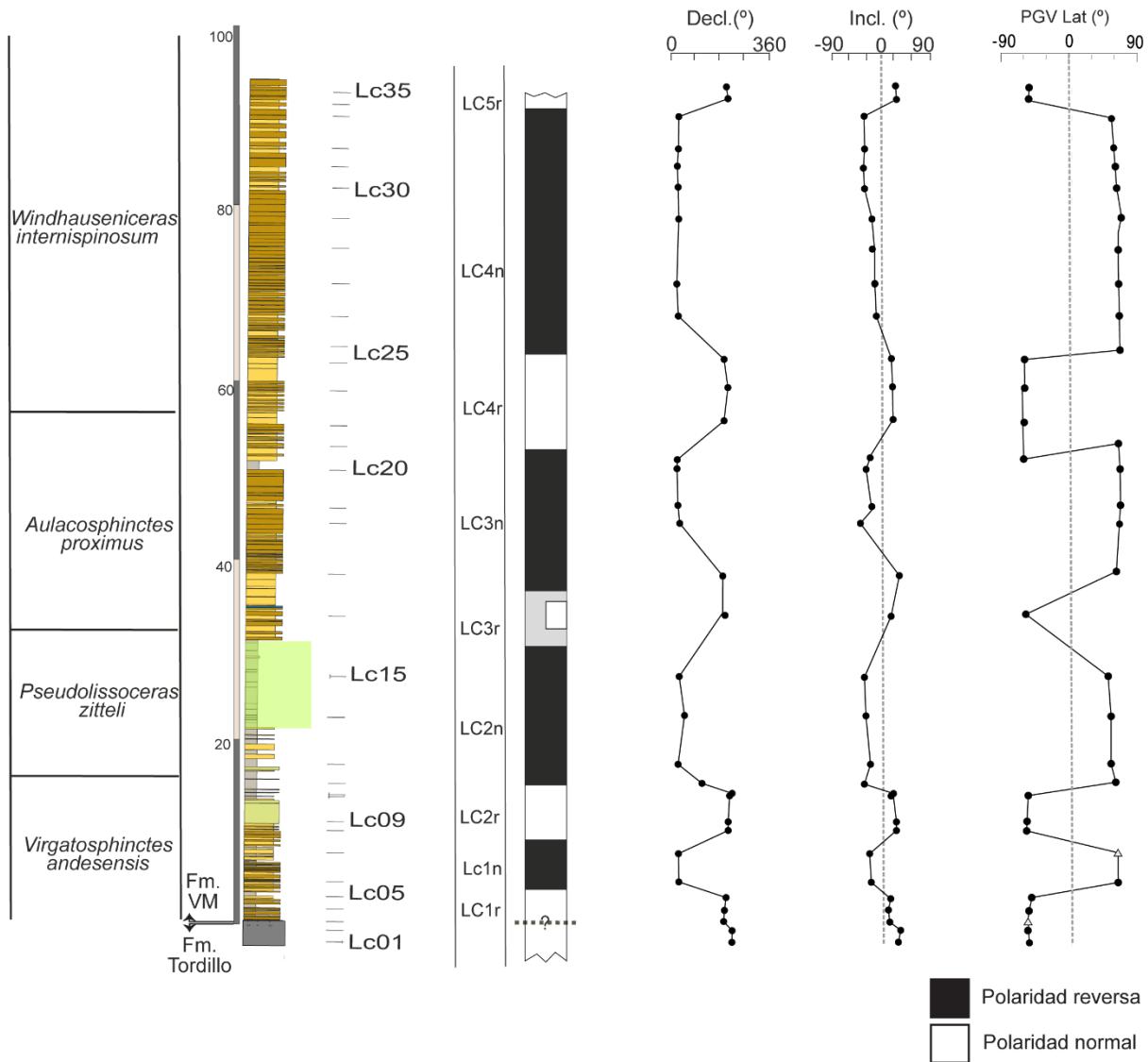


Fig. 6.2: Magnetoestratigrafía de la sección de Los Catutos. En verde se indica la ubicación del intervalo en el cual se utilizó la susceptibilidad magnética para refinar pares litológicos para el estudio cicloestratigráfico (en Capítulos 4 y 7). Fm. VM: Formación Vaca Muerta. Símbolos y abreviaciones como en Figura 6.1

Puerta Curaco

La escala magnetoestratigráfica obtenida en la sección Puerta Curaco comprende 12 zonas de polaridad reversa (PC1r - PC12r) y 11 de polaridad normal (PC1n - PC11n), distribuidas a lo largo de nueve zonas de amonites (Riccardi, 2008; 2015; Riccardi *et al.* 2011) (Fig. 6.3). En el techo de la Formación Tordillo, se aisló

polaridad normal en dos sitios. En la Formación Vaca Muerta, la relación de las zonas de polaridad aisladas y las zonas de amonites es la siguiente:

Zona de *Virgatosphinctes andesensis*: comienza en la zona de polaridad reversa PC1r, continúa con la normal PC1n, la reversa PC2r y culmina en el límite con la zona normal PC2n.

Zona de *Pseudolissoceras zitteli*: comprende la casi totalidad de zona normal PC2n.

Zona de *Aulacosphinctes proximus*: inicia en la extensa zona normal PC2n y culmina en el techo de la zona reversa PC3r.

Zona de *Windhauseniceras internispinosum*: comienza en PC3r y culmina la parte superior de la zona normal PC3n.

Zona de *Corongoceras alternans*: inicia en PC3n, continúa en la zona reversa PC4r y culmina hacia la mitad de la zona normal PC4n.

Zona de *Substeueroceras koeneni*: comienza en PC4n, continúa la zona de reversa PC5r, la zona normal PC5n, la reversa PC6r, la normal PC6n, y culmina en el límite con la reversa PC7r.

Zona de *Argentiniceras noduliferum*: comienza en la base de la zona de reversa PC7r y continuaría hasta el límite con la zona de polaridad normal PC7n.

Zona de *Spiticeras damesi*: inicia en la base de PC7n, le sigue la zona reversa PC8r, la normal PC8n y culmina en la zona de polaridad reversa PC9r.

Zona de *Neocomites wickmanni*: inicia en la zona reversa PC9r, continúa la zona normal PC9n, la extensa zona reversa PC10r, la zona PC10n, la zona PC11r, la zona PC11n, y concluye en la zona reversa PC12r.

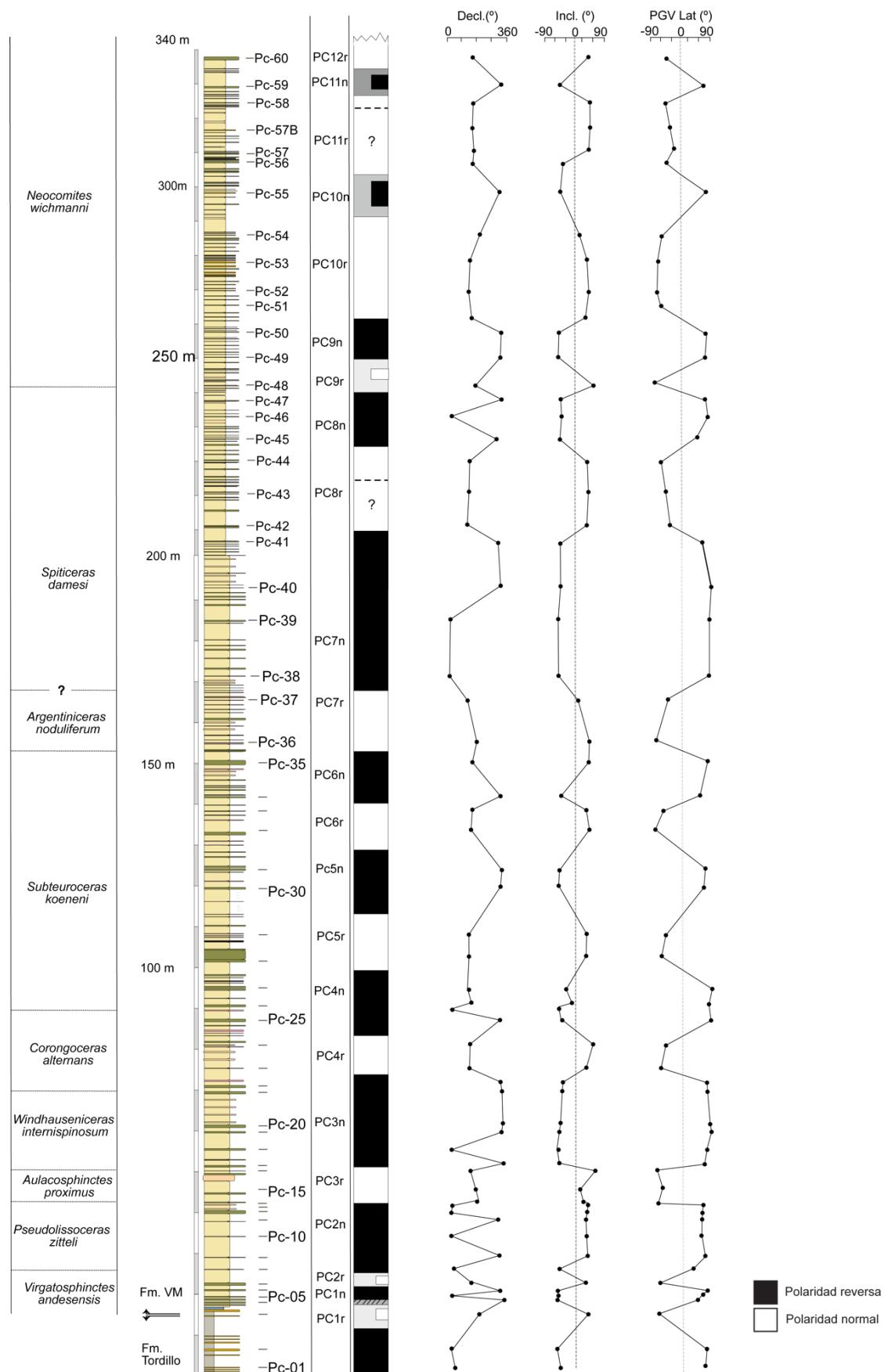


Fig. 6.3: Magnetoestratigrafía de la sección Puerta Curaco. Símbolos y abreviaciones como en Figura 6.1

Escala magnetoestratigráfica compuesta para el Tithoniano - Berriasiano de la Cuenca Neuquina.

Sobre la base de los datos de las polaridades datadas con amonites de tres secciones más la de Arroyo Loncoche (Iglesia Llanos *et al.* 2017), se construyó una escala regional para el Tithoniano - Berriasiano de la Cuenca Neuquina (Fig. 6.4). En la escala regional, las polaridades representadas con media columna y su incertidumbre, provienen de las aisladas en un solo sitio paleomagnético en un único perfil, y se las denominó de la misma forma que en las secciones individuales (*e.g.* R13.1n, Fig. 6.4).

La escala magnetoestatigráfica regional para la Formación Vaca Muerta comprende 13 zonas de polaridad reversa (R1 a R13) y 12 zonas de polaridad normal (N1 a N12), con 6 polaridades menores halladas en un único sitio en un único perfil, distribuidas en nueve zonas de amonites. En la figura 6.4, se muestra la correlación en espesor. Las zonas de polaridad en relación con las zonas de amonites de la escala magnetoestratigráfica regional son las siguientes:

Zona de *Virgatosphinctes andesensis*: comienza en la zona de polaridad reversa R1, continúa la normal N1, la reversa R2 y por último la zona de polaridad normal N2.

Zona de *Pseudolissoceras zitteli*: inicia con la zona N2, continúa la polaridad reversa hallada en un sitio de AC, N2.1r, y culmina en la base de R3.

Zona de *Aulacosphinctes proximus*: comienza con R3, le siguen N3, R4, N4, y culmina en el techo de R5.

Zona de *Windhauseniceras internispinosum*: comienza en R5, continúan N5, R6, y concluye en la mitad de N6.

Zona de *Corongoceras alternans*: inicia en N6, continúa en R7 y culmina en el techo de N7.

Zona de *Substeueroceras koeneni*: comienza en el techo de N7, le siguen R8, N8, R9, N9, R10, la polaridad reversa hallada en un sitio de AL, N10.1r, y concluye en el límite con R11.

Zona de *Argentiniceras noduliferum*: comprende la totalidad de R11, y en la parte media presenta la polaridad normal R11.1n, hallada en un sitio de AL.

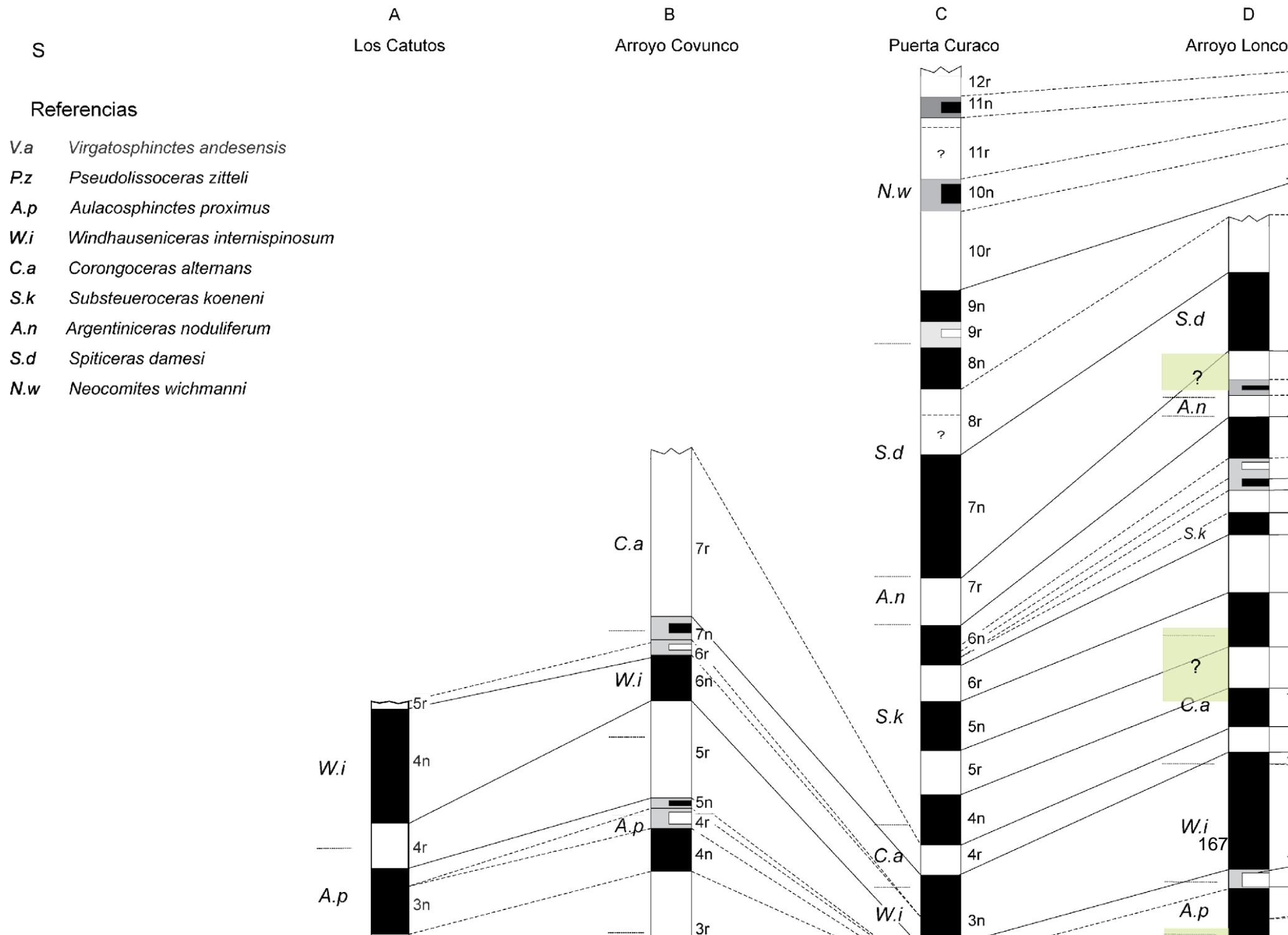


Fig. 6.4: Correlación entre escalas magnetoestratigráficas, en espesor, de las secciones estudiadas, con la de Arroyo Loncoche (Iglesia Llanos *et al.* 2017). A la derecha, escala magnetoestratigráfica regional. Intervalos en verde: incertidumbre del límite inferior o superior de la Zona de amonites.

Zona de *Spiticeras damesi*: inicia en la base de N11, le siguen R12, y culmina en la parte media de N12, donde aparece una polaridad reversa hallada en un sitio de PC, N12.1r.

Zona de *Neocomites wichmanni*: comienza en N12.1r, y continúa R13 que contiene dos intervalos de polaridad normal hallada en un sitio de PC, correspondientes a R13.2n y R13.1n.

La construcción de esta escala magnetoestratigráfica regional destaca diferencias importantes entre las polaridades aisladas en las respectivas zonas de amonites de cada sección. Entre las divergencias más conspicuas analizadas por biozonas, se destacan:

Zona de *Virgatosphinctes andesensis*: la zona R1 aparece bien representada en AL y LC, en PC se halló en un solo sitio (PC1r), en tanto no se registró en AC. La zona N1 se encuentra bien representada en AC (AC1n), LC y PC, mientras que en AL aparece en un único sitio. R2 se encuentra bien representada sólo en LC (LC2r) y en un solo sitio en las demás secciones. La última zona N2 que marca el pasaje a la próxima biozona, se describe a continuación.

Zona de *Pseudolissoceras zitteli*: La zona N2 se encuentra bien representada en LC y PC, en tanto que se registró en forma parcial en AL debido muy probablemente, a la intrusión de filones capa, y en un solo sitio en AC. La polaridad reversa N2.1r ubicada en la parte media de esta zona fue hallada en un sitio de AC (AC2r). La biozona culmina con la zona R3 que se describe a continuación.

Zona de *Aulacosphinctes proximus*: La zona R3, se encuentra bien representada en AL, PC, y AC, en tanto que en LC aparece en un solo sitio (LC3r). La zona N3 se encuentra en AL, AC y LC, pero no se encuentra en PC. R4 se registró en un solo sitio en AC (AC4r) y estaría además registrada en PC como parte de PC3r, y no aparece ni en AL ni en LC. La zona N4 se encuentra representada en AL, AC y LC, pero no fue registrada en PC. La biozona culmina con la zona R5.

Zona de *Windhauseniceras internispinosum*: R5 se encuentra representada en las secciones LC, AC, PC, en tanto que en AL se registró en un solo sitio. La zona N5 se encuentra bien representada en AL, PC (3n), AC (6n) y LC (4n). La zona R6 de corta duración es la última muestreada en LC (5r), aparece en un solo sitio en AC (6r), pero desaparece en PC y AL. La última zona es la N6.

Zona de *Corongoceras alternans*: La zona N6, que marca el inicio de la biozona, aparece en las cuatro secciones, aunque sólo en un sitio en el caso de AC (7n). La zona R7 se encuentra bien registrada en PC (4r) y AL y corresponde a la última magnetozona muestreada en AC (7r). La zona N7 se encuentra representado tanto en PC (4n) como en AL.

Zona de *Substeueroceras koeneni*: La zona R8 se encuentra representada en las secciones PC (5r) y AL. Las zonas N8 a N9 se registran asimismo en ambas secciones. La zona R10 se encuentra en AL, en tanto que la N10 se registra en PC y AL. La zona N10.1r se encuentra en un solo sitio en AL.

Zona de *Argentiniceras noduliferum*: comprende la zona R11 registrada en ambas secciones. Contiene una zona menor de polaridad opuesta (R11.1n) que se halló en un solo sitio en AL.

Zona de *Spiticeras damesi*: Comienza con la zona N11 representada en ambas secciones. La zona R12 corresponde a la última zona muestreada en AL y se la encuentra asimismo en PC (8r).

Por encima, R12 a R13.1n corresponden a las zonas muestreadas sólo en PC.

Otra forma de ilustrar la correlación entre secciones es sobre la base del tiempo, utilizando para ello la combinación de las herramientas cronoestratigráficas consideradas en esta tesis: bioestratigrafía, magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía.

Los resultados se presentarán en el Capítulo 8.

Capítulo 7. Cicloestratigrafía de magnetismo de rocas

7.1 Introducción

La cicloestratigrafía es una subdisciplina dedicada a la caracterización, correlación e interpretación de patrones cílicos en el registro sedimentario controlados por los cambios en la insolación que producen las variaciones cílicas de la órbita terrestre o ciclos Milankovitch (e.g. Hilgen *et al.* 2000; Strasser *et al.* 2006). El desarrollo de la cicloestratigrafía, y posteriormente la astrocronología, permite realizar calibraciones temporales con una precisión a escala de algunos miles de años (Hilgen *et al.* 2006) y puede ser utilizada como una herramienta de datación relativa (escalas flotantes) o como base para la datación numérica de alta resolución (Fischer *et al.* 2004; Lourens 2004).

Para el intervalo Tithoniano - Valanginiano los estudios cicloestratigráficos son mucho más abundantes en el hemisferio norte que en el hemisferio sur, pudiéndose mencionar por ejemplo los realizados por Molinie y Ogg (1992) para el Calloviano – Valanginiano del Pacífico Norte, los trabajos de en la Formación Kimmeridge Clay (Kimmeridgiano-Tithoniano inferior) realizados por Weedon *et al.* (1999, 2004) y Huang *et al.* (2015, 2020) en el sur de Inglaterra, así como aquellos realizados en los Montes Jura por Strasser (1994), Strasse y Hilgärtner (1998) y Strasser *et al.* (2004), y en el Berriásano del sudeste de España por Sprenger y Ten Kate (1993).

Los estudios cicloestratigráficos en Argentina comenzaron en la década del 90 a partir del trabajo de Spalletti *et al.* (1990) en sucesiones del Hauteriviano superior – Barremiano en la Cuenca Neuquina. Estos autores analizaron la ciclicidad del Miembro Superior de la Formación Agrio en el bloque Filo Morado (Neuquén) a partir de datos de rayos gamma, doble inducción y perfil sónico, mediante los cuales aportaron uno de los primeros posibles registros de ciclos de Milankovitch en el Cretácico del hemisferio sur.

Sagasti (2000, 2005) continuó con los estudios de la ciclicidad de la Formación Agrio en dos perfiles del Miembro Superior aflorantes en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina (Arroyo Cienaguitas y Río Seco de la Cinta Roja). Sagasti (2000) reconoció pares marga-caliza que atribuyó a precesión (20 ka), y conjuntos de pares cuya duración varía entre 316 y 991 ka, que fueron atribuidos a secuencias deposicionales de 3º orden. Asimismo, propuso el mecanismo de dilución como mecanismo de transferencia de la señal orbital al registro geológico, basándose en la presencia de fluctuaciones paleoclimáticas de alta frecuencia en el Macizo Nordpatagónico. En este modelo, las fluctuaciones en la dilución clástica habrían ocurrido a causa de la migración de zonas climáticas forzadas por el ciclo de precesión. Posteriormente, Kietzmann y Paulin (2019) realizaron un trabajo sobre el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, en el cual hallaron frecuencias asociables a ciclos de precesión (20 ka), los que estarían modulados por ciclos de excentricidad (90 y 400 ka), así como algunas periodicidades más erráticas de 42 y 33 ka que fueron asignadas a la señal de oblicuidad, mientras que Kietzmann *et al.* (2020a) estudiaron la ciclicidad de la sección del arroyo Loncoche, determinando que el Valanginiano tendría una duración mayor a 3.45 Ma, mientras que el Hauteriviano tendría una duración mínima de 5.96 Ma, considerablemente mayor a la propuesta por la GTS2012 (Gradstein *et al.* 2012), que fueron posteriormente incorporados en la GTS2020. Asimismo, los autores plantean la coexistencia de los mecanismos de exportación carbonática, junto al de dilución que había sido propuesto anteriormente por Sagasti (2000, 2005).

En el caso de la Formación Vaca Muerta, el primer acercamiento a la cicloestratigrafía fue realizado por Scasso *et al.* (2002, 2005) en el Miembro Los Catutos. Estos autores analizaron capa por capa la secuencia rítmica de margas y calizas en varias canteras cercanas a la ciudad de Zapala, obteniendo frecuencias asociables al ciclo de precesión terrestre, posiblemente relacionadas con cambios en la productividad carbonática.

Estudios detallados sobre esta última unidad fueron realizados en 10 secciones aflorantes en el sur de la provincia de Mendoza por Kietzmann (2007, 2011), y Kietzmann *et al.* (2008, 2011a, b, 2015, 2018b, 2020a). Estos autores, hallaron frecuencias asignables a ciclos de precesión (~20 ka), los que se encuentran modulados por ciclos de excentricidad de baja y de alta frecuencia (~100

y 400 ka), así como por ciclos de oblicuidad (~40 ka). Estos últimos son erráticos en latitudes medias y bajas, por lo que la sedimentación en la unidad estaría dominada por el Síndrome de Precesión – Excentricidad (PES: Fischer *et al.* 2004). Estos detallados estudios permitieron la construcción de la primera escala de tiempo astronómico (ATS) continua para el Tithoniano-Berriasiano (Kietzmann *et al.* 2018b, 2020a), la cual ha sido incorporada en la GTS2020 para recalibrar la duración del Tithoniano. Asimismo, los autores interpretan la ciclicidad en términos de variaciones en la productividad carbonática, como resultado de mecanismos de exportación carbonática.

Como parte de los resultados de esta tesis doctoral Kohan Martínez *et al.* (2018) estudiaron la sección de El Ministerio, en el área de Los Catutos, provincia de Neuquén, incluyendo el primer estudio de cicloestratigrafía de magnetismo de rocas en la unidad, utilizando susceptibilidad magnética, lo que permitió adicionar al menos dos ciclos de excentricidad de baja frecuencia a la ATS de la cuenca Neuquina.

Por último, en la sección Huncal, centro-sur de Neuquén, Ravier *et al.* (2020) estudiaron la posible influencia de los ciclos de Milankovitch sobre la distribución de los *beefs* en la Formación Vaca Muerta. Estos autores utilizaron la susceptibilidad magnética, el contenido total de carbono orgánico y la ocurrencia de *beefs*, encontrando que existe un control de la impronta orbital sobre la distribución estratigráfica de estas estructuras.

En este capítulo se estudiarán tres secciones estratigráficas de la Formación Vaca Muerta con el fin de aplicar cicloestratigrafía de magnetismo de rocas y probar su potencial como herramienta de calibración cronoestratigráfica de esta unidad.

7.2 Ciclos de Milankovitch

Los estudios de la ciclicidad en el registro estratigráfico se remontan al siglo XIX con el desarrollo de la teoría astronómica proporcionada por Adhemar (*Revolutions des Mers*, 1842) y Croll (1864). Estos autores fueron pioneros en aplicar la teoría astronómica al utilizarla para calibrar las épocas glaciares. Hacia fines del siglo XIX y principios del XX se estudiaron secuencias rítmicas y se lograron reconocer

influencias orbitales en secuencias sedimentarias. Entre los primeros trabajos de este tipo se destaca el de Gilbert (1895), quien realizó un estudio sobre las calizas rítmicas de Colorado (USA), en el cual reconoció ciclos de precesión, lo que le permitió estimar una duración de 20 Ma para el Cretácico Superior. Asimismo, De Geer (1912) analizó la ritmidad de varves, lo que le permitió proponer la primera escala de tiempo astronómico para el Pleistoceno Tardío. A partir de estos trabajos surgió la concepción moderna de la cicloestratigrafía, pero fue recién Milankovitch (1920, 1941) quien proporcionó el álgebra necesaria para determinar las periodicidades de los ciclos orbitales. Este autor realizó cálculos sobre las fluctuaciones de la insolación para cada latitud, los cuales asociados a las variaciones orbitales se adecuaron muy bien al modelo geológico de las glaciaciones. Sin embargo, fue a partir de la década del 80 que se le comenzó a dar relevancia a esta técnica reconociéndose la ciclicidad en un amplio espectro de facies y edades (e.g. Einsele *et al.* 1991; de Boer y Smith 1994; D'Argenio *et al.* 2004).

Particularmente, los estudios cicloestratigráficos realizados en depósitos carbonáticos de alternancia marga-caliza proliferaron a partir de los estudios de Schwarzacher (1947) encontrando trabajos fundamentales a partir de la década del 90 (e.g. Fischer *et al.* 1990; Einsele y Ricken 1991; Einsele *et al.* 1991; de Boer y Smith 1994; Berger *et al.* 1994a, b; Berger y Loutre 1994; D'Argenio *et al.* 2004).

Este tipo de depósitos se hicieron frecuentes a partir del Jurásico Superior con el desarrollo y proliferación de organismos planctónicos (Einsele 1992). Sin embargo, la influencia orbital ha sido demostrada para tiempos más antiguos, tales como el Carbonífero - Pérmico (Algeo y Wilkinson 1988, Saller *et al.* 1999), el Devónico Medio (Elrick 1995) e incluso el Cámbrico (Hinnov y Ogg 2007)

La cicloestratigrafía como disciplina depende de la detección de variaciones rítmicas en una o varias variables que puedan ser relacionadas a la variación de los patrones de insolación y a los cambios orbitales (Fischer *et al.* 2004). Dentro de las variables que pueden registrar la señal orbital en los sedimentos, pueden mencionarse la variación litológica, propiedades magnéticas y variaciones isotópicas, entre otros.

El clima terrestre está controlado entre otros múltiples factores por la intensidad de radiación solar (insolación) que llega a la superficie de la Tierra. Las variaciones periódicas de la órbita terrestre, conocidas como ciclos de Milankovitch,

son uno de los principales controles sobre la insolación a escala de miles a cientos de miles de años. Los tres parámetros orbitales que presentan variaciones periódicas son la excentricidad de la órbita, la cual determina la distancia entre la Tierra y el Sol y por lo tanto la intensidad de la insolación, y la oblicuidad y la precesión del eje de rotación, la cual determina distribución de la insolación y por lo tanto ejercen un control de primer orden sobre la estacionalidad del clima (Fig. 7.1). Estos ciclos orbitales surgen de la acción gravitacional del sistema Sol-Tierra-Luna en conjunción con Júpiter y Saturno (e.g, de Boer y Smith 1994, Weedon 2003, Fischer *et al.* 2004).

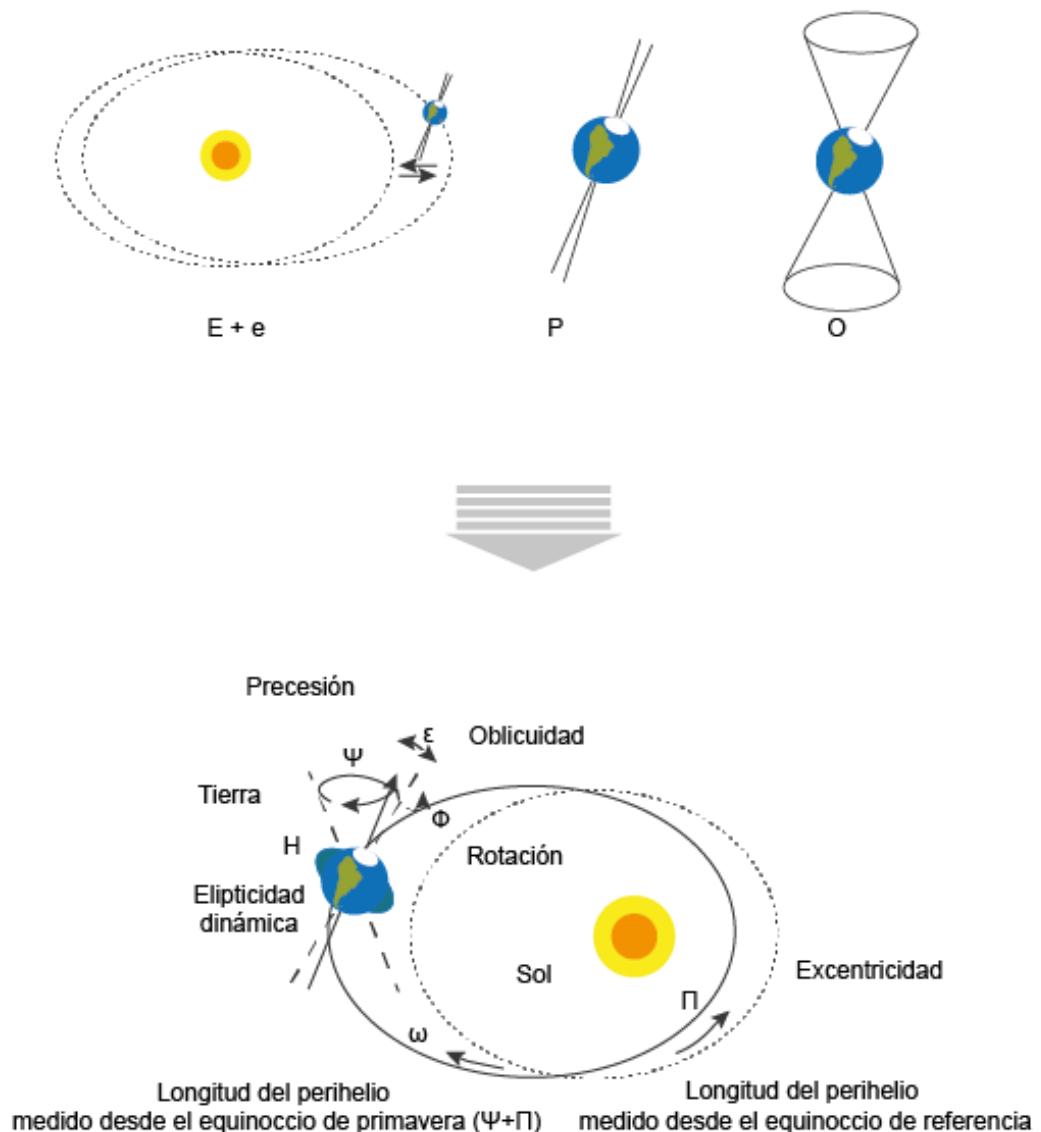


Fig. 7.1: Parámetros orbitales involucrados en la dinámica Tierra – Sol (modificado de Hinnov y Ogg 2007). E: excentricidad de baja frecuencia, e: excentricidad de alta frecuencia, O: oblicuidad, P: precesión.

La excentricidad es una medida de la circularidad de la órbita de la Tierra alrededor del Sol y presenta el ciclo de mayor escala. Tiene dos bandas de frecuencias, una en 100 ka o excentricidad de alta frecuencia (e) y otra en 406 ka o excentricidad de baja frecuencia (E). La excentricidad de alta frecuencia presenta dos frecuencias principales de 95 ka y 126 ka, mientras que la de baja frecuencia es más regular (De Boer y Smith 1994, Fischer 1991). El fenómeno de excentricidad surge de la naturaleza elíptica de la órbita de la Tierra, de modo que la distancia entre el Sol y la Tierra a lo largo de la trayectoria orbital controla la intensidad y la longitud de las estaciones.

La oblicuidad (O) es el ángulo de inclinación del eje de rotación terrestre con respecto a la línea perpendicular al plano de la elíptica. Este se mantiene dentro de límites bastante acotados ($22 - 24,5^{\circ}$) en comparación a otros planetas como por ejemplo Marte, debido al efecto estabilizador de la luna (Weedon 2003). Su periodicidad media es de 41 ka, aunque registra valores extremos de 29 ka y 54 ka (Fischer 1991, Berger y Loutre 1994). La oblicuidad controla la intensidad de las estaciones: con inviernos más fríos y veranos más cálidos, cuanto mayor es la oblicuidad.

Por último, la precesión (P) del eje de rotación terrestre se debe al efecto combinado de la atracción solar y lunar sobre el dorso ecuatorial terrestre, presentando una periodicidad media de 21 ka, junto con otras frecuencias de relevancia cercanas a 19 ka y 23 ka (Weedon 2003). Esta, al igual que la oblicuidad, modula la estacionalidad y la distribución de la insolación (De Boer y Smith 1994; Muller y MacDonald 2000).

La influencia de estos tres parámetros orbitales se encuentra sobreimpuesta en el registro sedimentario (Berger *et al.* 1989; Schwarzacher 2000). Los efectos de la oblicuidad son importantes en latitudes altas, mientras que la precesión afecta las latitudes medias y bajas (Einsele y Ricken 1991). Fischer *et al.* (2004) definieron dos categorías, una que denomina síndrome de precesión - excentricidad (PES) y otra relacionada con el ciclo de oblicuidad. Los efectos de insolación del PES son más fuertes en latitudes medias y bajas, mientras que aquellos del ciclo de oblicuidad en regiones polares. El PES resulta de la influencia del ciclo de precesión (21 ka), que es modulado por el ciclo de excentricidad (100 ka y 400 ka). Litológicamente el patrón estratigráfico resultante consiste en “ciclos elementales” expresados como

pares litológicos (precesión), los que se agrupan en “bundles” o conjuntos de 4 o 5 ciclos elementales (excentricidad de alta frecuencia) y “superbundles” o superconjuntos de 4 o 5 *bundles* (excentricidad de baja frecuencia) (Fischer *et al.* 2004).

Por otro lado, el ciclo de oblicuidad aparece regularmente en latitudes altas y es modulado por las variaciones de la excentricidad, mientras que aparece y desaparece de manera irregular en latitudes medias a bajas, aunque se habría mantenido constante en algunas secuencias hemipelágicas (e.g. Fischer *et al.* 2004).

Es importante mencionar que a lo largo del tiempo geológico los ciclos de Milankovitch han variado debido a la desaceleración de la rotación de la Tierra y al incremento de la distancia Tierra - Luna o la recesión lunar (Schwarzacher 2000, Hinnov y Ogg 2007). De acuerdo con los cálculos de Berger *et al.* (1992, 1989) durante el Tithoniano - Valanginiano el ciclo primario de precesión de ~23 ka habría sido de ~ 21 ka, mientras que el ciclo secundario de precesión de ~ 19 ka, habría sido de ~ 18 ka. Asimismo, el ciclo de oblicuidad habría tenido una periodicidad de ~ 38 ka.

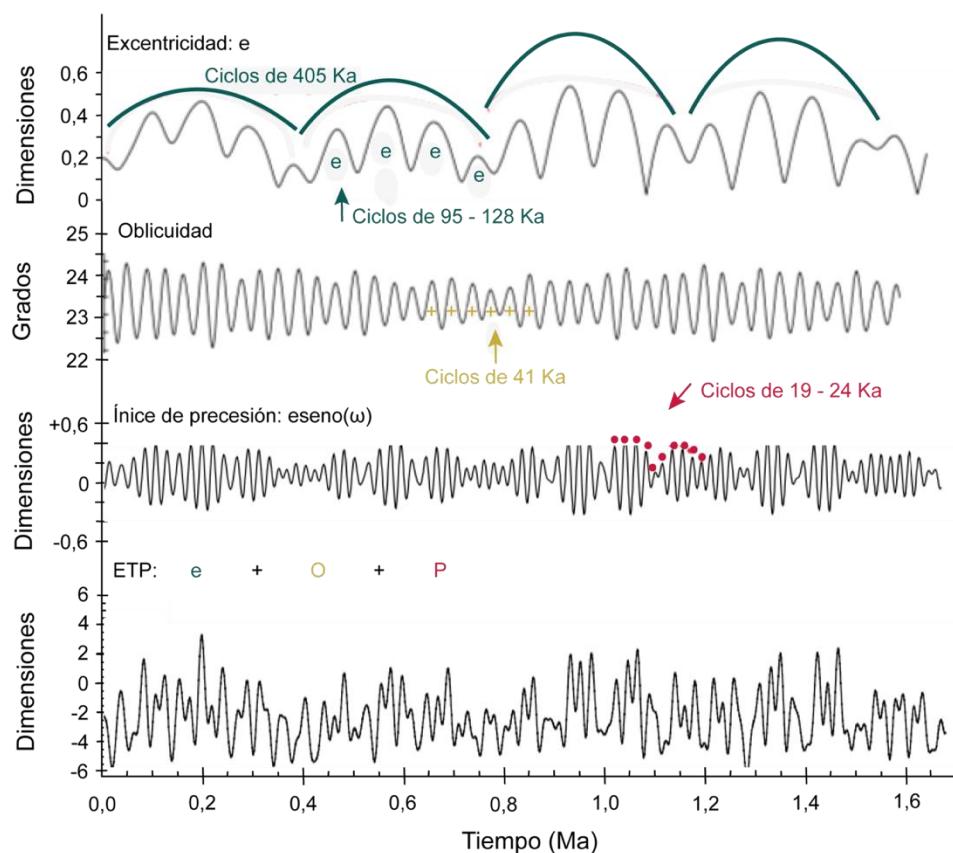


Fig. 7.2: Oscilaciones de 10^4 - 10^6 años de los parámetros astronómicos para los últimos 1,6 millones de años según Laskar *et al.* (2004). Las periodicidades medias en kilo años se muestran en verde (excentricidad), amarillo (oblicuidad) y rojo (precesión). El ETP es la suma de la excentricidad estandarizada, la oblicuidad y la precesión (Imbrie *et al.* 1984). Modificado de Hinnov y Ogg (2007).

7.3 Cicloestratigrafía de magnetismo de rocas

La cicloestratigrafía de magnetismo de rocas surge a partir de la combinación de dos disciplinas: el magnetismo ambiental y la cicloestratigrafía. En la primera, las mediciones de magnetismo de rocas pueden detectar condiciones ambientales pasadas y en la segunda las variaciones cíclicas de la litología o de propiedades físicas de las rocas están atadas a forzantes orbitales. Esta se basa en la consideración de que la concentración de minerales magnéticos y su tamaño de grano en las rocas sedimentarias está relacionada a cambios en el ambiente depositacional y, por lo tanto, a cambios paleoclimáticos y paleoambientales relacionados a ciclos astronómicos globales (Napoleone y Ripepe 1989, Napoleone *et al.* 1990; Weedon *et al.* 1999, Weedon 2003). Dado que todos los minerales magnéticos en la corteza terrestre contienen hierro, los minerales magnéticos pueden delinear sensiblemente el ciclo del hierro a través de la atmósfera, biósfera, litósfera e hidrosfera (Kodama y Hinnov 2015).

La técnica usa como proxy a la variación en la concentración de minerales magnéticos detríticos. Las mediciones magnéticas de una muestra pueden detectar tres características importantes: i) la concentración de un mineral magnético; ii) el tamaño de partículas magnéticas y iii) los distintos tipos de minerales magnéticos presentes en una muestra (e.g. Tauxe 2010).

Los primeros trabajos que implementaron parámetros magnéticos como proxy cicloestratigráfico utilizaron esencialmente la susceptibilidad magnética, parámetro que se volvió muy popular dado que es fácilmente medible en muestra de

mano, *in situ* y en testigos, de manera continua (e.g. Weedon 2003; Fischer *et al.* 2004).

Los trabajos de Ten Kate y Sprenger (1989, 1993) constituyen un ejemplo de esto. Estos autores estudiaron la ciclicidad en secuencias carbonáticas por debajo del límite Cretácico - Paleógeno en España implementando proxies innovadores como el contenido de carbonato de calcio y la susceptibilidad magnética, además de evaluar la ciclicidad en pares litológicos. De este modo, encontraron concordancia entre la ciclicidad presente en la susceptibilidad magnética y aquella analizada a partir de los pares marga-caliza. También Weedon *et al.* (1999) utilizaron mediciones de susceptibilidad magnética de tres secciones del Jurásico de Gran Bretaña para generar series temporales de alta resolución. A partir de este estudio demostraron que la susceptibilidad magnética es eficiente para realizar estudios cicloestratigráficos en rocas carbonáticas antiguas en las cuales la ciclicidad de pares litológicos no es tan evidente y que, a su vez, es fácilmente correlacionable con proxies como el contenido de carbonato de calcio.

En la gran mayoría de los casos, la magnetita (Fe_3O_4) y la titanomagnetita ($\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{O}_4$) es un mineral primario, cuando no lo es no puede ser utilizado para este tipo de estudio dado que procesos posteriores a la deposición pueden enmascarar la señal orbital. Es por esto por lo que los procesos de erosión, transporte y deposición, así como también el ambiente depositacional afectan su concentración. Este mineral es ideal para este tipo de estudio por su capacidad de reflejar, a través de su concentración, procesos ambientales y climáticos generados al momento de la deposición de los sedimentos, los cuales estarían relacionados a factores orbitales. Así, la magnetita es el objeto de estudio principal y más buscado para realizar estudios de cicloestratigrafía de magnetismo de rocas.

Sin embargo, para la construcción de una cicloestratigrafía de magnetismo de rocas confiable, es fundamental demostrar el origen primario y detrítico de los minerales magnéticos presentes en las rocas sedimentarias estudiadas, lo que indica que las variaciones en el tamaño de grano y concentración son resultado de procesos depositacionales. Es por lo que antes de realizar estudios de este tipo debe conocerse la edad de los minerales magnéticos y demostrar que los mismos fueron coetáneos con la sedimentación. La mejor manera de demostrar esta condición necesaria es llevar adelante un estudio paleomagnético completo que

incluya pruebas estadísticas para analizar la edad de la magnetización como por ejemplo test de la reversión y test del plegamiento (e.g. Butler 1992; Tauxe 2010).

Una herramienta muy poderosa que permite determinar el origen primario de minerales magnéticos y su magnetización en una sucesión sedimentaria es la magnetoestratigrafía (e.g. Napoleone *et al.* 2004; Ellwood *et al.* 2004, 2008a, b). Particularmente, se considera exitosa cuando es fácilmente correlacionable con la escala de polaridades geomagnéticas (*Geomagnetic polarity time scale*) (e.g. Gradstein *et al.* 2012; Ogg *et al.* 2016). Es así como en muchos estudios de cicloestratigrafía de magnetismo de rocas su presencia se ha vuelto esencial (e.g. Kodama *et al.* 2010; Hinnov *et al.* 2013; Gunderson *et al.* 2013; Mínguez *et al.* 2014; Zhang *et al.* 2019) y por lo tanto es crítico destacar la importancia del estudio magnetoestratigráfico realizada en esta tesis (ver Capítulos 5 y 6).

Una vez determinado el origen primario de los minerales magnéticos deben realizarse estudios mineralógicos para poder elegir de manera eficiente los proxies a utilizar. La medición de remanencia magnética isotermal (IRM) es la técnica más utilizada, dado que sirve para determinar las diferentes componentes de coercitividad presentes, en donde puede haber más de una contribución (ver Capítulo 4).

La susceptibilidad magnética (k) es un indicador de cuán susceptible es una sustancia para magnetizarse ante la presencia de un campo magnético. Es el proxy que ha sido más utilizado (e.g. Napoleone y Ripepe 1989; Ten Kate y Sprenger 1993) ya que otorga una medida directa de la concentración de los minerales magnéticos presentes en una muestra (e.g. Liu *et al.* 2012; Gunderson *et al.* 2013). Por lo tanto, las variaciones en la susceptibilidad magnética registradas en secuencias sedimentarias reflejan variaciones litológicas, principalmente debidas a cambios en el aporte detrítico. A pesar de esto, la interpretación de los resultados de susceptibilidad no es directa, dado que no solo mide la concentración de los minerales ferromagnéticos s.s sino que también mide la contribución de los minerales paramagnéticos y diamagnéticos ricos en hierro (Kodama *et al.* 2010).

Por otro lado, uno de los objetivos principales es poder medir la concentración de un mineral específico, ya que determinar esto permite una mejor aproximación al entendimiento de cómo fueron registrados los ciclos climáticos en el registro sedimentario. En el caso de que el mineral principal es la magnetita, el parámetro magnético de preferencia es la remanencia magnética anhisterética

(ARM) (Latta *et al.* 2006; Kodama *et al.* 2010). Este parámetro mide la concentración de minerales ferromagnéticos y no registra la influencia del diamagnetismo de los carbonatos. El éxito de esta técnica ha sido probado en una gran variedad de sucesiones sedimentarias alrededor del mundo y en una gran variedad de ambientes tales como marino somero y profundo, plataformas carbonáticas y ambientes fluviales (e.g. Ellwood *et al.* 2004; Kodama *et al.* 2010; Hinnov *et al.* 2013; Minguez y Kodama, 2017; Zhang *et al.* 2019; Gong *et al.* 2019).

Tanto la susceptibilidad magnética como el ARM han demostrado funcionar exitosamente sobre carbonatos. Por ejemplo, Kodama *et al.* (2010), utilizaron este parámetro como proxy sobre calizas y pudieron correlacionar los valores altos de ARM con grandes aportes generados desde el continente en épocas de lluvia, los cuales estuvieron controlados por la excentricidad. Asimismo, Hinnov *et al.* (2013) concluyeron que la aridez resultado de alternancia entre épocas de mayor y menor lluvia habría controlado el aporte terrígeno sobre la plataforma carbonática cretácica en el noreste de México. En sedimentos marinos del norte de Italia, en el valle del Po, se utilizaron también estos parámetros para el estudio de las pelitas y calizas de la sección Río Stirone (Gunderson *et al* 2013. Estos autores concluyeron que la susceptibilidad magnética era el proxy que mejor registraba los ciclos, reconociendo frecuencias asignables a los ciclos de excentricidad de baja frecuencia, oblicuidad y precesión, y a partir de magnetismo de rocas, que ésta era portada por minerales paramagnéticos y ferromagnéticos. De acuerdo con estos autores, el ciclo de precesión habría actuado como forzante de los monzones y por lo tanto del aporte clástico, mientras que la oblicuidad habría ejercido un fuerte control sobre el nivel del mar. Es por ello que los autores registran valores altos de susceptibilidad coincidentes con bajos en la oblicuidad, así como con niveles bajos del nivel del mar, donde existió circulación restringida y por lo tanto mayor producción de sulfuros.

7.4 Metodología de laboratorio

Para evaluar la ciclicidad registrada a partir de parámetros magnéticos, en esta tesis se compararon los resultados obtenidos de las mediciones de

susceptibilidad y remanencia magnéticas anhisterética con la ciclicidad obtenida a partir de pares litológicos, la cual ya fue demostrada previamente en la Formación Vaca Muerta (e.g. Kietzmann *et al.* 2011, 2015, 2018b, Kohan Martínez *et al.* 2018). Asimismo, para los intervalos de apariencia no cíclica se tomaron mediciones de contenido de carbonato de calcio para replicar el patrón rítmico de los pares litológicos.

Ciclicidad del magnetismo de rocas

En esta tesis se empleó la metodología diseñada por Kodama y Hinnov (2015). Las muestras recolectadas en el campo (Fig. 7.3A) fueron distribuidas en cajas de muestras paleomagnéticas de 8 cm³ (Fig. 7.3B). Las mismas fueron pesadas con el fin de normalizar luego la medición de la intensidad magnética. Para la medición se utilizó un magnetómetro rotativo JR6 para realizar las mediciones (Fig. 7.3c),

La medición de ARM consiste en someter a la muestra a un campo magnético magnetizante alterno mientras de fondo se mantiene uno continuo. Se aplicaron un campo alterno de 80 mT y uno directo de 50 mT mediante un desmagnetizador/magnetizador LD-A (AGICO) (Fig. 7.3C). La intensidad magnética se midió utilizando un magnetómetro rotativo JR6 (Fig. 7.3C). Llevar a cabo la medición de cada muestra toma entre 5 - 8 minutos, considerando la aplicación de ARM y la posterior medición de intensidad. Para la técnica de ARM se procesaron 261 muestras pertenecientes a la sección Puerta Curaco y 123 muestras pertenecientes a la sección Cuesta del Chihuido.

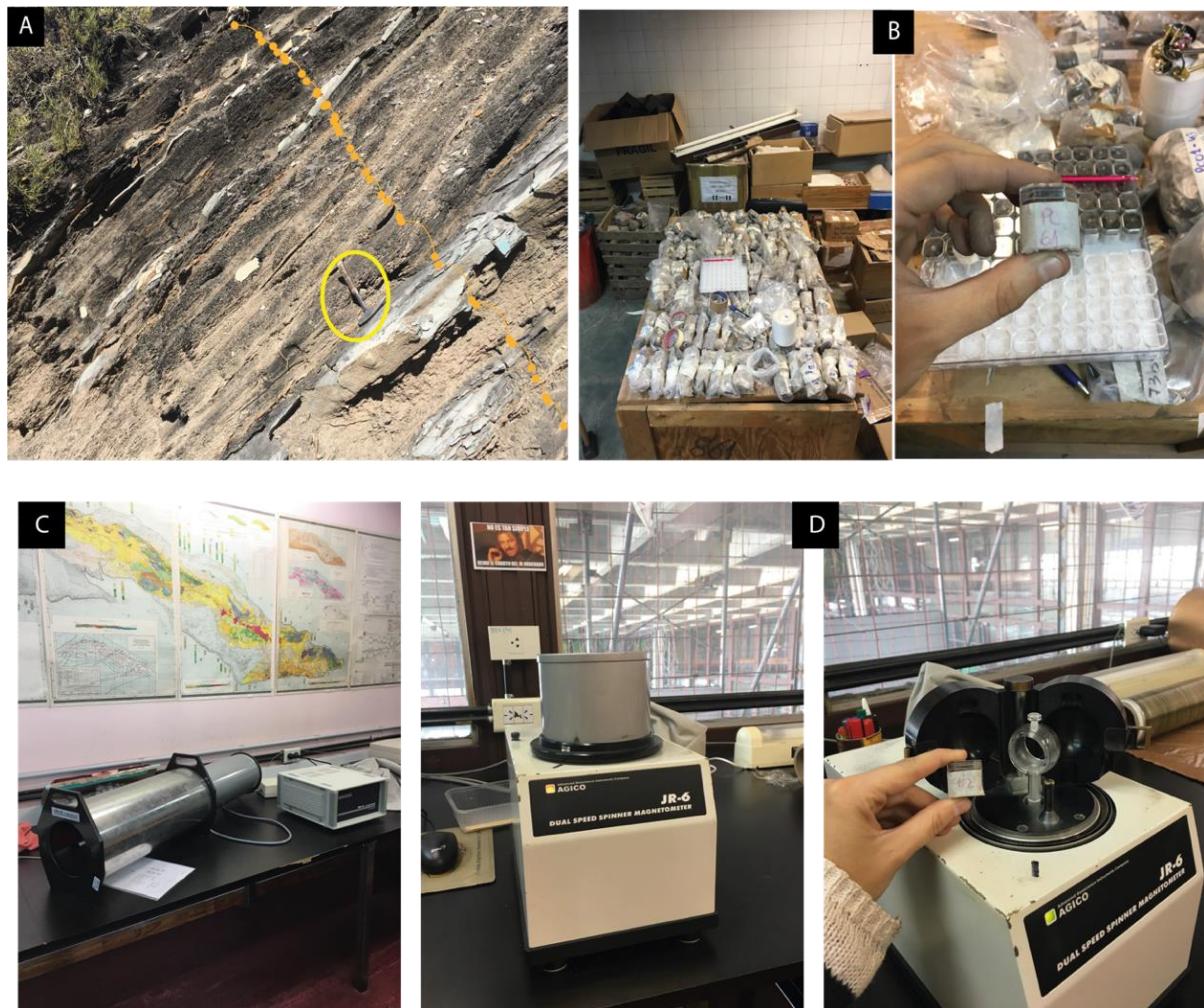
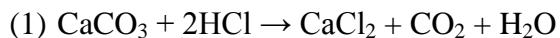


Fig. 7.3: Procedimiento, para llevar adelante el estudio de ARM. A) Ejemplo de afloramiento muestreado en la sección Puerta Curaco, donde se recolectaron muestras banco a banco (en naranja). B) En segundo lugar, se prepararon las muestras en cajas para medición paleomagnética (8 cm^3) y luego se pesaron. C) En tercer lugar, se aplicó el campo de ARM, en este caso, mediante un desmagnetizador/magnetizador LD-A (AGICO). D) Por último, se medió la intensidad de magnetización, en este caso, utilizando un magnetómetro rotativo JR6 (AGICO).

Calcimetría

El contenido de carbonato de calcio en las muestras estudiadas se obtuvo mediante un calcímetro HMLS Digital (Fig. 7.4B, C). El equipo está compuesto por una cámara de reacción, una válvula de cierre, una válvula de presión, un medidor de presión digital y un agitador magnético (Fig. 7.4C). El funcionamiento de este instrumento se basa en la medición de la presión de dióxido de carbono (CO_2)

generado por la reacción química ⁽¹⁾ producida al incorporar ácido clorhídrico (HCl) a la muestra molida:



El equipo se calibra en primera instancia con una muestra patrón de la cual se obtiene una curva de calibración que se utiliza para convertir el valor de presión de dióxido de carbono (CO_2) liberado en un porcentaje de carbonato de calcio (CaCO_3).

La curva de calibración se construye a partir de submuestras de 0,2 g, 0,4 g, 0,6 g, 0,8 g, 1,0 g y 1,2 g de la muestra patrón (Fig. 7.5A). De esta curva se obtiene una ecuación lineal ⁽²⁾, cuya pendiente es la presión liberada sobre el peso de la muestra:

$$(2) \text{pendiente} = \frac{\text{Presión}}{\text{Peso}}$$

Una vez obtenido el valor de pendiente, el porcentaje de carbonato de calcio de la muestra es el resultado de la siguiente ecuación:

$$(3) \% \text{CaCO}_3 = \frac{(\text{Presión de } \text{CO}_2) \times 100}{(\text{Peso}) \times 10}$$

Se coloca 1 g de muestra molida (Fig. 7.4A) en la cámara de reacción del equipo (Fig. 7.4C) y se inyectan 10 ml de ácido clorhídrico (HCl) 10% V/V. La presión de dióxido de carbono (CO_2) liberada se mide una vez transcurridos 30 segundos cuando se alcanza el equilibrio de la presión de CO_2 correspondiente al carbonato de calcio (Fig. 7.5B). Se midió el contenido de carbonato de calcio en las 261 muestras provenientes de la sección Puerta Curaco y las 123 muestras de la sección Cuesta del Chihuido.



Fig. 7.4: Medición del contenido de carbonato de calcio. A) Preparación de las muestras molidas (1 g). B) Inyección de 10 ml de ácido clorhídrico (HCl) en la cámara cerrada presión. C) Medición de la presión de CO₂ en el calcímetro HMLS Digital Gauge: 1) agitador magnético; 2) cámara de reacción; 3) válvula de cierre; 4) medidor de presión digital.

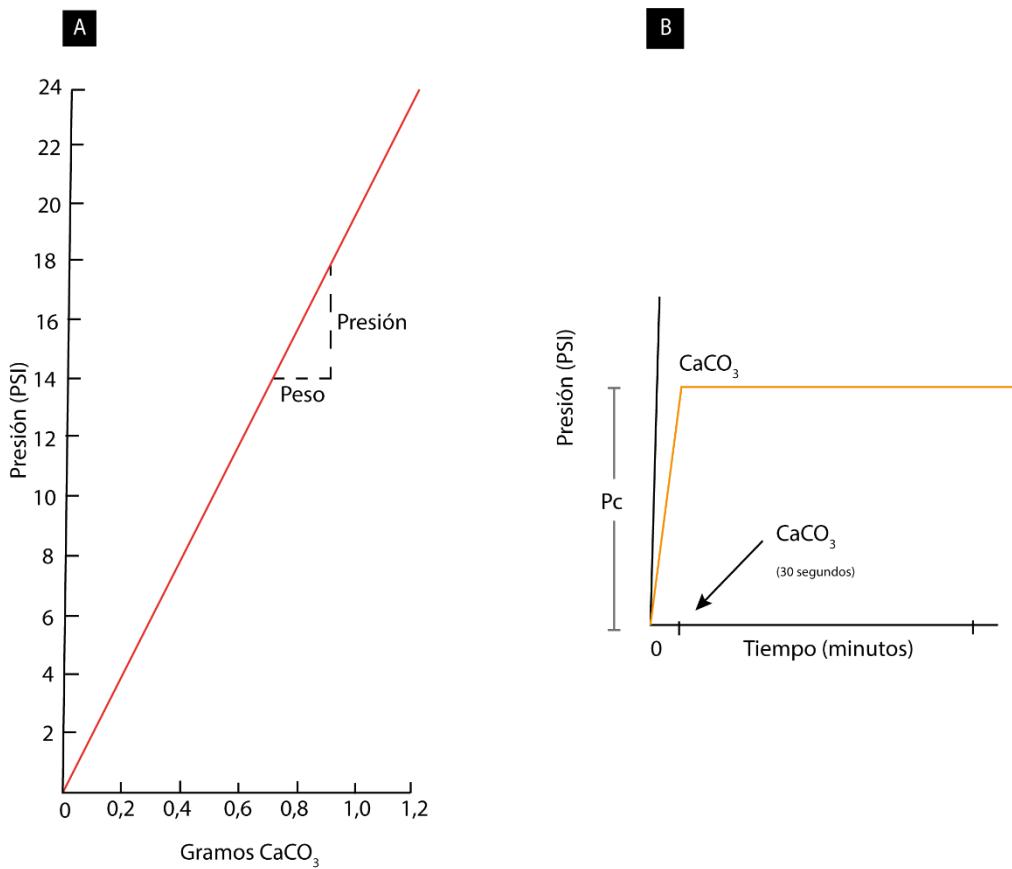


Fig. 7.5: A) Curva de calibración modelo para un calcímetro HMLS Digital Gauge. B) Gráfico modelo de presión de equilibrio de carbonato de calcio, donde se observa que su presión se estabiliza tras 30 segundos.

Análisis cicloestratigráfico

El análisis cicloestratigráfico fue realizado mediante el análisis espectral de series temporales construidas a partir de cuatro proxies: espesor de los ritmos marga-caliza o marga-pelita (ciclos elementales) característicos de la Formación Vaca Muerta, susceptibilidad magnética, anisotropía de remanencia anhisterética y contenido de carbonato de calcio (%CaCO₃).

En el caso de la serie temporal basada en pares litológicos se replicó la metodología utilizada por Kietzmann (2011), la cual consta de dos etapas: (1) la primera etapa incluye observaciones estadísticas básicas y tiene por objetivo establecer la duración del ciclo elemental; (2) la segunda etapa se basa en el análisis de series de Fourier, con el objetivo de determinar patrones de apilamiento ciclos.

La obtención de los datos en un orden determinado permite la construcción de una serie temporal y por lo tanto puede ser tratada mediante el análisis de series de Fourier (e.g. Weedon 2003; Kodama y Hinnov, 2015).

Primera etapa

Construcción de series temporales

Las tres secciones de la Formación Vaca Muerta seleccionadas para llevar adelante el estudio de cicloestratigrafía de magnetismo de rocas constituyen secuencias continuas donde los datos fueron tomados de manera ordenada. Adicionalmente, las series temporales construidas cumplen con las siguientes premisas propuestas por Weedon (2003):

- 1) *Los ritmos expresan principalmente variaciones de la señal ambiental primaria asociadas a un forzante climático:* las secciones consisten en una sucesión de ciclos elementales definidos esencialmente por cambios repetitivos en la proporción de sedimentos de origen carbonático y de origen mixto, que podrían reflejar cambios en la producción carbonática en las áreas de aguas someras o en la productividad primaria superficial (Kietzmann *et al.* 2011, 2015). Sin embargo, variaciones cíclicas en el contenido de minerales magnéticos se asociarían a variaciones en el aporte detrítico.
- 2) *Los ciclos elementales de espesores similares reflejan un ciclo climático regular:* los pares marga-caliza, muestran espesores comparativamente regulares en el orden de los decímetros (~20-40 cm), por lo que podría suponerse que son unidades temporalmente equivalentes. Asimismo, las variaciones en los parámetros magnéticos y en el contenido de carbonato de calcio también muestran fluctuaciones a espaciados relativamente regulares, por lo que podrían estar también controladas por ciclos climáticos.
- 3) *Las variables utilizadas no son ambiguas:* Los ciclos elementales están constituidos por pares litológicos fácilmente reconocibles en el campo y están definidos por dos o más litofacies. Por otro lado, los parámetros magnéticos evidencian variación en la concentración de minerales

magnéticos debido a cambios en el aporte de sedimentos detríticos o a procesos diagenéticos. En caso de tratarse del segundo origen, las series temporales no registrarán patrones cíclicos.

- 4) *Tasa de sedimentación continua*: se asume que la sedimentación fue relativamente continua en el intervalo de tiempo considerado. De modo que la periodicidad de los ciclos elementales (P) se calcula haciendo una división simple del tiempo total que representa la unidad (Δt) por el número total de ciclos elementales (n) en cada localidad estudiada: $P = \Delta T/n$.
- 5) *Intensidad de muestreo adecuada*: para las series basadas en los parámetros magnéticos y el contenido de carbonato de calcio, se realizaron al menos dos mediciones por ciclo elemental, lo que permitiría reconocer la presencia de los ciclos de precesión en el análisis espectral, por debajo del límite de la frecuencia de Nyquist.

Las series temporales se construyeron utilizando un ordenamiento temporal determinado por la duración del ciclo elemental (20 ka) en lugar de posición estratigráfica. Esto se realizó para evitar la interpolación de los datos que requieren muchos de los métodos utilizados en el análisis de series de Fourier. La interpolación es una modificación forzada de la serie de datos y provoca el suavizado del espectro, así como la aparición artificial de picos de alta frecuencia (Weedon 2003). Por medio de este artilugio se obtiene una serie temporal discreta, es decir que el intervalo de muestreo está dictado por el fenómeno regular que genera el patrón estratigráfico.

Para el análisis espectral del ARM de la sección Puerta Curaco se aplicó el logaritmo en base 10 a los valores de intensidad de ARM, con el fin de reducir los saltos entre valores. A su vez, en la sección Cuesta del Chihuido para el análisis espectral del %CaCO₃ no se utilizó el método Blackman-Tuckey, dado que se obtuvo un factor de suavizado Rho < 0, lo que indica que existen saltos significativos entre valor y valor en la serie temporal y por lo tanto el modelo de ruido rojo que utiliza el software no es indicado, lo que no permite calcular el espectro correctamente. Por esto, se utilizó el peridograma Lomb-Scargle, el cual también utiliza la transformada rápida de Fourier.

Para el análisis de series de Fourier se tuvieron en cuenta además las siguientes premisas establecidas por Weedon (2003):

1) El número de datos de la serie temporal es suficientemente grande como para obtener resultados estadísticamente significativos (una densidad de muestreo tal que la sección estratigráfica sea por lo menos 12 veces mayor que el ciclo de menor frecuencia esperado) teniendo en cuenta las leyes de Nyquist. Esto se cumple en todas las secciones para el ciclo de precesión, oblicuidad y excentricidad de alta frecuencia.

2) Se asume que cada variable a estudiar responde a los mismos factores paleoambientales a lo largo de toda la sucesión. Es por ello por lo que se eliminaron de las series temporales las tendencias reconocidas en las secuencias depositacionales, así como también la media y la desviación estandar, con el fin de centrar la serie y estabilizar la varianza.

3) Las series temporales están regidas por el principio de Sander, que expresa que un ciclo paleoambiental que ocurre regularmente en el tiempo posee una expresión estratigráfica regular, mientras que las oscilaciones paleoambientales irregulares poseen en consecuencia una expresión irregular (Sander 1936). Para ello se eliminaron de la serie temporal aquellos depósitos de evento (depósitos piroclásticos de caída, turbiditas, etc).

Segunda etapa

Análisis de series temporales

Este análisis se basa en el Teorema de Fourier, el cual establece que toda señal compleja con una frecuencia determinada puede ser representada por una sumatoria de funciones armónicas simples con frecuencias múltiplo entero de la fundamental. Y, por lo tanto, toda señal compleja periódica puede descomponerse en una suma de infinitas funciones armónicas (senos y cosenos), cuya frecuencia fundamental tenga el mismo periodo que la señal compleja que se está analizando (Fig. 7.6).

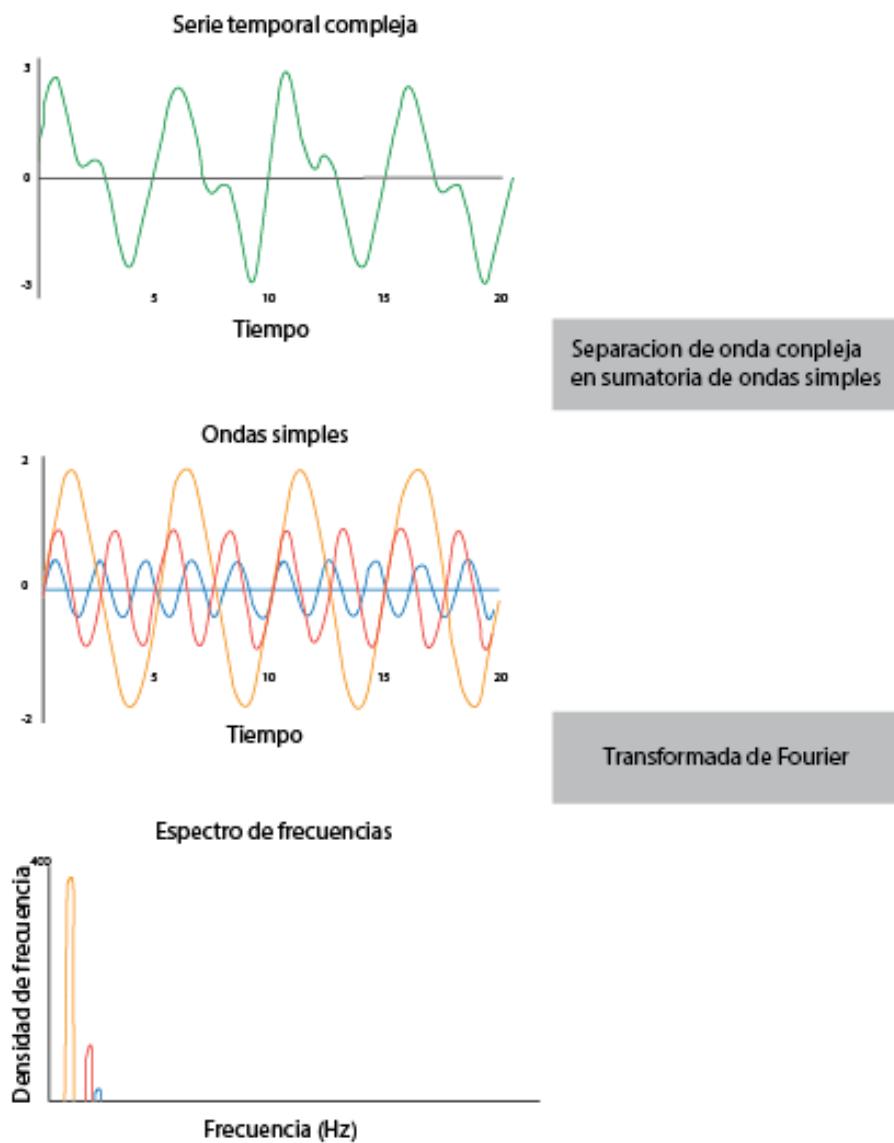


Fig. 7.6: Representación gráfica del proceso de transformada de Fourier. A) Serie temporal compleja; B) Descomposición en ondas sinusoidales simples de diferentes frecuencias y amplitudes; C) Espectro de frecuencias resultante de la transformación del dominio tiempo al dominio frecuencia, al aplicar la transformada de Fourier.

Si bien se conocen muchos métodos para el análisis de series de Fourier (e.g. Weedon 2003, Kodama y Hinnov, 2015), en esta tesis, sobre la base de la experiencia de otros autores (Kietzmann 2007, 2011, Kietzmann *et al.* (2008), Kietzmann *et al.* 2011, 2015; Kodama *et al.* 2010; Hinnov *et al.* 2013; Gunderson *et al.* 2013; Kodama 2019), se utilizaron los métodos de Blackman-Tukey (BTM) y Multitaper (Thomson 1982, 1990) y el análisis de la transformada rápida de Fourier (FFT).

El método BTM se basa en uno de los teoremas fundamentales del análisis de Fourier: que la transformada de Fourier de la función de autocorrelación es igual al espectro de potencia; es decir que el espectro de potencia se estima a partir de la transformada de Fourier de sólo una parte de la función de autocorrelación (punto trunco o M). El efecto que genera el método Blackman-Tukey es de suavizado del espectro de potencia de la función, pero no de la transformada de Fourier. A diferencia de otros métodos que requieren un suavizado del espectro, el método Blackman-Tukey permite una mejor estimación del espectro de potencia y no introduce falsas frecuencias (Weedon 2003).

Por otro lado, el método Multitaper (MTM) (Thomson 1982, 1990) utiliza una serie de ventanas de datos conocidas como secuencias *Slepian* para descomponer y analizar la serie temporal (Weedon 2003). En general, se aplican de cuatro a ocho *tapers* (ondas simples ortogonales). Luego de aplicar cada una de ellas se genera un periograma y dado que los *tapers* son ortogonales, es posible promediarlos, lo que produce un espectro suavizado y con buena resolución en las altas frecuencias (Weedon 2003). A pesar de esto, puede llegar a producir picos con tendencias planas. Este método se ha vuelto muy popular en los últimos años dado permite incrementar la estabilidad estadística, minimiza las tendencias y conserva muy bien las altas frecuencias (Kodama y Hinnov 2015). Para una descripción más detallada de la matemática detrás del método se puede consultar Park *et al.* (1987), Weedon (2003), Babadi y Brown (2014), Kodama y Hinnov (2015), Privalsky (2021), entre otros.

El espectro de frecuencias obtenido a partir de cualquiera de los métodos anteriormente mencionados contiene señales que son el producto del forzante regular (e.g. Milankovitch) y del sistema depositacional, con una dinámica irregular. El ruido en la serie temporal normalmente se distingue de la señal regular debido a que suele ocurrir en todas las frecuencias y posee potencias que generalmente son menores a la potencia de la señal regular (e.g., Kodama y Hinnov 2015).

El problema del ruido vs. señal se enfrenta a través de modelado y testeo de hipótesis. La señal es modelada como un proceso compuesto por un set de frecuencias con fase constante y, el ruido, es modelado mediante la contribución de todas las frecuencias detectables. La hipótesis nula (H_0) es que la señal resulta de un proceso aleatorio (señal + ruido), representado en el método MTM mediante el modelo de ruido. La hipótesis alternativa es que los datos recolectados representan

una combinación de procesos aleatorios y no aleatorios. Se lleva adelante una prueba estadística para evaluar la validez de la hipótesis nula y, en este caso, el test es el espectro de poder. La probabilidad (P) es computada para evaluar la validez de la hipótesis nula, a menor P mayor es la evidencia en contra de H_0 . Luego, se compara P con un valor de significancia y si, este último es mayor, se descarta H_0 .

Por último, se utilizó el análisis evolutivo del espectro, el cual utiliza para esto la transformada rápida de Fourier (FFT). Este método es aplicable a series no estacionarias, pero no discrimina niveles de confiabilidad de frecuencias destacadas, por lo que no suele ser muy utilizado en cicloestratigrafía. Sin embargo, el resultado gráfico que provee es muy útil y permite visualizar fácilmente las jerarquías de los ciclos representados. Se utiliza para analizar la distribución temporal de las periodicidades y su persistencia o no a lo largo de la serie temporal. Es interesante su expresión gráfica para comprender la potencia de las distintas frecuencias en el espectro.

Para el análisis de Fourier mediante el método de Blackman-Tukey se utilizó el programa Past (Hammer *et al.* 2001), mientras que para los métodos MTM y FFT se utilizó el programa Acycle (Li *et al.* 2019a). Al evitar la utilización de interpolación, no se genera el suavizado del espectro ni la aparición de picos de alta frecuencia artificiales. Asimismo, las distorsiones asociadas a variaciones de la tasa de sedimentación de baja frecuencia relacionadas con variaciones eustáticas han sido minimizadas mediante la sustracción de las tendencias de la serie temporal. Para esto se extrajo la media y la desviación estándar de las series de datos.

7.5 Cicloestratigrafía de magnetismo de rocas de la Formación Vaca Muerta

Uno de los objetivos principales de esta tesis es el análisis de cicloestratigrafía de magnetismo de rocas, con el fin de demostrar su aplicabilidad en distintas facies de la Formación Vaca Muerta, así como de contribuir a establecer el mecanismo de transferencia de la señal orbital al registro sedimentario. Si bien el control orbital ya fue demostrado previamente para esta unidad a partir del análisis de pares litológicos, esta variable, junto al contenido de carbonato de calcio

(%CaCO₃), serán utilizadas como control para verificar los resultados obtenidos a partir de la susceptibilidad magnética (k) y magnetización remanente anhisterética (ARM).

7.5.1 Descripción de la ciclicidad y determinación de la periodicidad del ciclo elemental

En la Formación Vaca Muerta se distingue una ritmidad bien característica, que presenta tres órdenes bien definidos (Kietzmann et al. 2011, 2015). Los ciclos elementales (pares marga-caliza) constituyen la unidad de menor escala y poseen espesores de entre 10 cm a 1,5 m aproximadamente. Esta variación puede ser debida a la presencia de ciclos no reconocibles en el campo a través de medición directa o a que hay más de un factor además del orbital actuando en la deposición de la unidad. De acuerdo con los trabajos previamente mencionados, estos ritmos pueden ser asignados al ciclo de precesión (21 ka). Los ciclos elementales se agrupan en paquetes de 4 a 5 ciclos (*bundles*) y estos a su vez se agrupan de conjuntos de 4 a 5 paquetes (*superbundles*) (Fig. 7.7). Este tipo de patrón de apilamiento fue utilizado por diferentes autores como criterio para identificar la influencia de forzantes orbitales (e.g. Schwarzacher 1993; Lehmann et al. 1998; Strasser et al. 2004, entre otros). La relación 5:1 (5 ciclos elementales por *bundle*) se atribuye a excentricidad de alta frecuencia (e) y la relación 5:1 o 4:1, en algunos casos (5 o 4 *bundles* por *superbundles*) a excentricidad de baja frecuencia (E).

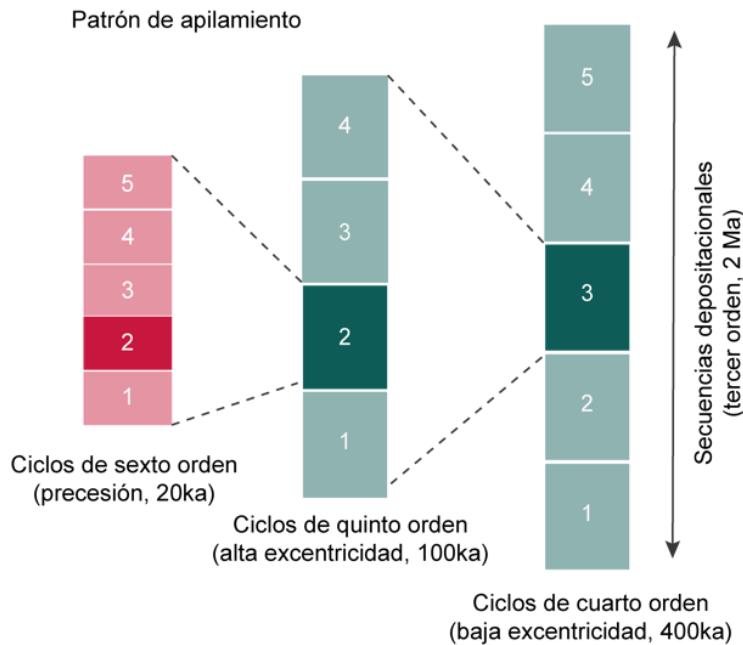


Fig. 7.7: Modelo de patrón de apilamiento de ciclos controlados por forzantes orbitales (modificado de Anderson 2004). En rojo, precesión y en verde, excentricidad.

De acuerdo con los datos bioestratigráficos de la Formación Vaca Muerta (ver capítulo 3) esta unidad abarca el intervalo Tithoniano temprano - Valanginiano temprano. Según la escala cronoestratigráfica internacional 2020, el Tithoniano comienza a los $152,1 \pm 0,9$ Ma, el Berriásano a los 145 y el Valanginiano a los 139,8 Ma. De esta manera, el Tithoniano tendría una duración de 7,1 Ma, el Berriásano una duración de 5,2 Ma y el Valanginiano una duración de 7,2 Ma, dado que el Hauteriviano comienza a los 132,6 Ma. Sin embargo, según Gradstein *et al.* (2020) el Tithoniano comienza a los 149,24 Ma, el Berriásano a los 143,1 Ma y el Valanginiano a los 137,7 Ma. Por lo tanto, el Tithoniano tendría una duración de 6,14 Ma, el Berriásano una duración de 5,4 Ma y el Valanginiano una duración de 4,7 Ma, dado que el Hauteriviano comienza a los 132,6 Ma.

A partir de las correlaciones de las zonas de amonites de la Cuenca Neuquina con las zonas estándar (Vennari *et al.* 2014; Riccardi 2015) y de la escala temporal mencionada, la Formación Vaca Muerta tendría una extensión temporal de 3,5 Ma para la sección Los Catutos, una de 11 Ma para la sección Puerta Curaco y, por último, una de 10 Ma para la sección Cuesta del Chihuido (Fig. 7.11).

La periodicidad de los ciclos elementales (P) se puede calcular de manera sencilla dividiendo el tiempo total que representa la unidad ($\otimes t$) por el número total

de ciclos (n) hallados en cada localidad estudiada ($P = \Delta t / n$), lo que resulta en un valor aproximado de 21 ka, y por lo tanto fue atribuido al ciclo de precesión (Tabla 1).

Localidades estudiadas	n	(Ma)	P (ka)
Los Catutos	168	3,5	20,8
Puerta Curaco	132	2,5	18,9
<i>Cuesta del Chihuido</i>	495	10	20,2
<i>Arroyo Loncoche</i>	487	10	20,53
<i>Bardas Blancas</i>	501	11	21,9
<i>Arroyo Rahue</i>	510	11	21,56
<i>Cañada Ancha</i>	654	13	19,9
<i>Río Seco de la Cara</i>			
<i>Cura</i>	635	13	20,47
<i>Las Tapaderas</i>	220	4,6	20,9

Tabla 1: Cálculo de la periodicidad de los ciclos elementales atribuidos a precesión. Los Catutos en Kohan Martínez *et al.* (2018) y en *italica* se muestran las secciones elaboradas por Kietzmann *et al.* (2020a) y Kietzmann *et al.* (2021a).

En esta tesis se trabajó sobre tres secciones nuevas de la Formación Vaca Muerta. Para las secciones Los Catutos y Puerta Curaco se realizó por primera vez un análisis cicloestratigráfico, mientras que para la sección Cuesta del Chihuido ya se contaba con una cicloestratigrafía realizada sobre pares litológicos (Kietzmann *et al.* 2015). En la unidad los autores reconocieron tres tipos característicos de ciclos elementales: pelita/marga, marga/marga calcárea y marga/caliza.

La sección Los Catutos de la Formación Vaca Muerta comprende las Zonas de *Virgatosphinctes andesensis* hasta *Corongoceras alternans*. En este trabajo fueron muestreados los Miembros Inferior y Los Catutos, por lo que se muestreó desde la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* hasta la Zona de *Windhauseniceras internispinosum*. Se reconocieron 168 ciclos elementales de cuatro tipos distintos: caliza-marga, marga-pelita, marga-marga y caliza-pelita (Fig. 7.8). Esto permite estimar una duración aproximada de ~3,5 Ma, a través de los esquemas bioestratigráficos existentes (Vennari *et al.* 2014; Riccardi 2015). De esta manera se obtuvo un valor de periodicidad para el ciclo elemental de ~20 ka, muy consistente

con el asignado a la precesión (Fig. 7.11) (Kohan Martínez *et al.* 2018; Kietzmann *et al.* 2018b).

Las secciones Puerta Curaco y Cuesta del Chihuido comprenden desde la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* hasta la Zona de *Neocomites wickmanni*. Estas no fueron muestreadas en su totalidad, sino que se seleccionaron dos tramos de c. 50 m y c. 30 m, respectivamente.

En la sección Puerta Curaco, se reconocieron 132 ciclos elementales que abarcan un intervalo de aproximadamente 2,5 Ma que comprende las Zonas de *Argentiniceras noduliferum* y *Spiticeras damesi*. Los ciclos elementales son del tipo caliza-marga y marga calcárea-marga (Fig. 7.9). Se obtuvo un valor de periodicidad para el ciclo elemental de ~20 ka (Fig. 7.11).

Los afloramientos de la sección Cuesta del Chihuido muestran una excelente ciclicidad donde se puede observar el patrón jerárquico a simple vista en el afloramiento (Fig. 10). Se reconocieron 62 ciclos elementales que abarcan un intervalo de 1,2 Ma y son del tipo caliza-marga, marga-marga y marga calcárea-marga (Fig. 7.10).

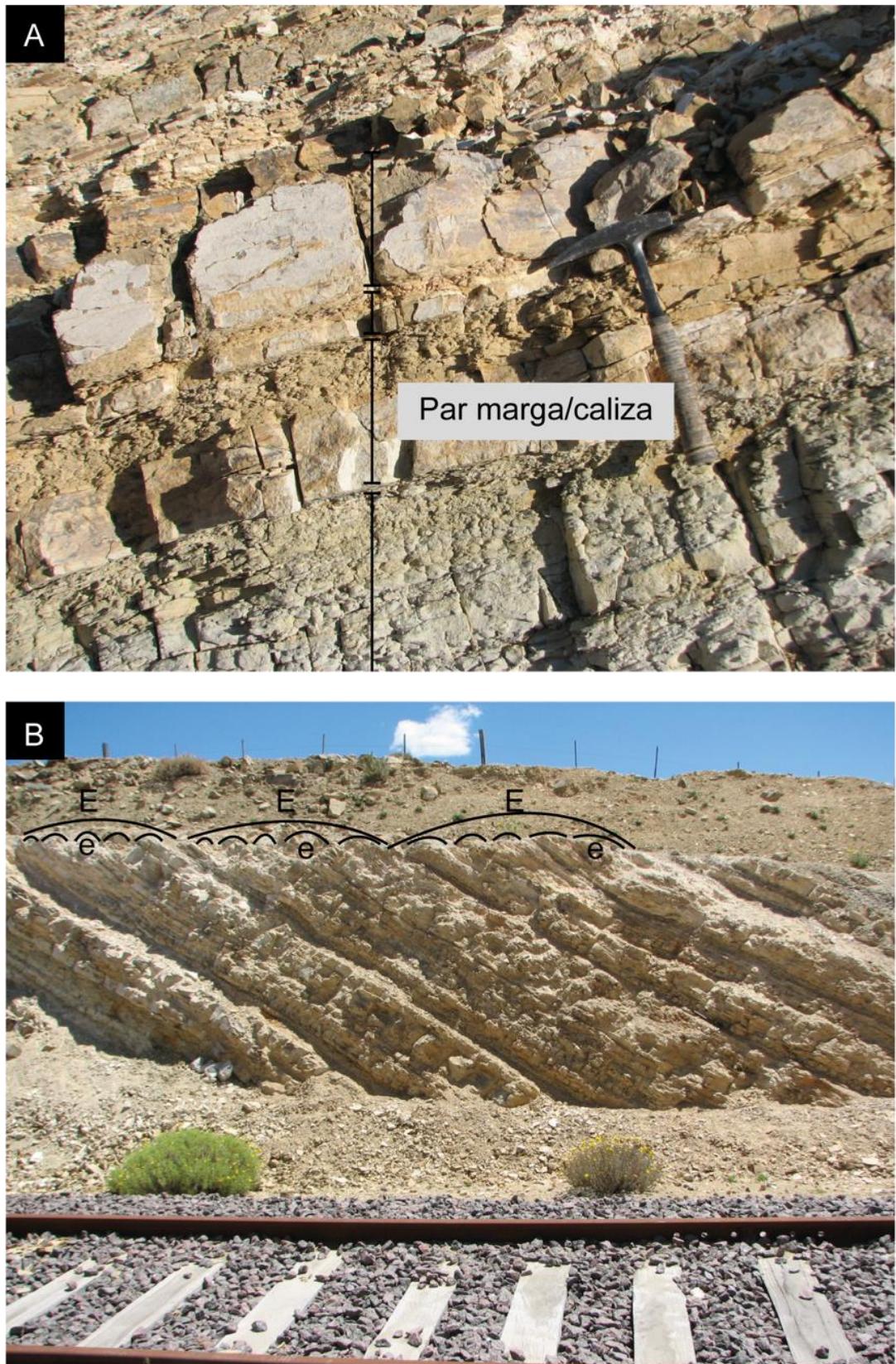


Fig. 7.8: Ejemplo de ciclicidad en la sección Los Catutos de la Formación Vaca Muerta. A) Pares marga/caliza característicos. B) Ejemplo del intervalo muestreado en el Miembro Inferior, mostrando ciclos de excentricidad de baja (e) y alta frecuencia (E).

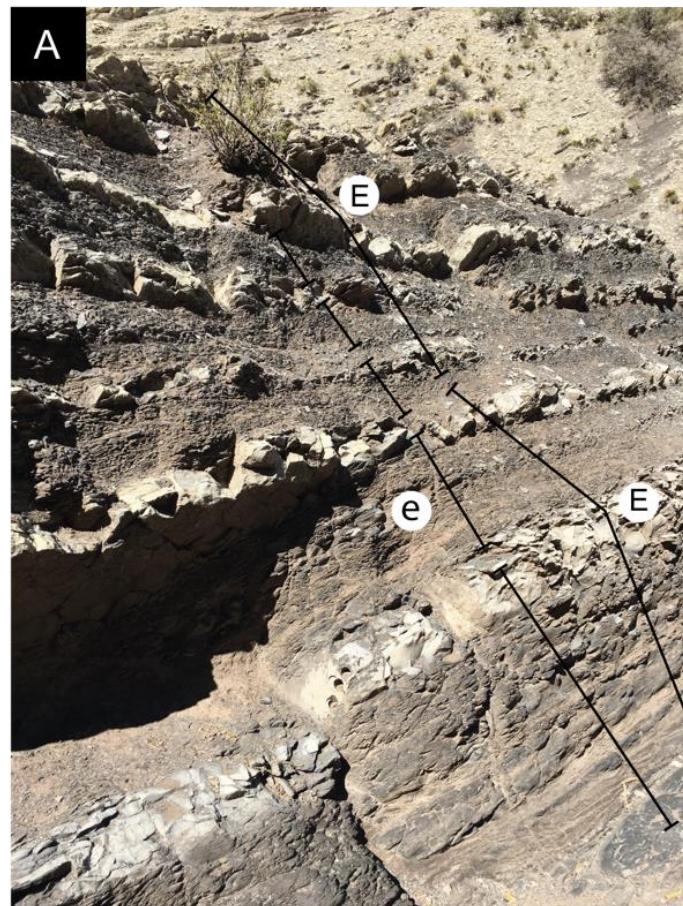


Fig. 7.9: Ejemplo de ciclicidad en la sección Puerta Curado de la Formación Vaca Muerta. A y B) Ejemplo del intervalo muestreado dominado por margas, mostrando ciclos de excentricidad de alta y baja frecuencia (E y e).

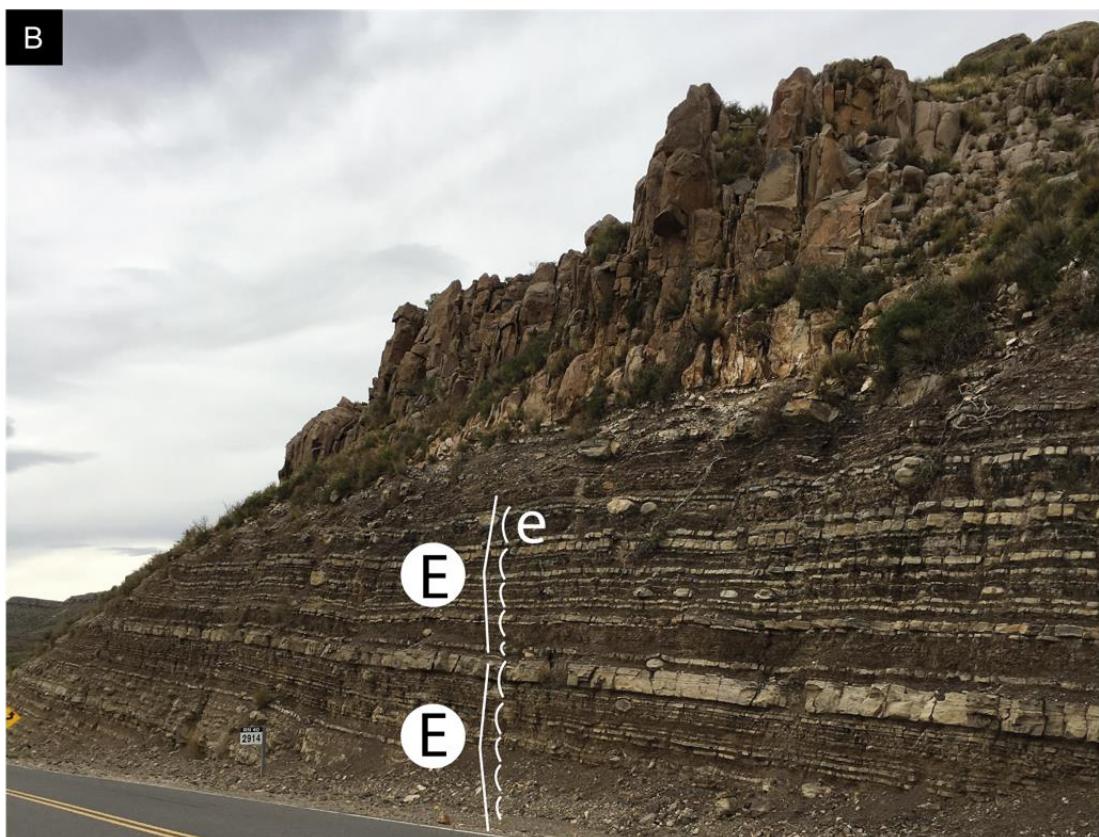
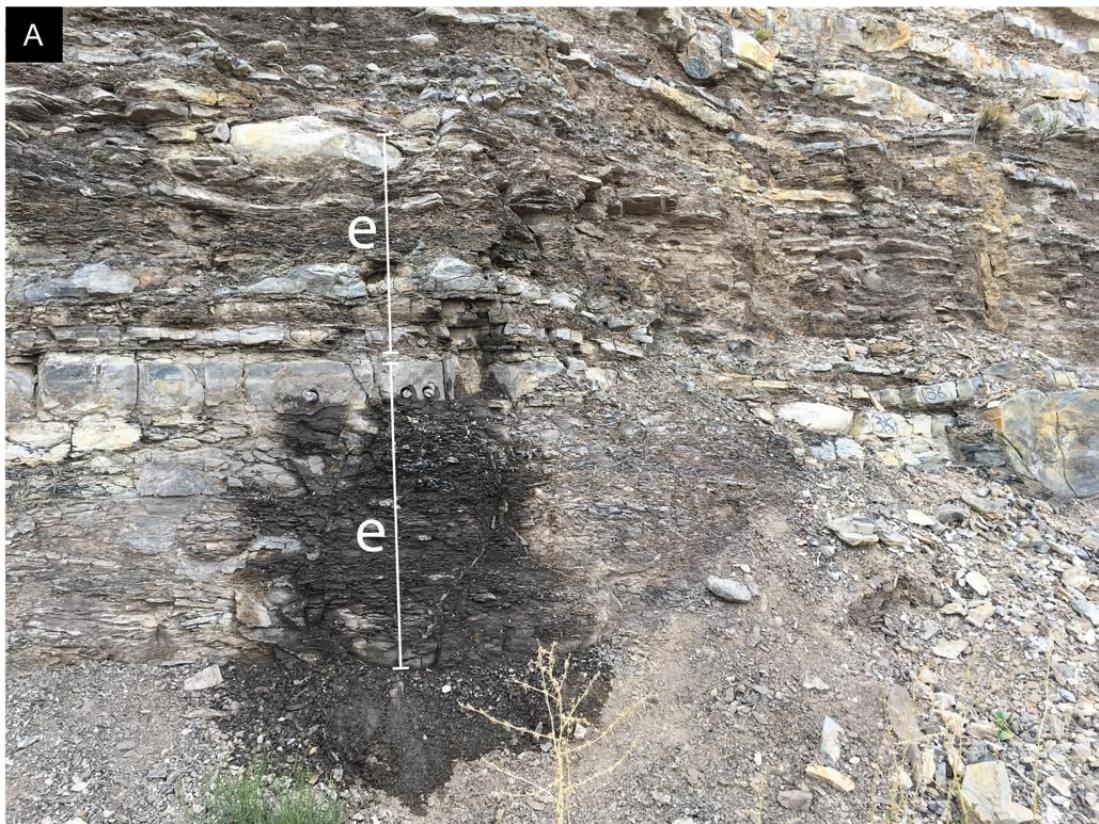


Fig. 7.10: Ejemplo de ciclicidad en la sección Cuesta del Chihuido de la Formación Vaca Muerta. A) Detalle de ciclicidad, mostrando ciclos de excentricidad de baja frecuencia. B) Vista general de la sección Cuesta del Chihuido, mostrando ciclos de excentricidad de alta y baja frecuencia (E y e).

De este modo, se obtuvo un valor de periodicidad para el ciclo elemental de ~20 ka, similar a la que había sido reconocida por Kietzmann *et al.* (2015, 2018b, 2020a) sobre toda la sección (Fig. 7.8).

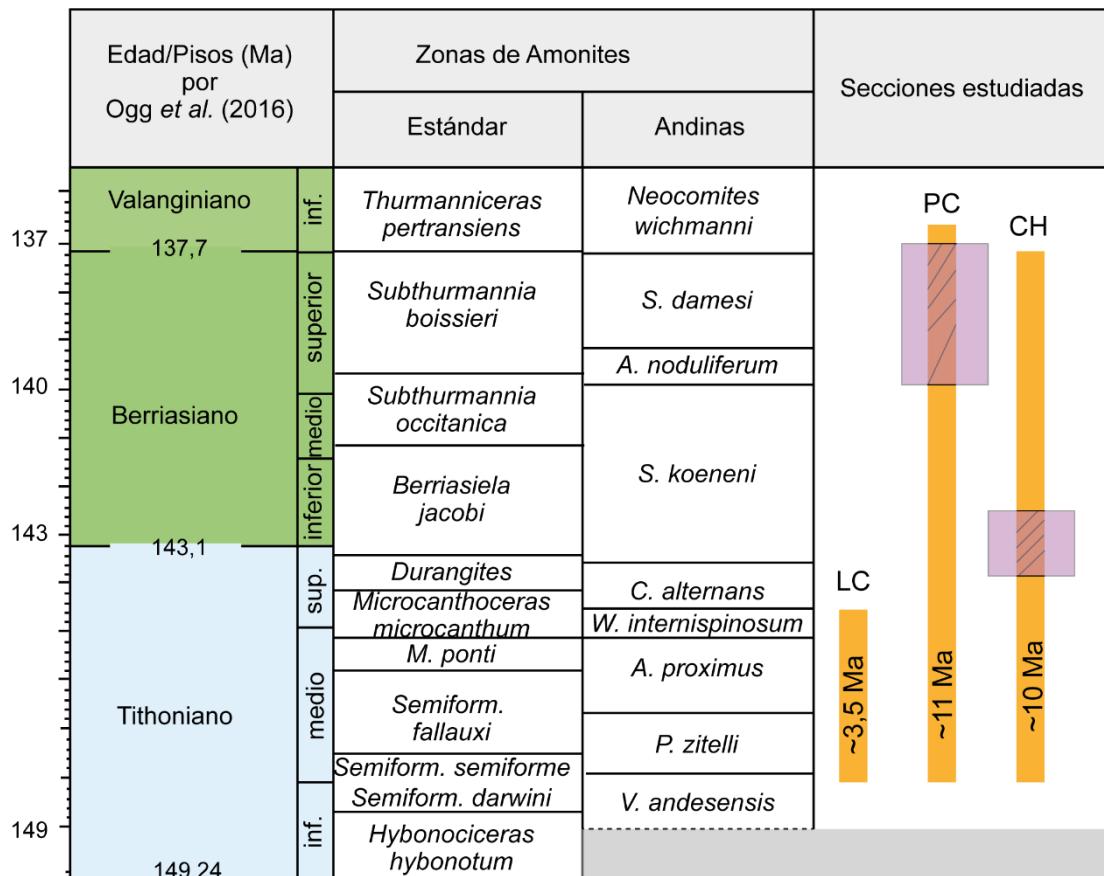


Fig. 7.11: Distribución temporal de las secciones estudiadas. Sección Los Catutos (LC), sección Puerta Curaco (PC) y sección Cuesta del Chihuido (CH). Recuadro violeta: tramo muestreado en las secciones Puerta Curaco y Cuesta del Chihuido para la construcción de las series temporales basadas en parámetros magnéticos. Escala temporal según Gradstein *et al.* (2020).

7.5.2 Análisis espectral

Sección Los Catutos

En esta localidad se reconocieron 168 ciclos elementales a partir de pares litológicos y se realizaron 288 mediciones de susceptibilidad magnética (ver capítulo 4) que fueron tomadas banco a banco a lo largo de los c. 90 m de espesor que posee esta sección (Fig. 7.12).

El análisis espectral de los pares litológicos muestra un pico por encima del nivel de confiabilidad del 95% de 406 ka y, tres picos por encima del nivel de confiabilidad del 90% de 119, 40 y 34 ka (Fig. 7.13A). En el espectro Multitaper (Fig. 7.14A) se observan dos picos por encima del nivel de confiabilidad del 99% en 1000 y 200 ka, luego, dos picos por encima del nivel de confiabilidad de 95% en 21,3 y 22,7 ka, y, por último, cuatro picos por encima del nivel de confiabilidad de 90% en 25 ka, 25,9 ka, 117,6 ka y 285,7 ka.

El espectro de frecuencias obtenido a partir de la susceptibilidad magnética muestra en el espectro Blackman Tuckey tres picos que alcanzan el nivel de confiabilidad de 95%, correspondientes a 21 ka, 28 ka y 800 ka (Fig. 7.13B), uno de 62,5 ka por encima del nivel de confiabilidad del 90% y otro de 200 ka que supera el nivel de confiabilidad del 99%. El espectro Multitaper (MTM) muestra seis picos por encima del nivel de confiabilidad del 99% correspondientes a 20 ka, 20,4 ka, 24,5 ka, 28 ka, 200 ka y 1000 ka, y otro de 62,5 ka por encima del nivel de confiabilidad de 95% (Fig. 7.14B).

Por último, el espectro evolutivo FFT de los pares litológicos, muestra intensidades bastante bien definidas alrededor de la periodicidad de 100 ka, mostrando buena continuidad a lo largo de la sección. Las periodicidades de 400 ka, 66 ka y 40 ka muestran una distribución irregular dominando en el sector medio de la sección (Fig. 7.15A).

El espectro evolutivo para la susceptibilidad magnética muestra una distribución algo irregular para las periodicidades de 21, 24,5 y 28 ka, que predominan en el tramo inferior de la sección, mientras que la periodicidad con mejor regularidad corresponde a la de 200 ka. Al igual que en la serie de pares litológicos, la periodicidad de 66 ka, muestra una distribución irregular, dominando en el sector inferior y medio de la sección (Fig. 7.15B).

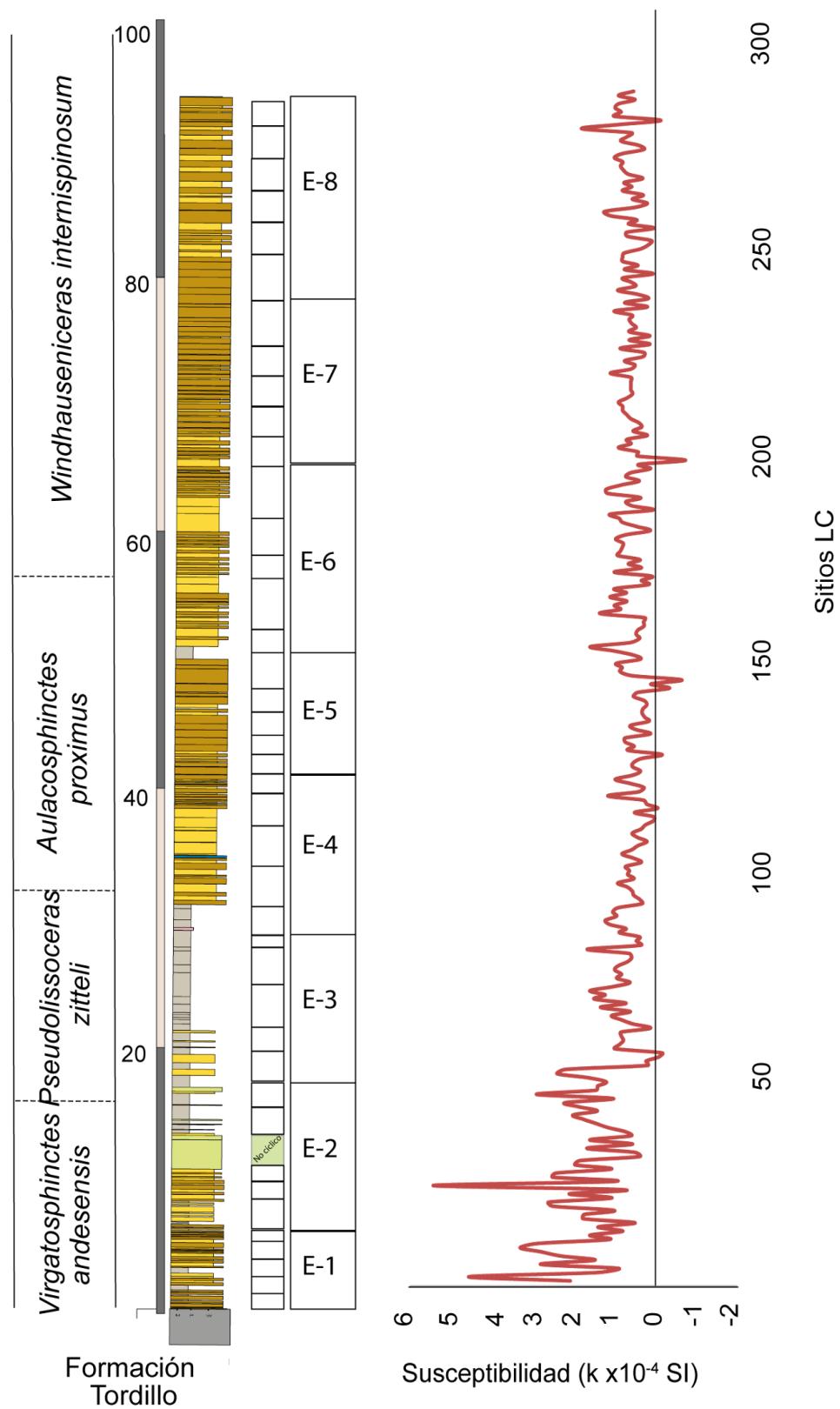
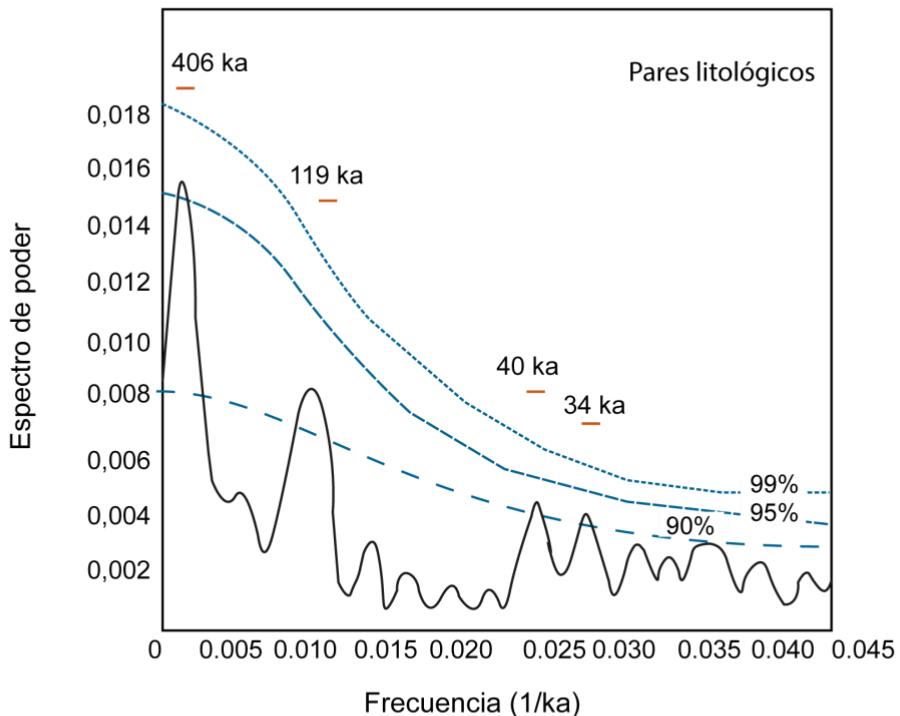


Fig. 7.12: Valores de susceptibilidad magnética y ciclos de excentricidad obtenidos en la sección Los Catutos. Se muestran las zonas de amonites, el perfil litológico, ciclos de excentricidad de alta y baja frecuencia y los valores de susceptibilidad magnética (k) obtenidos en SI.

A



B

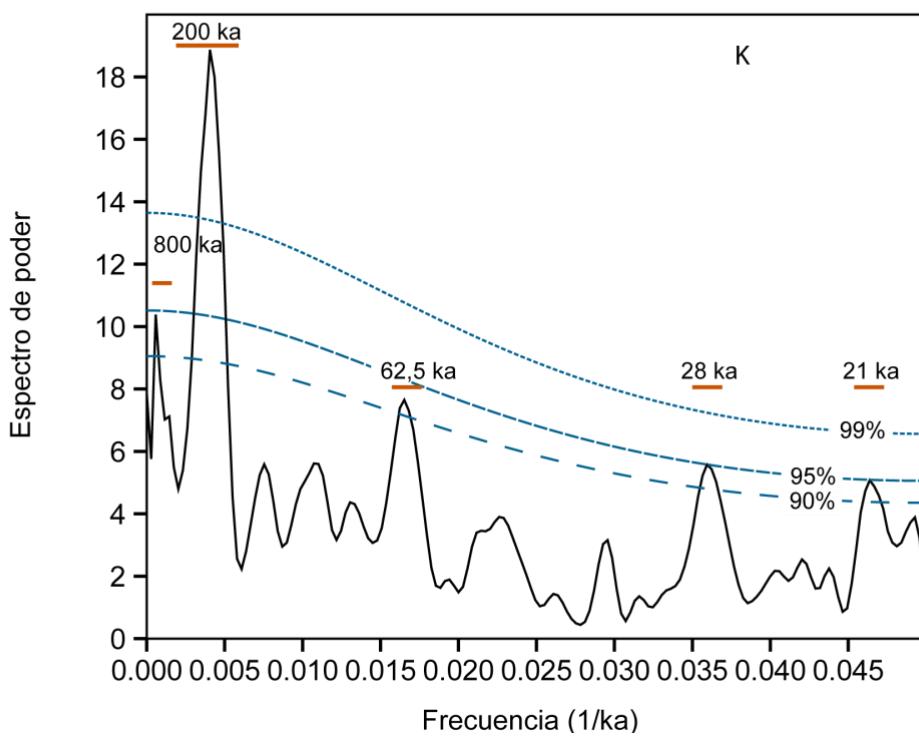


Fig. 7.13: Peridograma Blackman-Tuckey de la sección Los Catutos: A) Pares litológicos, $n = 168$ (solapamiento = 3). B) Susceptibilidad magnética, $n = 288$ (solapamiento = 3).

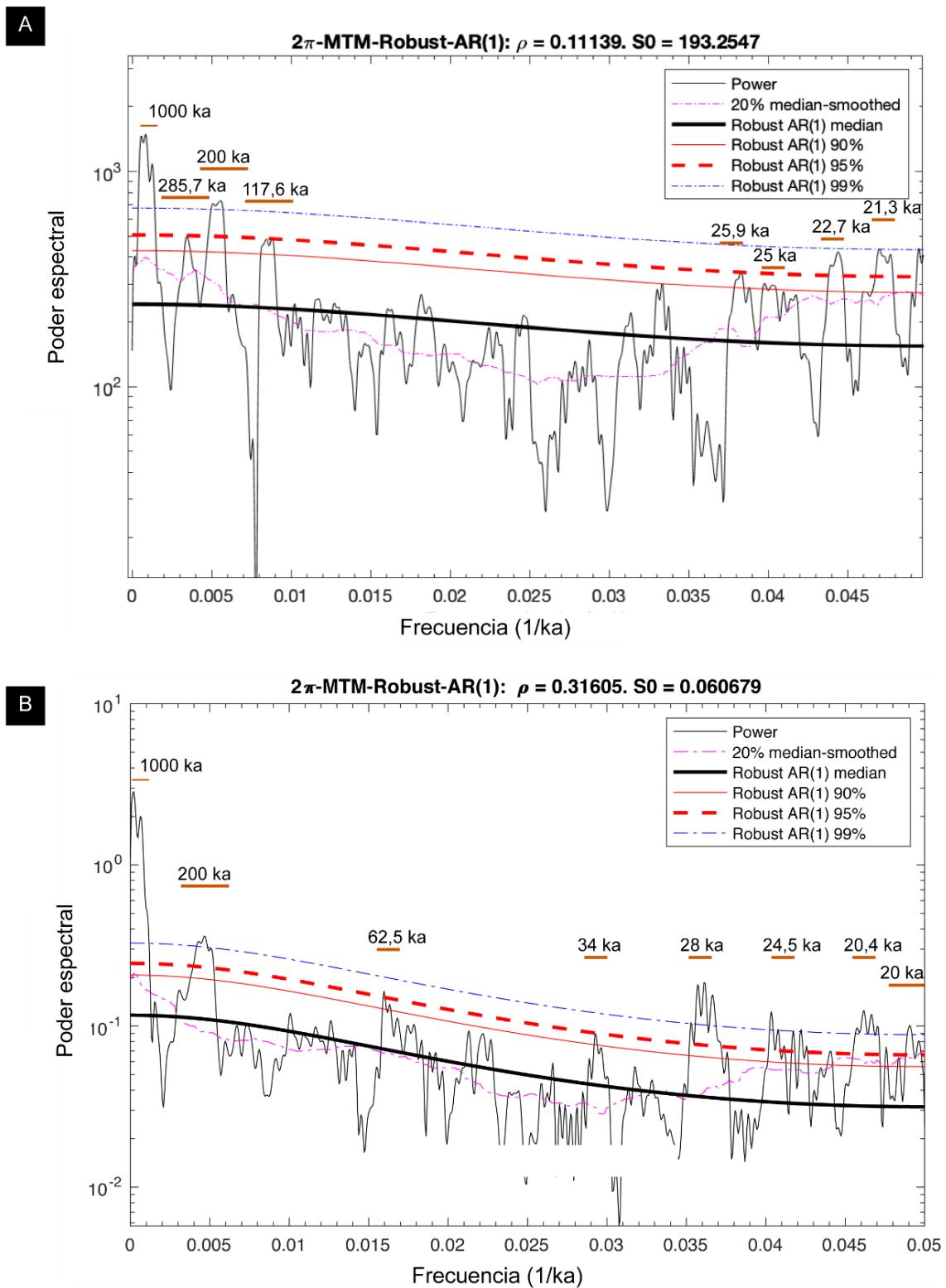


Fig. 7.14: Peridograma Multitaper, modelo robusto, para la sección Los Catutos. A) Pares litológicos, $n = 168$. B) Susceptibilidad magnética, $n = 288$.

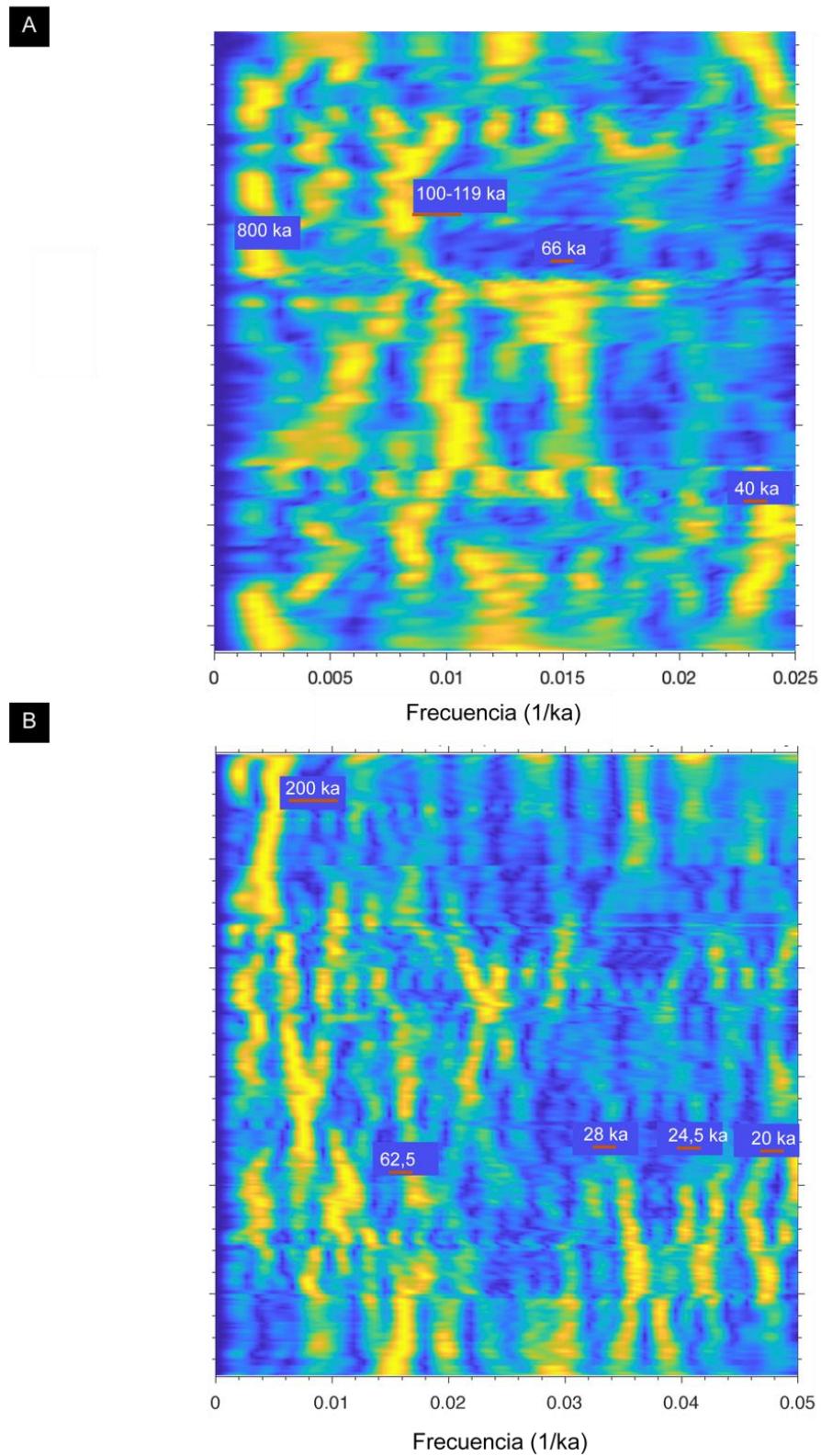


Fig. 7.15: Espectro evolutivo basado en la Transformada Rápida de Fourier (FFT) para la sección Los Catutos. A) Pares litológicos, donde se observan periodicidades de 100 ka con una distribución continua y de 66 y 43 ka con una distribución irregular. B) Susceptibilidad magnética, con periodicidades de 200 ka, 28 ka, 25 ka y 21 ka, con mayor regularidad en la periodicidad de 200 ka.

Sección Puerta Curaco

En esta sección se muestreó un tramo de c. 50 m, donde se obtuvieron 261 muestras, a partir de las cuales se construyeron series temporales de susceptibilidad magnética, ARM y contenido de carbonato de calcio (%CaCO₃). Además, se reconocieron 132 ciclos elementales a partir de pares litológicos (Fig. 7.16).

En el caso de los pares litológicos, el análisis espectral mediante el método Blackman-Tuckey muestra tres periodicidades estadísticamente significativas: 20,4 ka, 41,7 ka y 530 ka por encima del nivel de confiabilidad del 99% y 38,4 ka, por encima del nivel de confiabilidad del 90% (Fig. 7.17A). El espectro obtenido por medio del método Multitaper (MTM) muestra cinco frecuencias por encima del nivel de confiabilidad del 99% correspondientes a 20, 21,3, 22,7, 43,3 y 500 ka, luego seis frecuencias por encima del nivel de confiabilidad del 95% correspondientes a 21,7, 26,3, 27,8, 32,3, 38,5 y 55 ka, así como un pico entre 20 y 21 ka por encima del nivel de confiabilidad de 90% (Fig. 7.18A). Por último, el espectro evolutivo FFT muestra una buena persistencia a lo largo de la sección en la periodicidad de ~400 ka, mientras que las otras periodicidades presentan una distribución mucho más irregular (Fig. 7.17A).

En el espectro de poder de la susceptibilidad magnética presenta cuatro picos que superan el nivel de confiabilidad del 95% (21, 30, 45 y 625 ka), aunque también se observan tres picos en 25, 45 y 178 ka que superan el nivel de confiabilidad del 90% (Fig. 7.17B). A través del método Multitaper se observan periodicidades similares, de las cuales la de 21 y 45 ka superan el nivel de confiabilidad de 99%, mientras que aquellas de 28, 30 y 200 ka superan el nivel de confiabilidad de 95% (Fig. 7.15B). El espectro evolutivo FFT muestra buena persistencia de las periodicidades de entre 400, 200 y 45 ka a lo largo de la sección (Fig. 7.20B).

El espectro Blackman-Tuckey del ARM muestra tres periodicidades estadísticamente significativas en 850, 43 y 21 ka (Fig. 7.17C), mientras que en el método Multitaper se observan frecuencias estadísticamente significativas (>95%) correspondientes a 20, 21, 28, 40 y 1000 ka (Fig. 7.18A). El espectro evolutivo de la transformada rápida de Fourier (FFT) muestra una muy baja persistencia a lo largo de la sección en todas las periodicidades (Fig. 7.17B).

El espectro Blackman-Tuckey de la serie de %CaCO₃ se distinguen seis picos estadísticamente significativos en 21, 27, 34, 38, 45 y 357 ka (Fig. 7.17D), mientras que en el espectro Multitaper se distingue un pico que supera el nivel de confiabilidad del 99% en 333,3 ka, así como otros valores estadísticamente significativos en 21, 23, 25-26, 27, 31, 34,4-33,3, 38 y 45 ka (Fig. 7.16A).

El espectro evolutivo FFT muestra una buena persistencia de la periodicidad de 400 ka, así como las de 45 y 21 ka particularmente a partir de la parte media de la sección (Fig. 7.17D).

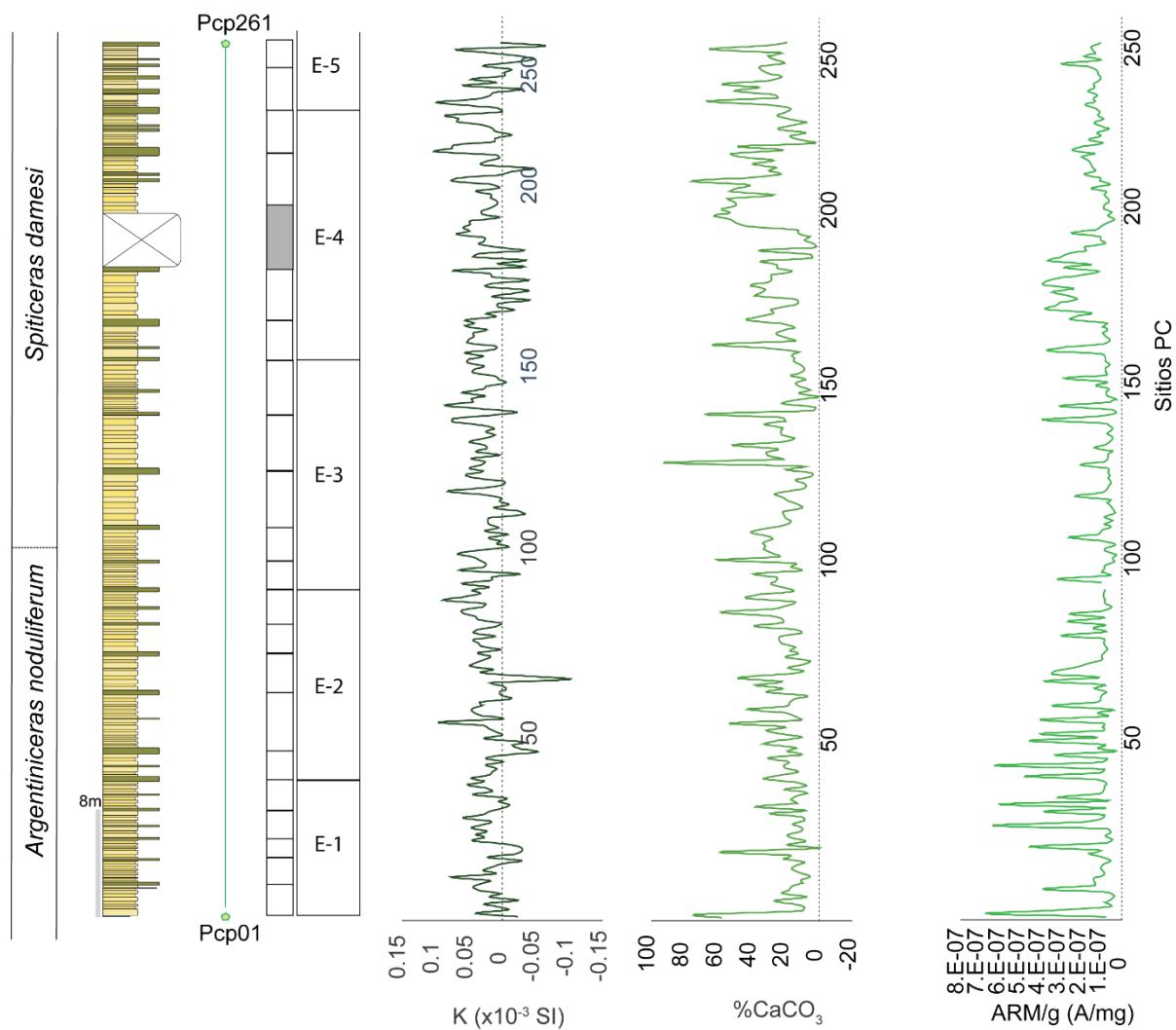


Fig. 7.16: Sección Puerta Curaco y proxies obtenidos para al análisis cicloestratigráfico. De izquierda a derecha: Zonas de amonites, perfil litológico, sitios de muestreo, *bundles* y *superbundles* observados en el campo, valores de susceptibilidad magnética en SI, porcentaje de carbonato de calcio y valores de ARM en Am/g.

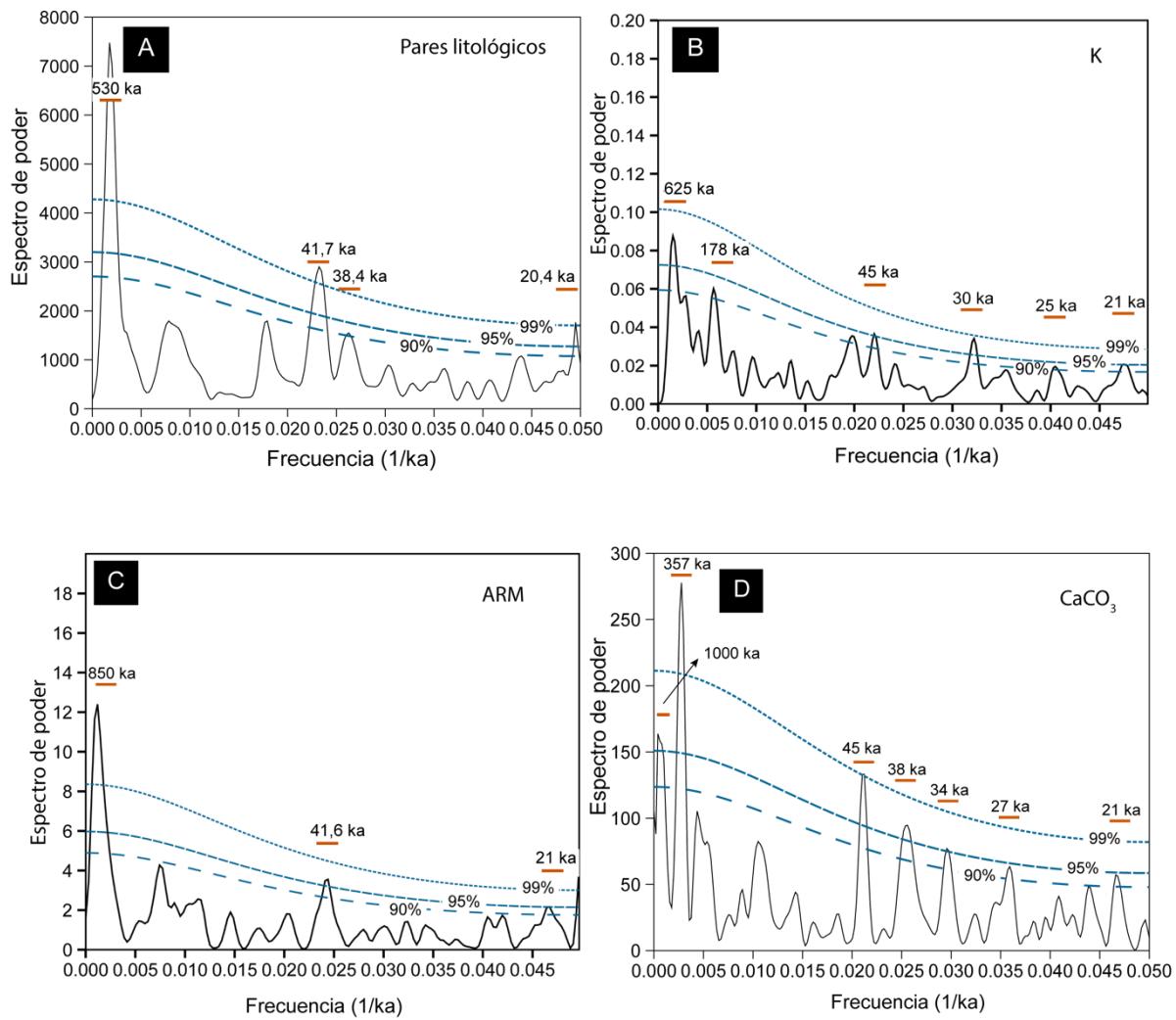
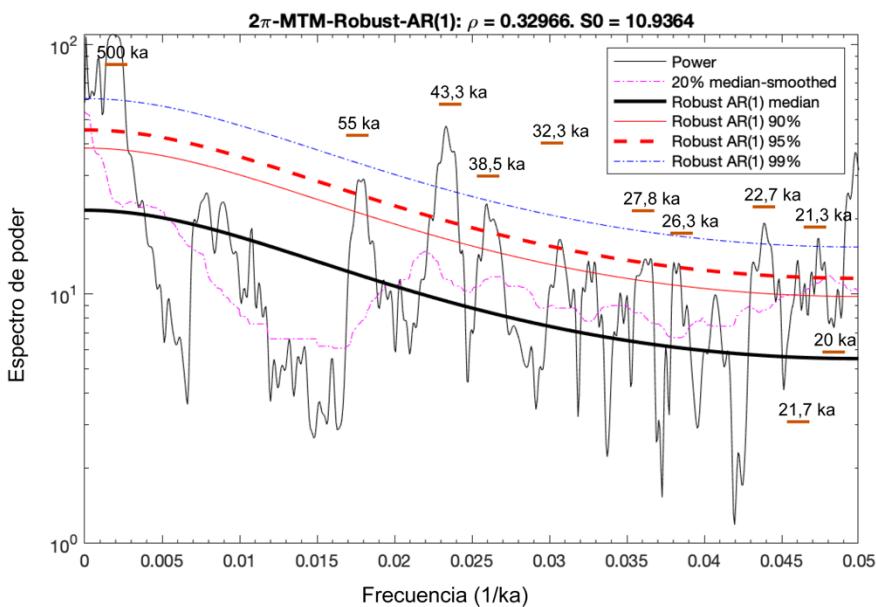


Fig. 7.17: Peridogramas Blackman-Tuckey en la sección Puerta Curaco. A) Pares litológicos, $n = 132$ y solapamiento = 3. B) Susceptibilidad magnética, $n = 261$ y solapamiento = 3. C) ARM, $n = 261$ y solapamiento = 3. D) %CaCO₃, $n = 261$ y solapamiento = 3.

A



B

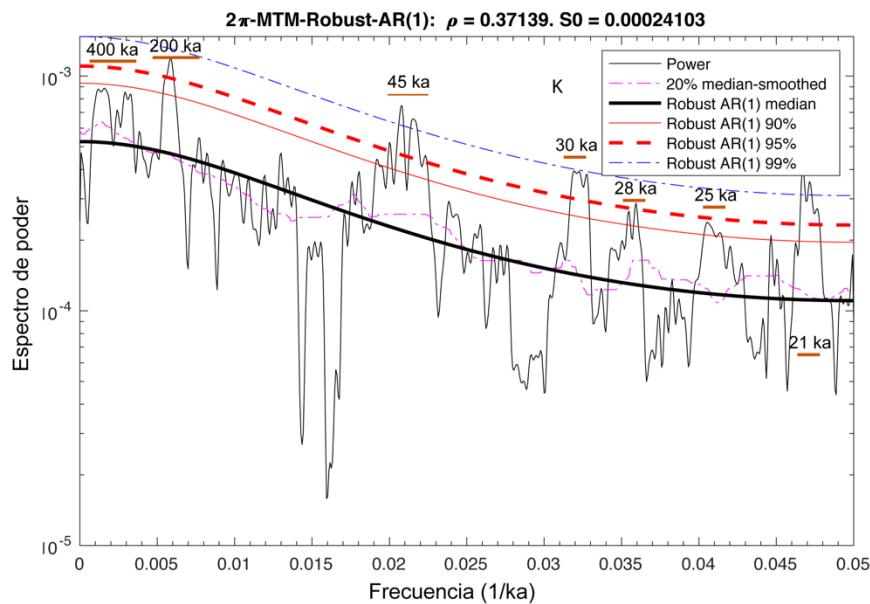
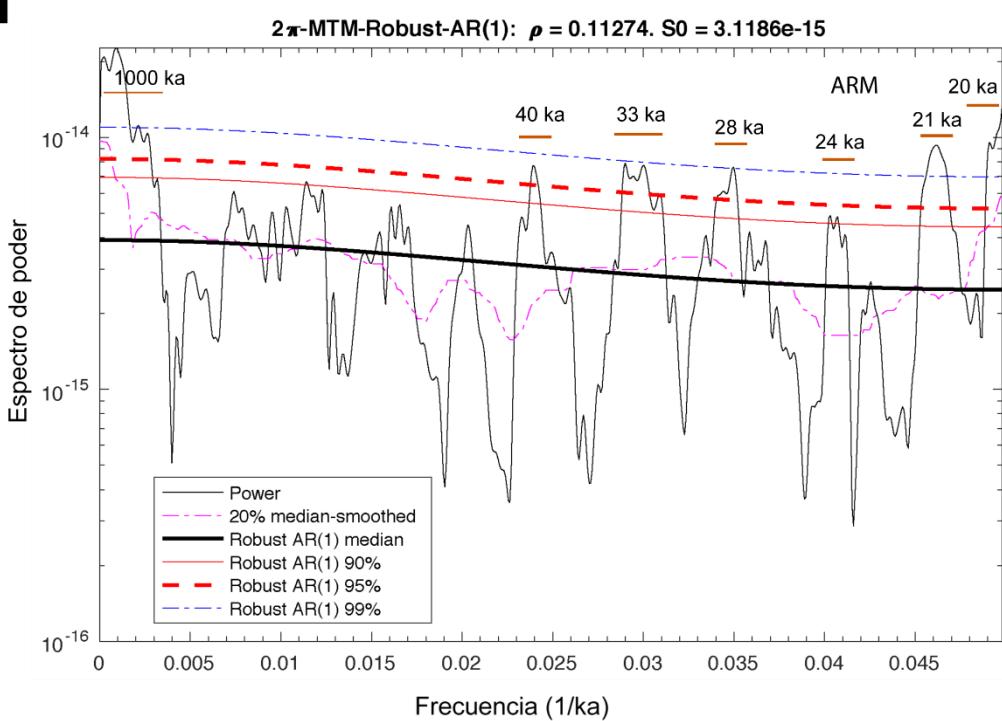


Fig. 7.18: Peridogramas Multitaper para la sección Puerta Curaco. A) Pares litológicos ($n = 132$). (B) Susceptibilidad magnética ($n = 261$).

A



B

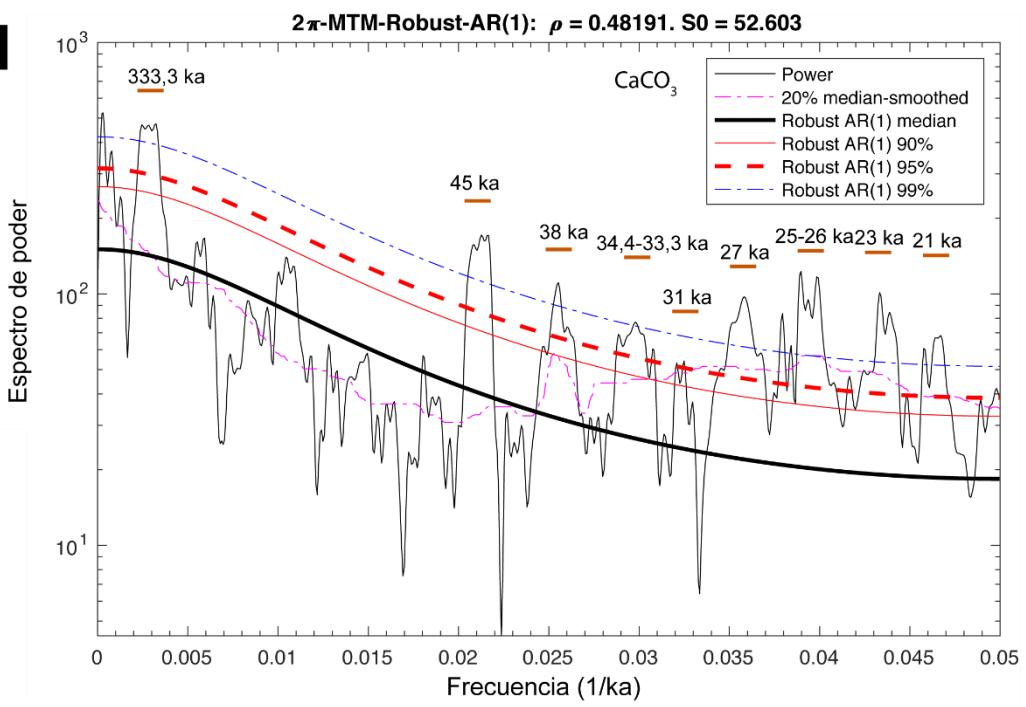


Fig. 7.19: Peridogramas Multitaper, modelo robusto, para la sección Puerta Curaco. A) ARM, $n = 261$
B) $\% \text{CaCO}_3$, $n = 261$.

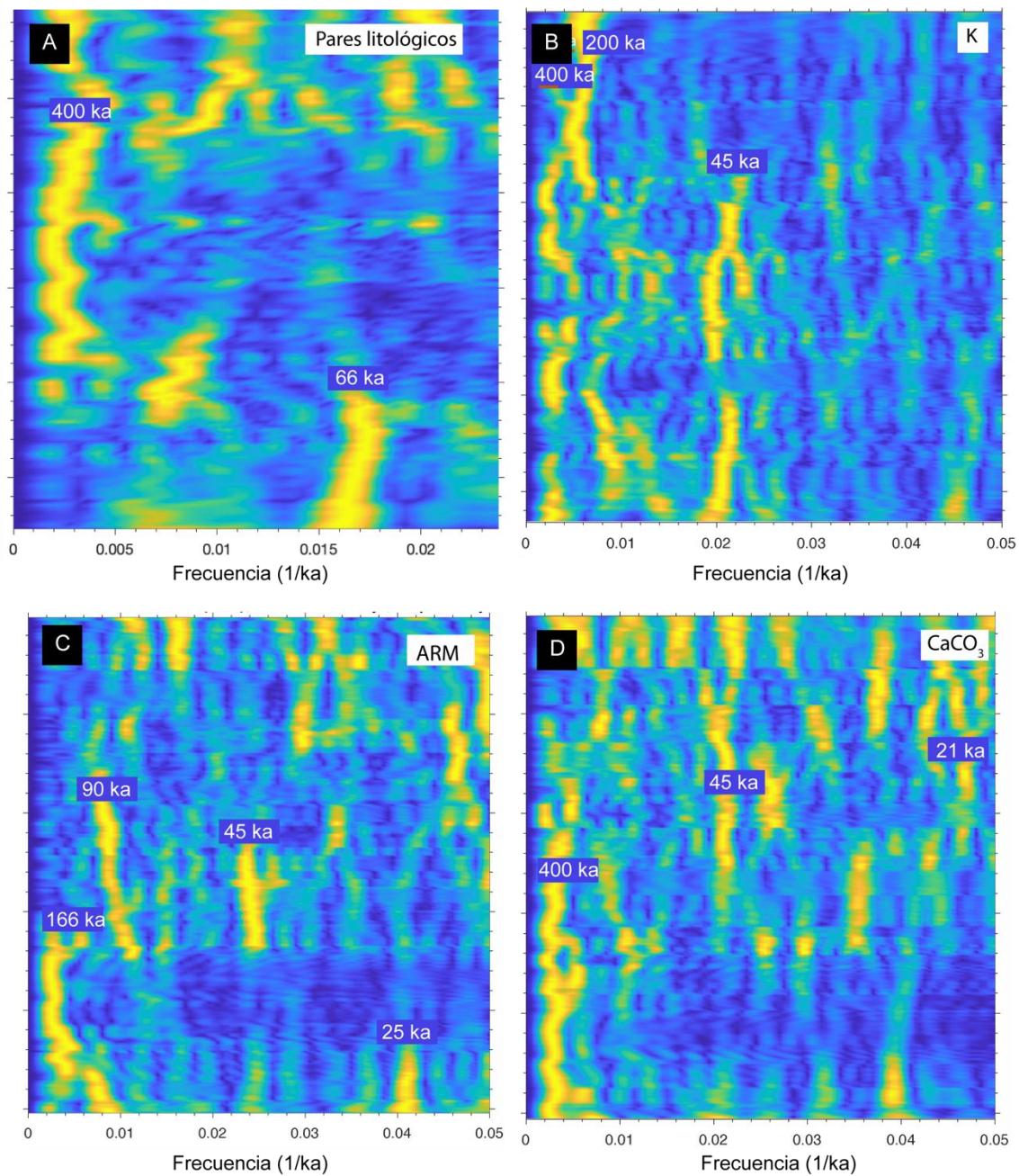


Fig. 7.20: Espectro evolutivo basado en la Transformada Rápida de Fourier (FFT) para la sección Puerta Curaco. A) Pares litológicos, donde se observan periodicidades de 400 ka y 66 ka. B) Susceptibilidad magnética, con periodicidades de 400 ka, 200 ka y 45 ka. C) ARM, con periodicidades dispersas de 166 ka, 90 ka, 45 ka y 25 ka. D) %CaCO₃, con periodicidades de 400 ka, 45 ka y 21 ka.

Sección Cuesta del Chihuido

Se muestreó una porción de c. 30 m de la sección Cuesta del Chihuido, de la cual se obtuvieron 125 muestras. Este tramo comprende la Zona de *Corongoceras alternans* y Zona de *Substeueroceras koeneni*, habiéndose calculado una periodicidad de ~20 ka, consistente con el valor asignado a la precesión.

En esta sección ya existía un estudio cicloestratigráfico previo basado en el análisis espectral a partir de ritmos litológicos mediante el método Blackman-Tuckey (Kietzmann *et al.* 2015, 2018b, 2020a), donde se reconocieron periodicidades de 403, 95 y 20 ka. A partir del tramo estudiado en esta tesis, se reconocen dos picos por encima del nivel de confiabilidad del 99%, que corresponden a periodicidades de 20,8 ka y 33,4 ka y tres picos por encima del nivel de confiabilidad del 95%, que corresponden a periodicidades de 38,5, 67,1 y 100 ka (Fig. 7.22A). Estos valores difieren de los obtenidos previamente por Kietzmann *et al.* (2015, 2018b, 2020a) ya que no se obtienen periodicidades de 400 ka y sí se reconocen aquellas cercanas a los 40 ka. Esto puede deberse a la densidad de muestreo empleada, siendo esta de $n = 124$ vs. los $n = 495$ elaborados por los autores mencionados. Por otro lado, el método Multitaper muestra cinco picos por encima de los niveles de significancia, que corresponden a periodicidades de 20,4, 20,8, 34,5, 37,5, 28,5, 47,6 ka (Fig. 7.23A).

En el análisis espectral a partir de susceptibilidad magnética se reconocen dos picos de frecuencias estadísticamente significativas, que corresponden a las periodicidades de 133 y 33 ka (Fig. 7.22B). Por otro lado, el método Multitaper muestra seis picos por encima de los niveles de significancia que corresponden a las periodicidades de 20, 22, 23, 33, 133 y 166 ka (Fig. 7.23B). El espectro evolutivo FFT muestra que las periodicidades de 21-23, 34 y ~100 ka son persistentes lo largo de la sección, mientras que la de 50 ka domina en la parte superior de la sección (Fig. 7.22A).

En el análisis espectral de ARM se reconocen tres frecuencias estadísticamente significativas en 20, 22 y 434 ka (Fig. 7.22C), mientras que en el espectro Multitaper se reconocen nueve picos que superan el nivel de confiabilidad de 95%, que corresponden a 21, 23, 30-38, 40, 80 y 400 ka (Fig. 7.23C).

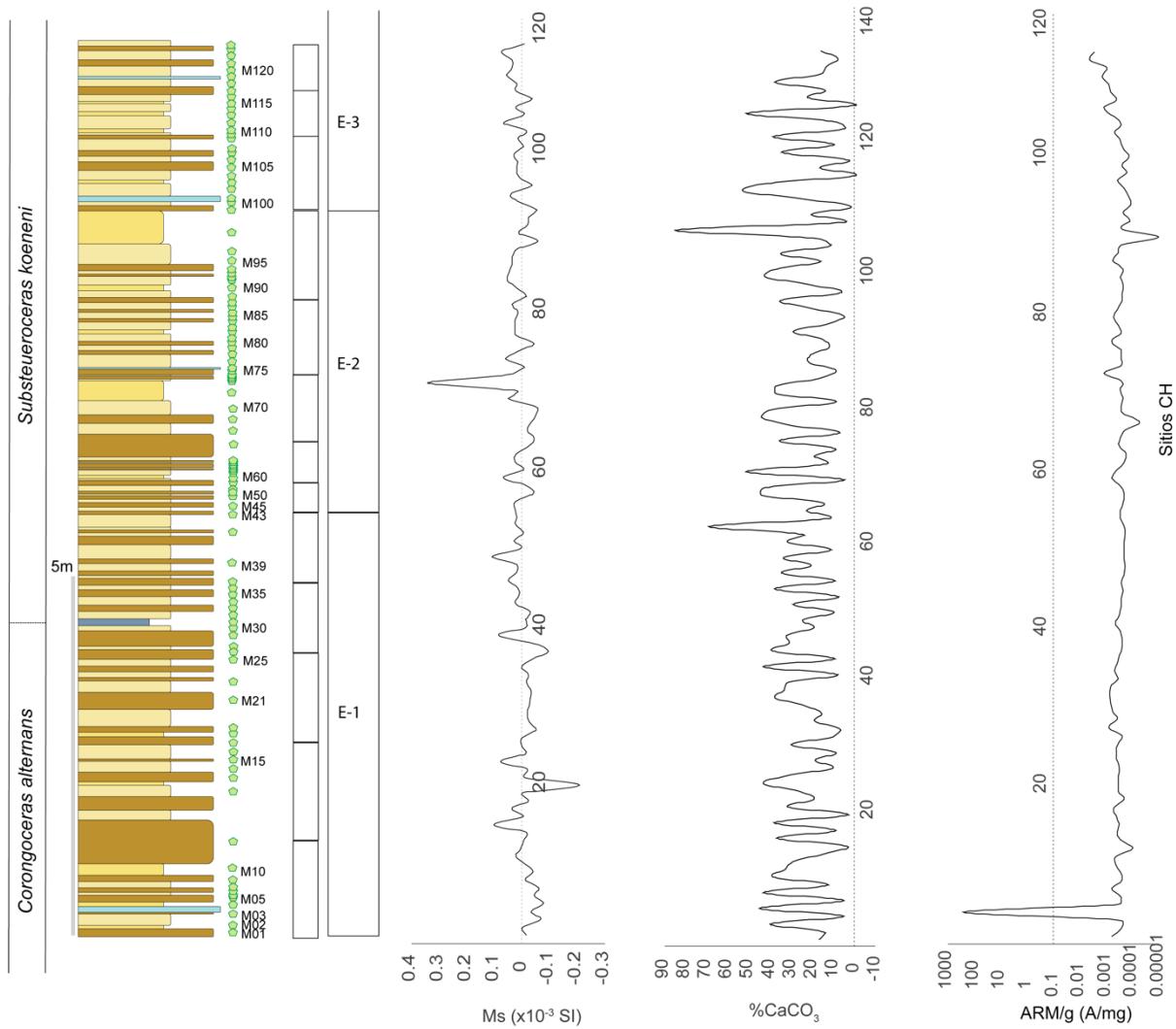


Fig. 7.21: Sección Cuesta del Chihuido y proxies obtenidos para al análisis cicloestratigráfico. De izquierdo a derecha: zonas de amonites, perfil litológico, sitios de muestreo, ciclos de excentricidad de alta y baja frecuencia, valores de susceptibilidad magnética en SI, porcentaje de carbonato de calcio y valores de ARM en Am/g.

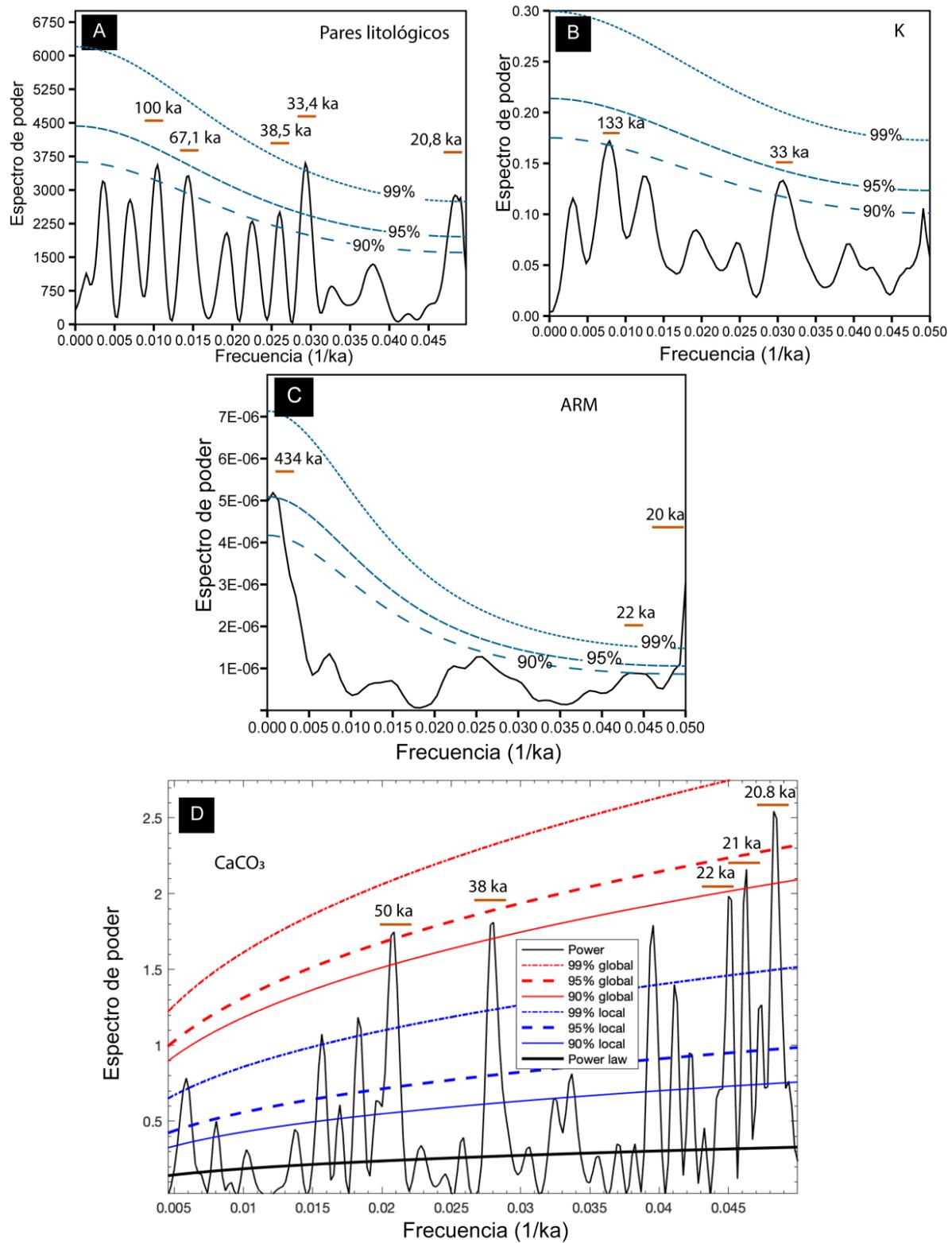


Fig. 7.22: Períodogramas Blackman-Tuckey y Lomb Scargle en la sección Cuesta del Chihuido. A) Pares litológicos, $n = 124$ y solapamiento = 3. B) Susceptibilidad magnética, $n = 125$ y solapamiento = 3. C) ARM, $n = 125$ y solapamiento = 3. D) %CaCO₃, $n = 125$ y solapamiento = 3.

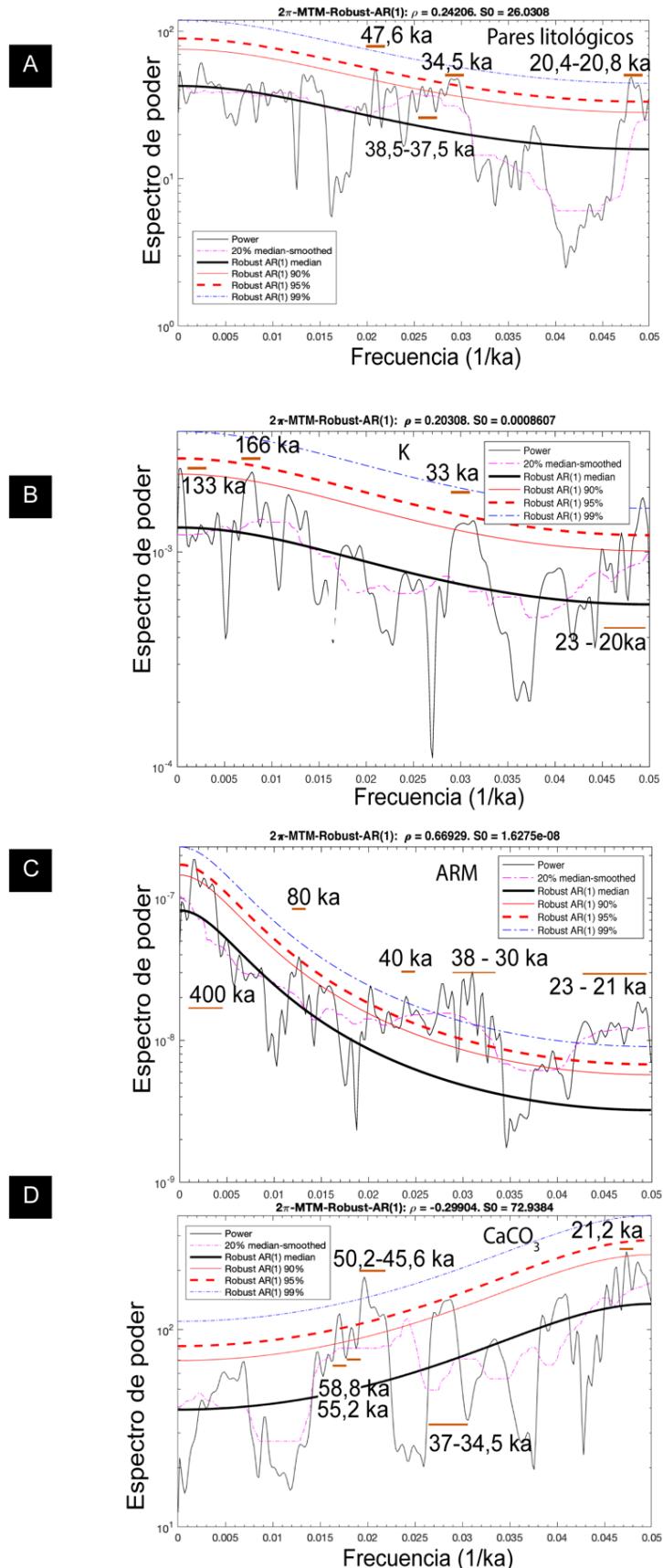


Fig. 7.23: Peridogramas Multitaper, modelo robusto, para la sección Cuesta del Chihuido. A) Susceptibilidad magnética (K), n = 125. (B) ARM, n = 125. C) %CaCO₃, n = 125.

El espectro evolutivo de la transformada rápida de Fourier para la serie temporal de ARM muestra una buena persistencia de las periodicidades de 43 y 125 ka a lo largo de la sección (Fig. 7.24B).

En el peridograma Lomb Scargle se distinguen cinco picos estadísticamente significativos que corresponden a periodicidades de 20,8, 22, 38 y 50 ka (Fig. 7.22D). El peridograma Multitaper permite distinguir cinco picos por encima de los niveles de significancia que corresponden a periodicidades de 21,2, 37-34,5, 50,2-45,6, 55,2 y 58,8 ka (Fig. 7.23D). El espectro evolutivo FFT muestra solamente buena persistencia a lo largo de la sección para la periodicidad de 22 ka (Fig. 7.24C).

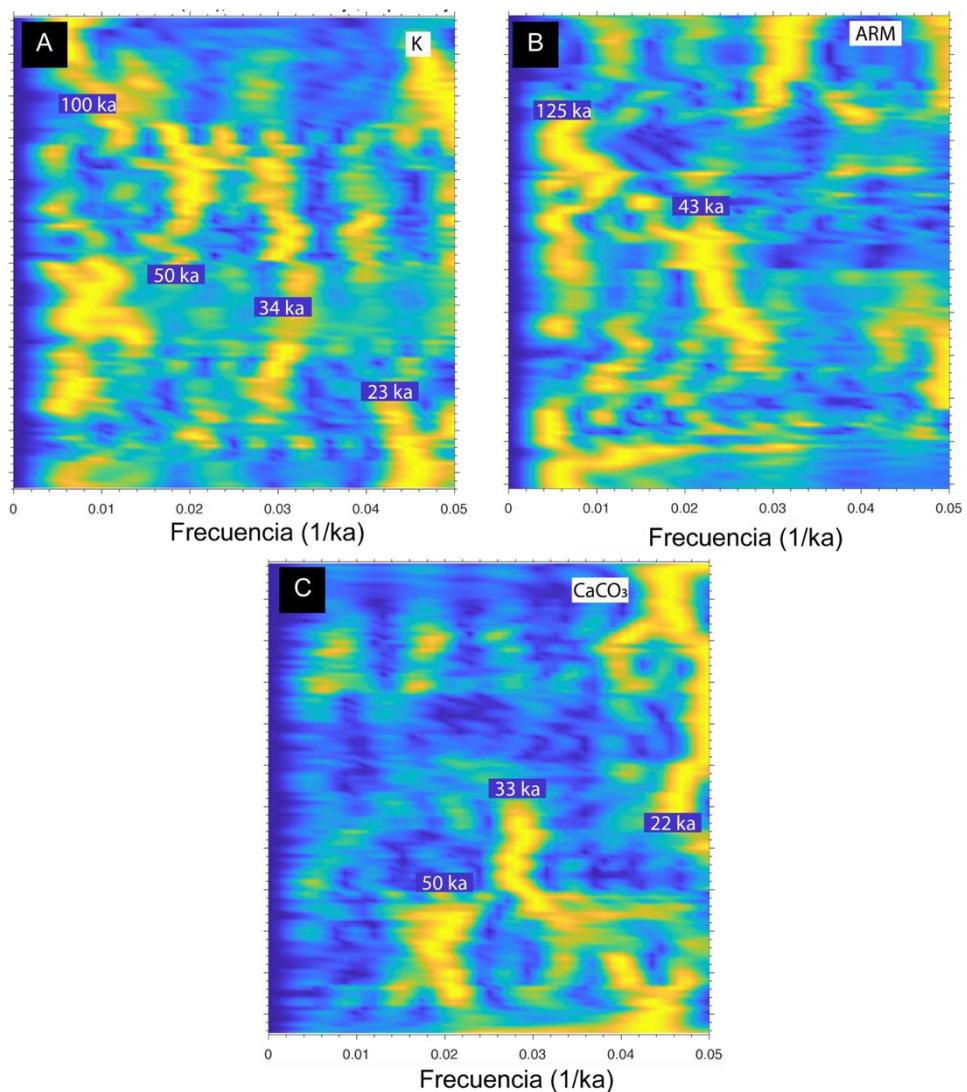


Fig. 7.24: Espectro evolutivo basado en la Transformada rápida de Fourier (FFT) para la sección Cuesta del Chihuido. A) Susceptibilidad magnética (K), con periodicidades de 23 ka, 34 ka, 50 ka y 100 ka. B) ARM, con periodicidades de 125 ka y 43 ka. C) %CaCO₃, con periodicidades de 22 ka, 33 ka y 50 ka.

7.5.3 Interpretación de los resultados

Como fue demostrado por otros autores previamente, la dinámica de deposición de la Formación Vaca Muerta estuvo fuertemente influenciada por factores orbitales, los que habrían ejercido un control de primer orden particularmente sobre la deposición de los carbonatos (Kietzmann *et al.* 2011, 2015, 2018b, 2020a, 2021a). El análisis de ciclicidad realizado a partir de diferentes proxies en las tres secciones estudiadas, registra también la presencia de frecuencias que se encuentran dentro de la banda de frecuencias de Milankovitch (Tabla 2).

En la sección Los Catutos, el análisis de los ritmos litológicos, muestra periodicidades que varían entre 117,6 y 285,7 ka, 34 y 40 ka, 21,3 y 25,9 ka y luego una periodicidad de 406 ka. Las periodicidades de entre 117,6 y 285,7 ka pueden ser asignadas al ciclo de excentricidad de alta frecuencia (e), la cual presenta dos frecuencias principales de 95 ka y 126 ka, mientras que la periodicidad de 406 ka puede ser asignada al ciclo de excentricidad de baja frecuencia (E) (de Boer y Smith 1994, Fischer 1991). La periodicidad de 285,7 ka podría ser resultado de un artificio estadístico y estar representando la repetición de ciclos de 100 ka que no llegan a definirse bien. Luego, las periodicidades de 34-40 ka podrían atribuirse al ciclo de oblicuidad, que de acuerdo con Fischer (1991) y Berger y Loutre (1994) presenta una periodicidad media de 41 ka y valores extremos de 29 ka y 54 ka. Por último, las periodicidades 21,3-25,9 ka pueden ser asignadas al ciclo de precesión, el cual presenta una periodicidad media de 21 ka, junto con otras frecuencias de relevancia cercanas a 19 ka y 23 ka (Weedon 2003) (Tabla 2).

Los datos de susceptibilidad magnética (k) muestran periodicidades que varían entre 1000-800 ka, 200 ka, 34-62,5 ka y 21-28 ka. El primer par sería resultado de un artificio estadístico dado que la serie estudiada no permite resolver frecuencias tan altas, la periodicidad de 200 ka podría asignarse a la repetición de dos ciclos de excentricidad de alta frecuencia (de Boer y Smith 1994; Fischer 1991),

las periodicidades de 34-62,5 ka pueden ser asignadas a ciclos de oblicuidad y por último aquellas que varían entre 21 y 28 ka a precesión (Fischer 1991; Berger y Loutre 1994; Weedon 2003) (Tabla 2).

En la sección Puerta Curaco, el análisis de los ritmos litológicos muestra periodicidades que varían entre 500-530 ka, 32,2-55 ka y 20-27,8 ka. El primer par, podría asignarse a ciclos de excentricidad de baja frecuencia (~ 400 ka, E), que si bien es más regular que el de baja frecuencia podría no estar del todo definido en esta serie. Las periodicidades de 32,2-55 ka pueden ser asignadas a ciclos de oblicuidad y por último las que varían entre 20 y 27,8 ka a precesión (Fischer 1991; Berger y Loutre 1994; Weedon 2003) (Tabla 2).

La serie temporal construida a partir de susceptibilidad magnética presenta periodicidades que varían entre 400 y 626 ka, 178 y 200 ka, 30 y 45 ka, y 21 y 28 ka. El primer par puede ser asignado a ciclos de excentricidad de baja frecuencia (E), el segundo, si bien se aleja un poco de las frecuencias principales, a ciclos de excentricidad de alta frecuencia (e) (de Boer y Smith 1994; Fischer 1991), las periodicidades 30-45 ka a ciclos de oblicuidad y, por último, las que varían entre 21-28 ka a precesión (Fischer 1991; Berger y Loutre 1994; Weedon 2003) (Tabla 2).

La serie temporal construida a partir del %CaCO₃ presenta periodicidades de 1000 ka, 333,3-357 ka, 31-34 ka y 21-27 ka. La primera, no puede ser asignada a ninguna frecuencia de la banda de Milankovitch y probablemente sea resultado de un artificio estadístico. Las segundas pueden ser asignadas a ciclos de excentricidad de baja frecuencia (E), luego las periodicidades 31-34 ka a ciclos de oblicuidad y las últimas a precesión (Fischer 1991; Berger y Loutre 1994; Weedon 2003) (Tabla 2).

Por último, la serie temporal construida a partir de ARM, presenta periodicidades que varían entre 850-1000 ka, 33-41,6 ka y 20-28 ka. Las primeras no pueden ser asignadas a frecuencias dentro de la banda de Milankovitch, aquellas entre 33 y 41,6 ka pueden ser asignadas a ciclos de oblicuidad y las que varían entre 20 y 28 ka a ciclos de precesión (Fischer 1991; Berger y Loutre 1994; Weedon 2003) (Tabla 2).

En la sección Cuesta del Chihuido, el análisis de ritmos litológicos muestra periodicidades de 100 ka, 34,5-67,1 ka y 20,4-20,8 ka. La primera puede ser asignada al ciclo de excentricidad de alta frecuencia (e) (De Boer y Smith 1994,

Fischer 1991), las segundas al ciclo de oblicuidad y las terceras al de precesión (Fischer 1991; Berger y Loutre 1994; Weedon 2003) (Tabla 2). La serie de susceptibilidad magnética (k) presenta periodicidades que varían entre 133-166 ka, 33 ka y 20-23 ka. Las primeras pueden asignarse a ciclos de excentricidad de alta frecuencia (e), la segunda al ciclo de oblicuidad y el tercer par a ciclos de precesión (Fischer 1991; Berger y Loutre 1994; Weedon 2003) (Tabla 2). La serie de %CaCO₃ presenta periodicidades que varían entre 34,5-58,8 ka y 20,8-22 ka, asignables al ciclo de oblicuidad y al de precesión respectivamente. Por último, la serie temporal de ARM presenta periodicidades que varían entre 400-434 ka, 80 ka, 30-40 ka y 21-23 ka. Las periodicidades de 400-434 ka pueden ser asignadas al ciclo de excentricidad de baja frecuencia (E), la de 80 ka al ciclo de excentricidad de alta frecuencia (e), las de 30-40 ka al ciclo de oblicuidad y las últimas al de precesión (Tabla 2).

Los Catutos (LC)							
	Periodicidades (ka)						
	Excentricidad		excentricidad		Oblicuidad		Precesión
	Blackman	Multitaper	Blackman	Multitaper	Blackman	Multitaper	Blackman
Pares litológicos	406	1000	119	285,7/117,6	40/34	66	25,9/25/22,7/21,3
Susceptibilidad magnética	800	1000	200	200	62,5	62,5/34	28/21
Puerta Curaco (PC)							
Pares litológicos	530	500	66	-	41,7/38,4	55/43,3/38,5/32,3	20,4
Susceptibilidad magnética	626	400	178	200	43/30	45/30	25/21
ARM	850	1000	-	-	41,6	40/33	21
%CaCO ₃	1000	333,3	357	-	45/38/34	45/38/34/31	27/21
Cuesta del Chihuido (CH)							
Pares litológicos	-	-	100	-	67,1/38,5/33,4	47,6/38,5/37,5/34,5	20,8
Susceptibilidad magnética	-	-	133	133/166	33	33	-
ARM	434	-	-	80	-	38/30	22/20
%CaCO ₃	-	-	-	-	50/38	58,8/55,2/50,2-45,6/37-34,5	28/22/21
							21,2

Tabla 2: Síntesis de las periodicidades halladas en las tres secciones estudiadas a partir del análisis espectral de series de Fourier.

A partir de estos resultados se puede observar, en primer lugar, que los ritmos litológicos y la susceptibilidad magnética (k) en las tres secciones constituyen un proxy exitoso para preservar la señal dado que registran frecuencias asignables a ciclos de excentricidad de alta y baja frecuencia, precesión y en menor medida de oblicuidad.

Para evaluar la persistencia de las periodicidades a lo largo del tiempo se pueden observar los espectros evolutivos de la transformada rápida de Fourier (FFT). Aquí muestran, para el caso de ritmos litológicos, buena persistencia a lo largo de las secciones de las periodicidades de 100 y 400 ka, y de las periodicidades cercanas a 20 ka en el sector inferior y medio. Las periodicidades

cercanas a 40 ka se encuentran restringidas al sector medio o ausentes. Para la susceptibilidad magnética (k) se observa una distribución irregular de las periodicidades cercanas a 21 ka, predominantes en los tramos inferior y medio de las secciones, mientras que las periodicidades de 100 y 400 ka presentan regularidad y persistencia en toda la extensión de las secciones estudiadas. Las periodicidades asignables al ciclo de oblicuidad muestran distribución irregular, al igual que en caso anterior, dominando el sector medio e inferior.

En segundo lugar, si bien el $\%CaCO_3$ no registra frecuencias claras de 100 y 400 ka, sí registra algunas asignables a ciclos de excentricidad de baja frecuencia y registra periodicidades asignables a precesión y oblicuidad, por lo que se puede considerar un proxy que logra registrar la señal orbital adecuadamente, al igual que los dos anteriores. Al observar los espectros evolutivos de la transformada rápida de Fourier (FFT), en el caso de la sección Puerta Curaco, muestra una buena persistencia de la periodicidad de 400 ka, así como de las de 45 y 21 ka particularmente a partir de la parte media de la sección, y en el caso de la sección Cuesta del Chihuido muestra solamente una buena persistencia de la periodicidad de 22 ka a lo largo de toda la sección.

Por último, la intensidad de ARM no parecería comportarse como los otros tres proxies estudiados. En el caso de la sección Puerta Curaco, solamente registra periodicidades asignables a ciclos de oblicuidad y precesión, mientras que en la sección Cuesta del Chihuido registra periodicidades asignables a excentricidad de alta y baja frecuencia, oblicuidad y precesión. A su vez, al observar los dos espectros evolutivos de la transformada rápida de Fourier (FFT) elaborados a partir de este proxy, se observa una muy baja persistencia a lo largo de las secciones de todas las periodicidades observadas, se ven zonas de mayor intensidad aisladas en distintos sectores y sin mostrar una clara consistencia entre secciones. Al no ser estables a lo largo de la sección, los minerales ferromagnéticos no estarían registrando el proceso cíclico y esto, en conjunto con las periodicidades erráticas aisladas mediante este proxy, sería indicativo de que no está registrando la señal orbital de manera tan eficiente como los otros tres proxies utilizados.

En todos los casos, se puede ver que las frecuencias suelen aparecer de a pares, es decir, aquellas que corresponden a ciclos de excentricidad aparecen con aquellas que corresponden a precesión y en ocasiones está presente el ciclo de oblicuidad. Los dos primeros ciclos se encuentran mejor registrados y se mantienen

a lo largo de las secciones, mientras que el ciclo de oblicuidad aparece más aislado, lo que responde al síndrome de precesión-excentricidad probado previamente por Kietzmann *et al.* (2015, 2018a, 2020a). El ciclo de oblicuidad, debido a la posición latitudinal de la Cuenca Neuquina para el Jurásico superior cumple un rol menor en la distribución de la insolación (Berger y Loutre 1994), por lo que es lógico que aparezca subordinado en la unidad.

Aquí queda evidenciado que los parámetros paleomagnéticos, en este caso la susceptibilidad magnética, y por ende las variaciones en la concentración de minerales magnéticos pueden estar controladas por parámetros orbitales y registrar frecuencias de Milankovitch.

7.6 Discusión

7.6.1 Transferencia de la señal orbital al registro sedimentario

Distintos mecanismos fueron propuestos para explicar la transferencia de las variaciones orbitales al registro sedimentario (e.g. Einsele 1982; Einsele y Ricken 1991; Einsele y Seilacher 2012). Entre aquellos procesos primarios o sín sedimentarios, inicialmente se describieron cuatro mecanismos: productividad, dilución, disolución y redox.

Los ciclos de productividad consisten en fluctuaciones de la productividad del plancton en las aguas superficiales, donde la contribución de los sedimentos clásticos se mantiene relativamente constante (Prell y Hays 1976; Einsele 1982).

Las variaciones en la productividad son un mecanismo común en ambientes pelágicos y hemipelágicos (Einsele 1982; Einsele y Ricken 1991). Con el tiempo, se fueron incorporando variaciones al mecanismo original propuesto por Einsele y Ricken (1991), tales como mecanismos de exportación de sedimentos carbonáticos desde áreas someras, denominado ciclos de dilución carbonática por Pittet y Strasser (1998) o ciclos de exportación por Bádenas *et al.* (2003). Este último, se relaciona con variaciones en la producción de carbonatos en áreas someras relacionadas con fluctuaciones en el nivel del mar o con cambios en la temperatura del agua. La expresión en el registro sedimentario de este tipo de ciclos resulta en

espesores mayores o similares del par carbonático versus el par clástico (Einsele y Ricken 1991). También son consideradas variaciones al mecanismo de productividad las fluctuaciones en la disponibilidad de nutrientes en la superficie del agua que darían origen a los denominados ciclos de fertilidad (Premoli Silva *et al.* 1989). En momentos en los cuales los parámetros orbitales favorecen los climas cálidos aumenta la producción de carbonatos dando por resultado registros con mayores espesores de estos por sobre los terrígenos.

Los ciclos de dilución, por el contrario, son generados cuando la producción de carbonatos biogénicos es constante y existe una fluctuación en el aporte de sedimentos clásticos relacionados a variaciones en los sistemas fluviales, eólicos o glaciarios, como respuesta a cambios climáticos o cambios del nivel del mar (Sarnthein 1978; Dominik y Stoffers 1979; Einsele 1982; Einsele y Ricken 1991).

Los ciclos de disolución están relacionados a variaciones en la posición de la lisóclina (Flügel y Fenninger 1966, Dean *et al.* 1981; Volat *et al.* 1980; Einsele 1982; Einsele *et al.* 1991). El resultado de estos ciclos son secuencias compuestas por hemiciclos de margas espesas y calizas finas, las cuales son muy difíciles de distinguir de aquellas generadas por ciclos de dilución.

Finalmente, los ciclos redox se relacionan a fluctuaciones en la oxigenación en el fondo marino, la variación en el influjo de materia orgánica terrestre o marina y la producción carbonática en la superficie, y se manifiestan a partir de la alternancia de carbonatos bioturbados y lutitas negras ricas en materia orgánica (Berger 1979; de Boer 1982, 1991).

Einsele y Seilacher (1982) consideran que los mecanismos de transferencia pueden coexistir, pero en general alguno de los mecanismos domina por sobre los demás.

El origen primario de la ritmicitad en la Formación Vaca Muerta fue discutido por Kietzmann (2011) y Kietzmann *et al.* (2011; 2014a; 2015, 2018b, 2020a, 2021a). Estos autores, sobre la base de las características sedimentológicas y paleontológicas de la unidad, propusieron que la transferencia de la señal orbital al registro sedimentario puede ser interpretada en términos de productividad carbonática asociada a variaciones en la exportación, es decir, dilución carbonática (Pittet y Strasser 1998) o exportación carbonática (Bádenas *et al.* 2003).

Los proxies magnéticos como los aquí estudiados proveen un nuevo enfoque para analizar los mecanismos de transferencia. La susceptibilidad magnética está

asociada directamente a las variaciones litológicas y es función de la concentración de materiales magnetizables en una roca: ferromagnéticos con respuesta positiva y fuerte, paramagnéticos débil y positiva y diamagnéticos negativa (e.g. Ellwood *et al.* 2000, 2004, 2008a, b). En consecuencia, las variaciones en la susceptibilidad magnética reflejan variaciones litológicas que pueden ser debidas a componentes detríticas o a procesos postdepositacionales (e.g Boulila *et al.* 2008; Pas *et al.* 2018; Li *et al.* 2019b). Por otro lado, la intensidad de ARM no depende directamente de la litología ya que es función solamente de la concentración de los minerales ferromagnéticos y por ende no es sensible al diamagnetismo de los carbonatos. Este parámetro, por lo tanto, permite una interpretación más directa y es ideal para evaluar ciclicidad estratigráfica independientemente de la interpretación de facies (Kodama 2012a; Hinnov *et al.* 2013; Kodama y Hinnov 2015).

Como se expuso en los Capítulos 4 y 5, la mineralogía magnética de la unidad estaría dominada por minerales ferromagnéticos primarios del grupo de las titanomagnetitas, que habrían sido aportadas como partículas piroclásticas asociadas con el arco volcánico al oeste, o como partículas detríticas provenientes desde el Este (e.g. Kietzmann y Vennari 2013; Leanza *et al.* 2020a). Esto se deduce de los estudios de magnetismo de rocas realizados así como también de la observación directa de minerales ferromagnéticos al microscopio calcográfica, los cuales denotan un claro retrabajo generado por procesos sedimentarios (Fig. 4.11). Es por ello por lo que la intensidad del ARM puede ser utilizada para evaluar fluctuaciones en el aporte detrítico y por lo tanto evaluar si los ciclos de dilución están presentes como un posible mecanismo activo en la unidad.

Por otra parte, el contenido de carbonato de calcio (%CaCO₃) depende directamente del balance entre el aporte terrígeno y la producción carbonática (e.g. Ellwood *et al.* 2000; Strasser 2018; Li *et al.* 2019b), y en principio se espera que su respuesta sea similar a la distribución de los pares litológicos, es decir, mayor contenido de carbonato de calcio en el hemiciclo carbonático y menor en el hemiciclo margoso. Asimismo, este proxy debería mantener una relación de proporcionalidad inversa con la susceptibilidad magnética siempre y cuando no existan procesos postdepositacionales o diagenéticos que afecten la fábrica original de la unidad, tales como alteraciones, intrusiones, procesos tectónicos de migración de fluidos, entre otros (e.g. Ellwood y Ledbetter 1977; Ellwood *et al.* 2000; Elmore *et al.* 2012; Roberts 2015; Zhang *et al.* 2020). Esto se debe a que cuanto mayor es el

contenido de carbonato de calcio, mayor es el porcentaje de minerales diamagnéticos y por lo tanto los valores de susceptibilidad magnética decrecen (e.g. Lowrie.y Heller 1982; Freeman 1986). Ante un escenario en el cual no existe ningún proceso que haya modificado la mineralogía original de la unidad, lo esperable sería encontrar una relación inversa en todos los sitios de muestreo realizados en la Formación Vaca Muerta, pudiendo establecer así que el fenómeno que estaría controlando la distribución de minerales magnéticos, estaría a su vez asociado a la deposición de los carbonatos.

Al evaluar los posibles mecanismos de transferencia, Kietzmann *et al.* (2015) argumentan que los depósitos de la Formación Vaca Muerta no muestran características puramente pelágicas, ni existen evidencias que sugieran variaciones en el contenido de oxígeno a escala del ciclo de precesión, por lo que los mecanismos de productividad (Einsele 1982), fertilidad (Premoli Silva *et al.* 1989) y redox no serían adecuados, mientras que el mecanismo de exportación carbonática (Bádenas *et al.* 2003) permite explicar la ciclicidad hallada en la unidad. No obstante, los datos obtenidos en esta tesis respecto de las variaciones cíclicas halladas a partir de la susceptibilidad magnética y el contenido de carbonato de calcio permiten evaluar si mecanismo de dilución puede ser considerado también como mecanismo de transferencia.

Las secciones estudiadas están compuestas principalmente por una alternancia de bancos de margas y calizas. Los intervalos ricos en margas están asociados a episodios de inundación mientras que aquellos ricos en carbonatos a momentos de progradación de la rampa. Así, durante las transgresiones se habrían depositado margas con menor contenido de carbonato de calcio y valores de susceptibilidad magnética mayores, mientras que, durante la progradación de la rampa y la exportación de carbonatos hacia zonas distales, se habrían desarrollado intervalos con mayores contenidos de carbonato de calcio y menores valores de susceptibilidad magnética. En el campo, la expresión en afloramiento generada por ciclos de exportación carbonática se expresa en secuencias carbonáticas con espesores mayores o similares a los de margas.

Por el contrario, las secuencias cíclicas dominadas por ciclos de dilución suelen mostrar mayor espesor en los bancos de margas que en los de carbonatos, característica que no se ve reflejada en las secciones estudiadas, dado que las capas de calizas tienden a presentar espesores mayores. En cuanto al aporte

detrítico se han propuesto tres áreas de aporte para la Cuenca Neuquina durante el Jurásico Superior – Cretácico Inferior: el Sistema Sierra Pintada, el Macizo Nordpatagónico y el arco magmático andino (Uliana *et al.*, 1977; Mitchum y Uliana 1985; Spalletti *et al.* 2000, 2008; Sagasti 2005).

Como ha sido mencionado anteriormente, las series temporales de susceptibilidad magnética y contenido de carbonato de calcio registran exitosamente la señal orbital, mientras que aquellas construidas a partir de ARM no registran una ciclicidad clara, por lo que la distribución de minerales ferromagnéticos no respondería a un proceso cíclico asociado a ciclos orbitales o al menos la respuesta al forzante no fue continua en el tiempo. Esto, permite apoyar lo concluido por Kietzmann *et al.* (2015) a partir del estudio de ritmos marga-caliza acerca de que la deposición de la Formación Vaca Muerta estuvo controlada por la acción de ciclos de exportación y, en este caso, que tanto el comportamiento de la susceptibilidad magnética como el del contenido de carbonato de calcio responden a este mecanismo.

Se podría pensar que el mecanismo de dilución también podría explicar el comportamiento de la susceptibilidad magnética, aunque la tendencia general en la unidad es de bancos de calizas más espesos que los bancos de margas, expresiones características del mecanismo de exportación. Sin embargo, otra evidencia contrapuesta a la presencia de este mecanismo es que el contenido de componentes detríticas en la unidad suele presentarse en concentraciones muy bajas, el cuarzo, feldespato y las micas < 10 % y los minerales de arcilla entre 10 y 30 % llegando a un 40 % hacia el Berriásano – Valanginiano cuando el sistema se vuelve más clástico (Kietzmann *et al.* 2016a, b, 2018a, 2020b; Kietzmann y Rodríguez Schelotto 2018; Capelli *et al.* 2018, 2020), lo que sugiere que el mecanismo de dilución no fue dominante a lo largo de toda la extensión de la unidad.

Otro aspecto interesante de analizar es la ausencia de una ciclicidad marcada en las series construidas a partir de ARM. Esta característica podría estar relacionada con la ausencia del mecanismo de dilución o bien con otros factores que distorsionan la señal cíclica. Si bien la tendencia general observada es que la susceptibilidad magnética y el contenido de carbonato de calcio mantienen una relación de proporcionalidad inversa, hay sectores en donde esta relación no se cumple, lo que podría indicar que existe algún factor además del puramente

litológico afectando la concentración de minerales magnéticos y por lo tanto estar distorsionando la señal de ARM (Fig. 7.25).

La proliferación de sulfuros de hierro tales como pirita y sus alteraciones (ver Capítulo 4), generados como parte de un proceso diagenético (e.g. Roberts 2015), podría estar modificando los valores de susceptibilidad magnética y alterando la relación inversa esperada. Además, la sección Cuesta del Chihuido se encuentra intruida por una serie de filones (ver Capítulo 2 y 5) cuyo proceso de emplazamiento podría haber generado un aporte calórico y como resultado un cambio en la mineralogía original de la unidad. En la Figura 7.25 se puede observar que hay ciertos sitios de muestreo en los que la relación no se mantiene, pero la tendencia general creciente/decreciente sí.

En el caso de la sección Puerta Curaco (Fig. 7.25A), tanto la susceptibilidad magnética como el contenido de carbonato de calcio varían notablemente, mientras que en la sección restante (Fig. 7.25B) el contenido de carbonato de calcio presenta una marcada variación entre los sitios de muestreo y la susceptibilidad magnética presenta valores más regulares hacia el sector medio de la sección, donde se destacan algunos picos a los 20, 40 y 70 m de la base.

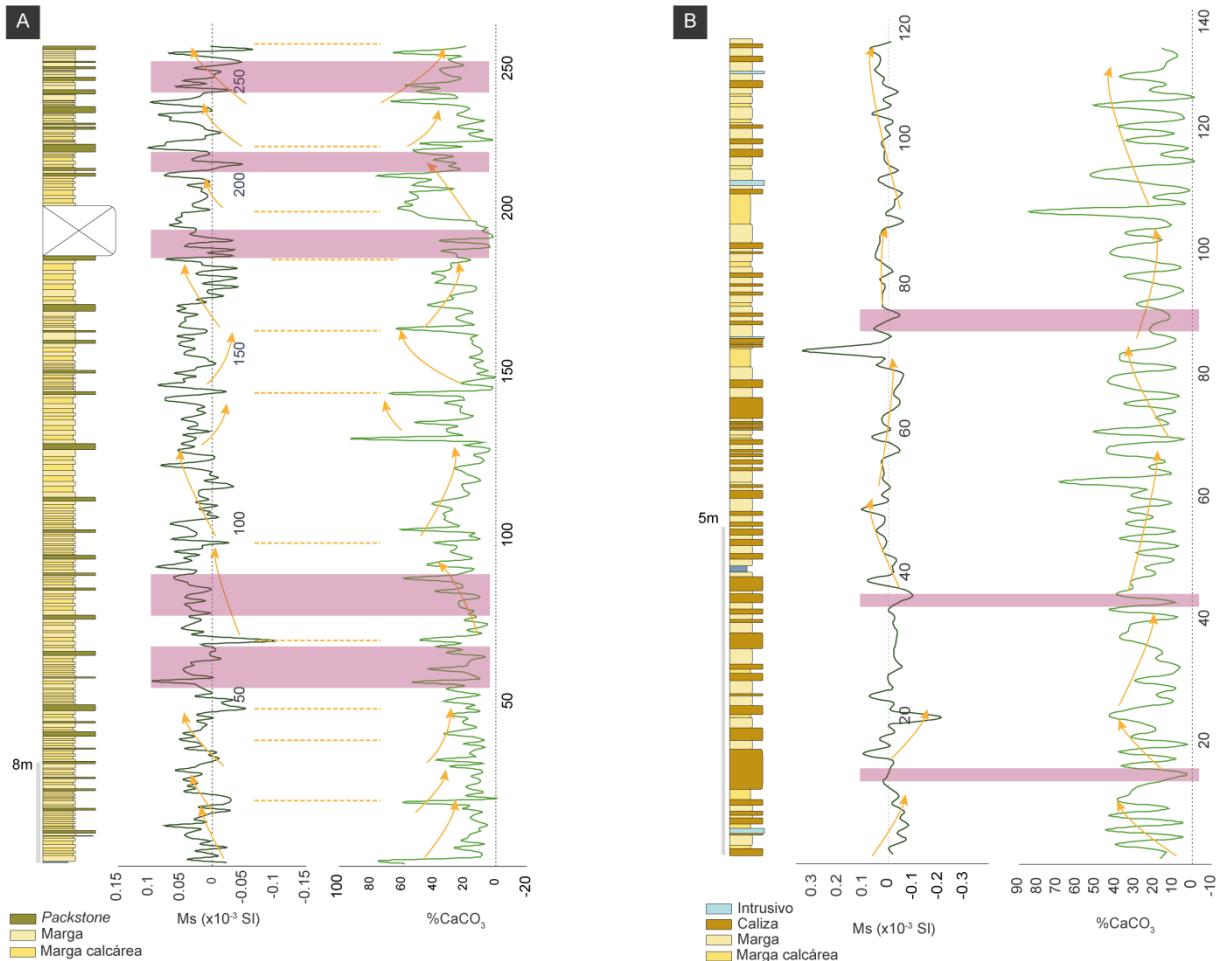


Fig. 7.25: Ejemplo de las variaciones de susceptibilidad magnética y del contenido de carbonato de calcio (%CaCO₃) en la Formación Vaca Muerta. A) Sección Puerta Curaco y B) Sección Cuesta del Chihuido. Se observa en la tendencia general la relación de proporcionalidad inversa entre ambos proxies. De izquierda a derecha: columna litológica, variación de susceptibilidad magnética y variación de contenido de carbonato de calcio. En violeta: tramos en los cuales la relación de proporcionalidad inversa no se mantiene.

Por otro lado, se interpreta que la titanomagnetita tiene un origen esencialmente piroclástico, por lo que provino del arco activo durante el Jurásico (ver Capítulos 4 y 5) y por lo tanto su deposición ocurrió a partir de pulsos independiente de controles orbitales. Si bien es altamente probable que existiera un aporte recurrente de magnetita detrítica coetánea con la sedimentación, que efectivamente registraría el patrón cíclico, la deposición episódica de magnetita proveniente del arco magnético habría enmascarado la señal orbital generando una distorsión en las fluctuaciones de ARM. Teniendo esto en consideración, la concentración de minerales magnéticos podría depender de dos procesos distintos y

coetáneos, uno cíclico, relacionado al aporte detrítico y uno episódico, relacionado con la abundante actividad piroclástica que registra la Formación Vaca Muerta.

La distinción y cuantificación de magnetita detrítica y magnetita piroclástica resulta una tarea compleja, ya que los métodos geofísicos no permiten distinguir el origen de la magnetita a ese nivel. Asimismo, el estudio morfológico basado en el redondeamiento de los granos de magnetita en cortes calcográficos presenta dos grandes dificultades. En primer lugar, es probable que magnetita detrítica tenga el mismo origen que la magnetita piroclástica, ya que los depósitos de caída provenientes del arco se habrían depositado en posiciones continentales o marino someras y luego retrabajada hacia los sectores marino distales. Es por ello que, por un lado, es muy probable que no existan diferencias morfológicas sustanciales y, por el otro, la concentración de minerales magnéticos que poseen los carbonatos suele ser menor al 0,01% por volumen de la roca (e.g. Lowrie y Alvarez 1975; Lowrie y Heller 1982), haciendo muy complejo y trabajoso un estudio exitoso de este tipo. Se podría intentar concentrar los minerales pesados como se hace en sedimentitas clásicas, lo cual también sería muy difcultoso y no asegura poder realizar la distinción buscada.

Si bien existen estudios que utilizan la huella geoquímica de los óxidos de Fe y Ti para determinar la procedencia de la magnetita procedencia de manera exitosa (e.g. Grigsby 1990; Martínez Monasterio *et al.* 2000; Duparc *et al.* 2016; Jiang *et al.* 2020), este tipo de estudios no es aplicable en el caso de la Cuenca Neuquina debido a dos razones principales. En primer lugar, la baja concentración de minerales magnéticos en las calizas y las margas no permite alcanzar el número mínimo necesario de especímenes minerales para realizar un estudio estadísticamente significativo. Y, en segundo lugar, para el Tithoniano-Berriásano la procedencia detritica es similar a lo largo de toda la columna, ya que todas las áreas de aporte poseen mayormente una composición volcánica, exceptuando el sur de la cuenca, que recibió aporte de detritos de composición metamórfica, pero este sector no involucra el área estudiada en esta tesis.

En síntesis, está claro que el estudio de nuevos proxies en la Formación Vaca Muerta reabre el debate hacia si existen o no dos mecanismos simultáneos actuando en la unidad. Esta posibilidad ya fue sugerida por Kietzmann *et al.* (2011) para la Formación Vaca Muerta y para la Formación Agrio por Kietzmann y Paulin (2019) quienes propusieron la coexistencia de estos dos mecanismos para explicar

su ciclicidad. Durante los estadios de mar alto, donde ocurre la progradación de las facies someras de la rampa carbonática, se habría favorecido la exportación de carbonatos a zonas distales, siendo dominante el mecanismo de exportación (Bádenas *et al.* 2003). Sin embargo, durante los estadios de mar bajo, muy probablemente se haya favorecido el aporte clástico a la cuenca, siendo dominante el mecanismo de dilución (Einsele y Ricken 1991) por sobre el de exportación (Bádenas *et al.* 2003). Asimismo, es importante considerar las variaciones climáticas entre el sector norte de la cuenca, que se encontraba mayormente en condiciones áridas, y el sector sur de la cuenca, que habría tenido alternancias entre períodos áridos y períodos estacionales a húmedos (Kietzmann *et al.* 2014a; Capelli *et al.* 2018, 2020), lo que con seguridad debe haber condicionado el mecanismo de transferencia dominante.

En este sentido, el ciclo de precesión registrado en la unidad podría haber generado la alternancia entre condiciones climáticas húmedas y áridas y esto causados cambios en el aporte de sedimentos terrígenos (e.g. Latta *et al.* 2006; Kodama *et al.* 2010; Wu *et al.* 2012; Hinnov *et al.* 2013; Kodama 2019). En el sector norte de la cuenca, el aporte clástico sería de las secuencias volcánicas del Choiyoi y en el sector sur del Macizo Norpatagónico. Durante la fase húmeda habrían aumentado las lluvias y en consecuencia la erosión y el aporte clástico a la cuenca, mientras que durante la fase árida el aporte de terrígenos se habría inhibido y los carbonatos exportados de áreas someras se habrían acumulado en áreas distales. Por lo tanto, las variaciones en la susceptibilidad magnética, el contenido de carbonato de calcio y el ARM podrían estar relacionadas a períodos húmedos que promueven lluvias y aumentan el aporte de sedimentos terrígenos, versus momentos áridos dónde el aporte terrígeno se ve disminuido y prevalece la acumulación de carbonatos. Bajo estas condiciones los minerales magnéticos podrían provenir de la erosión del continente y su posterior depositación en la cuenca junto con el aporte de minerales magnéticos presentes en el contenido piroclástico del arco, provenientes desde el oeste.

A efectos de alcanzar un mayor entendimiento del accionar de estos procesos a nivel regional, es necesario extender el análisis hacia nuevas secciones en distintas áreas de estudio tanto del sur como del norte y centro de la Cuenca Neuquina, así como también es necesario incorporar nuevos proxies para

profundizar el estudio de los procesos responsables de la ciclicidad de la Formación Vaca Muerta.

7.6.2 Correlación con la escala orbital regional de Vaca Muerta

El análisis cicloestratigráfico llevado a cabo por Kietzmann *et al.* (2015, 2018b, 2020a) en más de 10 secciones estratigráficas, de la Formación Vaca Muerta y la Formación Agrio, permitió elaborar una escala orbital regional para el Tithoniano Temprano – Hauteriviano tardío en la Cuenca Neuquina. A partir de la información bioestratigráfica se correlacionaron los ciclos de excentricidad de baja frecuencia (E) hallados en las tres secciones estudiadas de la Formación Vaca Muerta con la escala de tiempo astronómico de la cuenca Neuquina (Kietzmann *et al.* 2018b, 2020a), Fig. 7.26) y luego, se evaluaron las duraciones mínimas de las zonas de amonites y zonas de polaridad identificadas en esta tesis.

En la figura 7.25 se observa la correlación de las secciones estudiadas con los tramos correspondientes en la escala de tiempo astronómico regional de la Formación Vaca Muerta. Los 8 ciclos de excentricidad de baja frecuencia (E) obtenidos en la sección Los Catutos se correlacionan con los ciclos $E_{vm} -1$ a $E_{vm} -8$ de la escala regional. Luego, los tres ciclos de excentricidad de baja frecuencia hallados en la sección Cuesta del Chihuido se correlacionan con los ciclos $E_{vm} -11$ a $E_{vm} -13$ de la escala regional y, por lo tanto, permiten ubicar el límite Jurásico – Cretácico que en la escala regional se encuentra entre $E_{vm} -12$ y $E_{vm} -13$.

A partir de esto se calcularon las duraciones mínimas de las zonas de amonites del intervalo estudiado de la Formación Vaca Muerta, utilizando los ciclos de excentricidad de baja frecuencia (E) de ~405 ka:

- i) Sección Los Catutos: la zona de *Virgatosphinctes andesensis* contiene dos ciclos E, con una duración mínima de 0,81 Ma, las zonas *Pseudolissoceras zitteli* y *Aulacosphinctes proximus* contienen un ciclo y medio E con una duración mínima de 0,61 Ma cada una, y por último la zona de *Windhauseniceras internispinosum* contiene tres ciclos E con una duración mínima de 1,21 Ma.

- ii)* Sección Cuesta del Chihuido: la zona de *Corongoceras alternans* presenta 3 ciclos E en la escala orbital regional y en el tramo estudiado contiene al ciclo E_{vm} -11 con una leve diferencia, por lo que se le calcula una duración mínima total de 1,21 Ma. La zona *Substeueroceras koeneni* presenta 6 ciclos E en la escala orbital regional y aquí no está muestreada en su totalidad y contiene dos ciclos E, 0,81 Ma, por lo que se le asigna una duración mínima equivalente a la de la regional orbital, 2,43 Ma.
 - iii)* Sección Puerta Curaco: la zona de *Argentiniceras noduliferum* contiene dos ciclos E con una duración mínima de 0,81 Ma, y la zona *Spiticeras damesi* presenta tres ciclos E en el intervalo muestreado, 1,21 Ma, mientras que en la regional presenta 4 ciclos E por lo que se le asigna una duración mínima de 1,62 Ma.

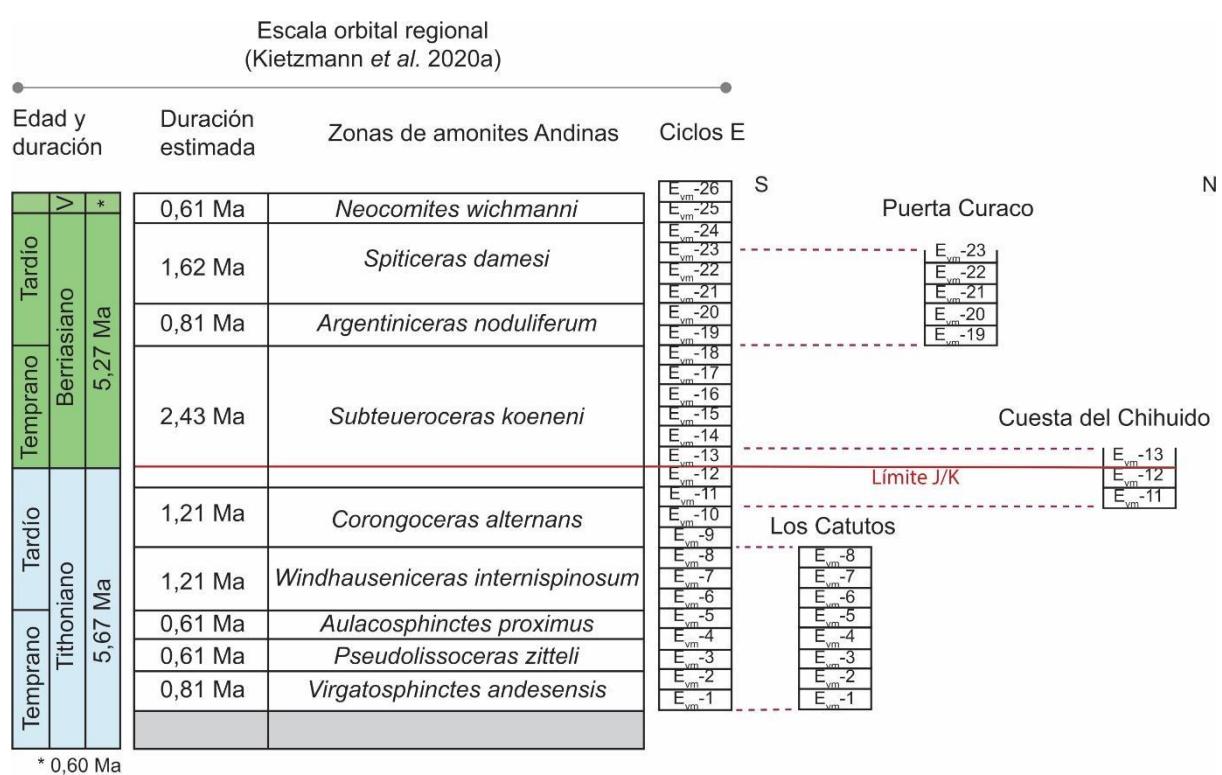


Fig. 7.26: Correlación cicloestratigráfica de los ciclos de excentricidad (E) hallados en las tres secciones estudiadas, de sur a norte y cronológicamente, con la escala orbital regional de la Formación Vaca Muerta de Kietzmann *et al.* (2020a). La parte más baja del Tithoniano, representada en gris, no está representada en la Formación Vaca Muerta.

Junto con las demás herramientas cronoestratigráficas elaboradas en esta tesis, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía (ver Capítulos 3 y 6), se elaboró una correlación en tiempo del Tithoniano temprano – Berriasiano tardío de la Cuenca Neuquina con la escala de tiempo geológico internacional, lo cual será presentado y discutido en el Capítulo 8.

Capítulo 8. Elaboración de la escala cronoestratigráfica del Tithoniano - Berriasiano de Cuenca Neuquina

8.1 Introducción

En este Capítulo, se muestra la integración de los datos bioestratigráficos, magnetoestratigráficos y cicloestratigráficos de las secciones estudiadas, con el objetivo de refinar y ajustar la escala cronoestratigráfica del Tithoniano-Berriasiano en la Cuenca Neuquina que hasta el momento se encuentra determinada esencialmente a partir de datos bioestratigráficos.

En el Capítulo 6, se presentó una escala magnetoestratigráfica regional constituida por 13 magnetozonas de polaridad reversa (R1 a R13) y 12 de polaridad normal (N1 a N12) distribuidas en 9 zonas de amonites y construida sobre la base de los espesores medidos, lo cual se refleja en que las líneas de correlación entre polaridades son mayormente oblicuas. La manera más adecuada de construir dicha escala es, sin embargo, sobre la base del tiempo, donde una buena correlación temporal queda reflejada en líneas de correlación horizontales. Para convertir la escala regional magnetoestratigráfica de espesor a tiempo, se utilizó el estudio cicloestratigráfico elaborado en esta tesis (capítulo 7) y la calibración astronómica propuesta para este lapso por Kietzmann *et al.* (2018b), la cual otorga a cada una de las zonas de amonites, así como a las polaridades magnéticas registradas, una duración mínima con un detalle de 20 ka.

Una vez calibrada la escala magnetoestratigráfica regional a tiempo, se efectuó la correlación con la GTS2020 (Gradstein y Ogg 2020; Gradstein *et al.* 2020). Posteriormente, se comparó las duraciones de las zonas de amonites en la escala regional obtenida con propuestas por otros esquemas bioestratigráficos, a partir de su correlación con la GTS2020. De esta manera, quedaron en evidencia diferencias y similitudes, particularmente en los

intervalos que involucran a la base del Tithoniano y a la Zona de *Substeueroceras koeneni*, donde queda incluido el límite Jurásico-Cretácico.

En la última parte, se presenta una breve discusión acerca de la escala magnetoestratigráfica regional del Tithoniano - Berriásano, en relación con otras de la misma edad en diferentes partes del mundo, poniendo particular atención en aquellas que conforman la GTS2020. Finalmente, se discute la confiabilidad de la GTS2020 en este intervalo.

8.2 Calibración astronómica de la escala magnetoestratigráfica compuesta para el Tithoniano - Berriásano de la Cuenca Neuquina

En el Capítulo 6, se obtuvo una escala magnetoestratigráfica regional a partir de las polaridades aisladas en cada sección las cuales fueron atadas a las zonas de amonites, sobre la base de los espesores medidos. Para convertir el espesor de las zonas de amonites y de polaridad magnética a tiempo, se utilizó el estudio cicloestratigráfico llevado a cabo en esta tesis en tres intervalos de la Formación Vaca Muerta (ver Capítulo 7) y la calibración astronómica propuesta en Kietzmann *et al.* (2018b) para el intervalo Tithoniano - Berriásano (Fig. 8.1). Es decir, que el número de ciclos de precesión y excentricidad registrados en cada zona de amonites y en cada polaridad magnética, permite estimar una duración mínima para cada una de ellas.

A partir del estudio cicloestratigráfico realizado en esta tesis (ver Capítulo 7) y de los trabajos previos realizados sobre la unidad (e.g. Kietzmann *et al.* 2015, 2018b, 2020a, 2021a; Kohan Martínez *et al.* 2018), se recalibraron las polaridades de la escala magnetoestratigráfica regional compuesta de la Formación Vaca Muerta para ajustar sus duraciones y, de este modo, realizar la correspondiente correlación con la escala internacional (Ogg *et al.* 2016; Gradstein *et al.* 2020) (Fig. 8.1).

Mediante la utilización de ciclos de excentricidad de alta y baja frecuencia identificados en las tres secciones estudiadas en esta tesis y en trabajos previos realizados en la unidad se construyó una escala astronómica para el Tithoniano – Berriásano de la Cuenca Neuquina. Esto permitió estimar

las duraciones mínimas de las zonas de amonites andinas, así como también las duraciones de las magnetozonas asociadas. Dado que existen discontinuidades menores dentro de la sucesión sedimentaria debido a condensación, erosión o no deposición, asociadas al desarrollo de límites de secuencia o superficies transgresivas, la calibración en tiempo se realizó utilizando el mayor número de ciclos encontrados en cada intervalo entre las secciones utilizadas y los datos previamente publicados (Kohan Martínez *et al.* 2018; Kietzmann *et al.* 2015, 2018b, 2020a). Las duraciones mínimas de las zonas de amonites de la Formación Vaca Muerta se ilustran en la figura 8.1, junto con la cantidad de ciclos por biozona.

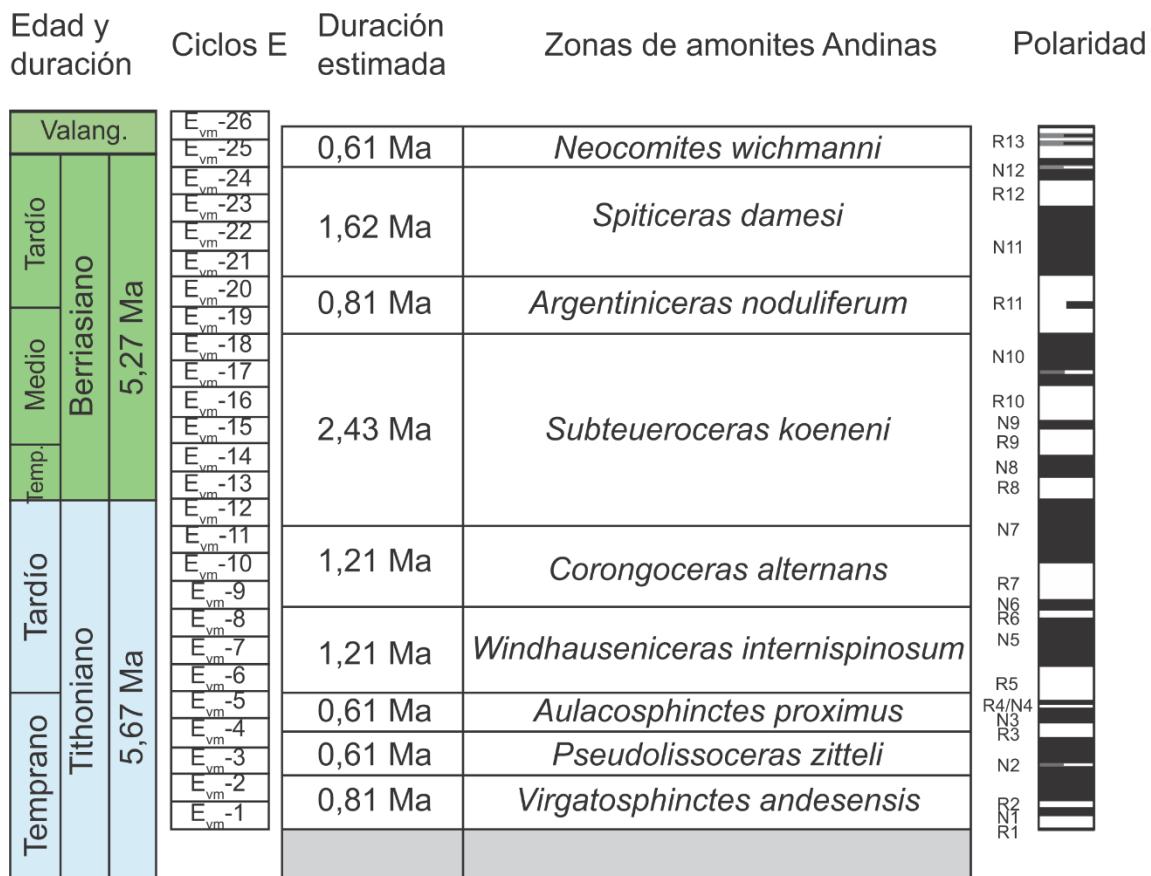


Fig. 8.1: Conversión a tiempo de la escala magnetoestratigráfica regional en espesor presentada en el Capítulo 6, utilizando la cicloestratigrafía elaborada en esta tesis (Capítulo 7) y la calibración astronómica de Kietzmann *et al.* (2018b). De izquierda a derecha: Duración del Tithoniano (celeste) y Berriasiano (verde), Ciclos E: ciclos de excentricidad de baja frecuencia (406 ka), duración estimada de las zonas de amonites andinas y escala magnetoestratigráfica regional llevada a tiempo.

La calibración a tiempo astronómico permitió ajustar con mayor detalle algunas de las polaridades de la escala regional en espesor del Capítulo 6 (Fig. 6.4). La primera diferencia que surge de la comparación de ambas escalas es en la magnetozona reversa R5 en el límite de las Zonas de *A. proximus* y *W. internispinosum*, que se hace más extensa en tiempo (Capítulo 6, Fig. 6.4). Más arriba, la magnetozona normal N7 que marca el pasaje entre las Zonas de *C. alternans* y *S. koeneni*, presenta mayor extensión en tiempo (Fig. 8.1), en tanto que las reversas R8 y R9 presentan menor duración. En el resto, la extensión de las magnetozonas en tiempo es comparable con la observada en espesor.

8.3 Correlación con la Escala de Polaridades geomagnéticas internacional (GTS2020)

Una vez calibradas las biozoras y la escala magnetoestratigráfica regional compuesta de la Formación Vaca Muerta se realizó la correspondiente correlación con la GTS. Esto último se realizó con la versión más reciente GTS2020 (Gradstein *et al.* 2020) (Fig. 8.2).

Zona de *Virgatosphinctes andensis*: comprende el Subcron M22r (magnetozonas R1, R2) a M22n (magnetozona N2), por lo que se correlacionaría con el techo de la Zona de *H. hybonotum* hasta el techo de la Zona de *S. darwini* o la base de *S. semiforme*.

Zona de *Pseudolissoceras zitteli*: comprende el Subcron M22n (magnetozona N2) a M21r (magnetozona R3), que sería equivalente a la Zona de *S. semiforme* y base de la Zona de *S. fallauxi*.

Zona de *Aulacosphinctes proximus*: comprende el Subcron M21r (magnetozona R3) al M20r (magnetozona R5), que son equivalentes mayormente a la Zona de *S. fallauxi*.

Zona de *Windhauseniceras internispinosum*: comprende el Subcron M20r (magnetozona R5) al M20n (magnetozona R6), que se correlaciona con el techo de la Zona de *S. fallauxi* hasta la parte media de la Zona de *P. andraeai*.

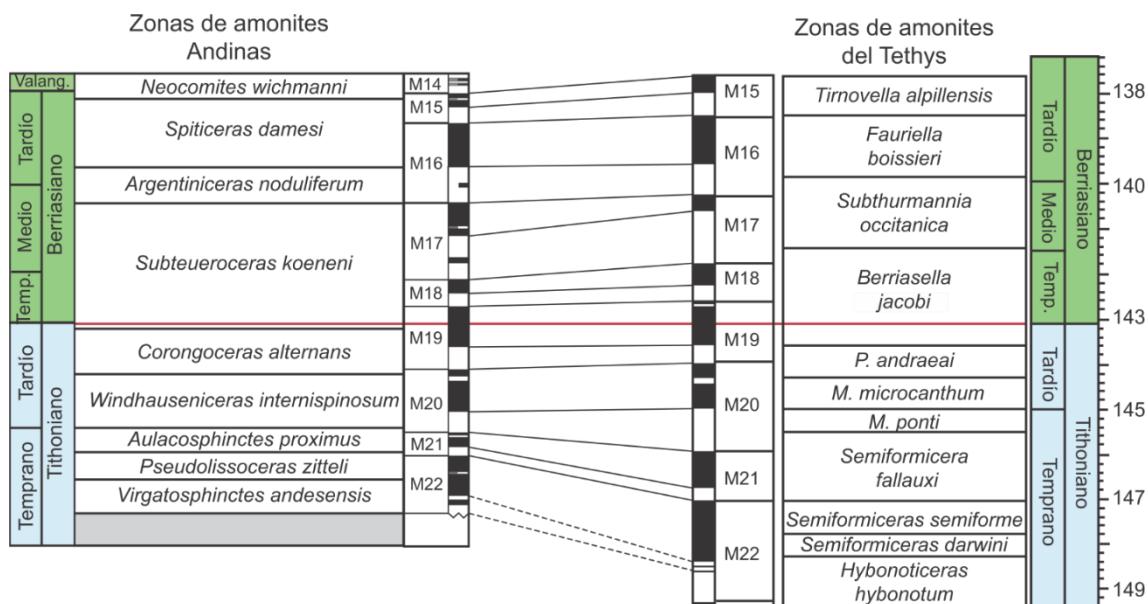
Zona de *Corongoceras alternans*: comprende el techo del Subcron M20n (magnetozona N6) hasta la mitad del M19n (magnetozona N7), que se correlaciona con la parte media de la Zona de *P. andraeai* hasta la parte inferior de la Zona de *B. jacobi*.

Zona de *Substeueroceras koeneni*: comprende el Subchron M19n (magnetozona N7) al M17n (magnetozona N10), que comprende la parte inferior de la Zona de *B. jacobi* hasta la parte superior de la Zona de *S. occitánica*. En la base de la Zona, se encuentra ubicado el límite Jurásico-Cretácico (GTS2020).

Zona de *Argentiniceras noduliferum*: comprende el Subchron M16r (magnetozona R11), que se correlaciona con el techo alta de la Zona de *S. occitánica* hasta la base de la Zona de *F. boissieri*.

La Zona de *Spiticeras damesi* comprende los Subcrones M16n (magnetozona N11) a M15n (magnetozona N12), que es equivalente a las Zonas de *F. boissieri* y de *T. alpillensis*.

Por último, el tramo muestrado de la Zona de *Neocomites wichmanni*, de edad Valanginiana, abarca parte del Subcron M14r (magnetozona R13), lo que se correlaciona con la Z. de *T. pertransiens*.



Gradstein et al. (2020)

Fig. 8.2: Calibración astronómica del Tithoniano – Berriasiense de la Cuenca Neuquina, utilizando ciclos de excentricidad de baja frecuencia (406 ka) y correlación magnetoestratigráfica de la escala regional de la Formación Vaca Muerta. El intervalo gris no

se encuentra representado en la unidad, por lo que los ciclos ilustrados fueron estimados por Kietzmann *et al.* (2018b) a partir del trabajo de Huang *et al.* (2010). Las duraciones mínimas del Tithoniano y el Berriásano están calculadas a partir de la cicloestratigrafía realizada en la Formación Vaca Muerta. En rojo, la posición del límite Jurásico – Cretácico según la GTS2020.

Al realizar la correlación (Fig. 8.2), las principales diferencias respecto de la duración de los subcrones se encuentran hacia la base del Tithoniano y parte media del Berriásano, lo cual queda expresado en la figura a través de la oblicuidad de las líneas de correlación. Ello resultaría del hecho de que las edades absolutas de la GTS2020 son aún escasas y algunas de ellas poco precisas en cuanto a su posición estratigráfica, de modo que las diferencias en las duraciones obtenidas en esta tesis a partir de la calibración por ciclos astronómicos son difíciles de cuantificar y no representan un problema para la correlación interregional.

Un ejemplo de lo que sucede con las edades absolutas en la última versión de la GTS para el lapso, es la forma en que Gradstein *et al.* (2020) calcularon la edad de 149,24 Ma para el límite inferior del Tithoniano. Para ello aplicaron para su modelo de expansión de fondo oceánico, la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $147,11 \pm 0.08$ Ma de Lena *et al.* (2019) obtenida en la sección de La Yesera, a unos 10 kilómetros de Puerta Curaco. El problema principal de este dato es que proviene de una toba ubicada 1,5 m debajo del límite inferior de la Formación Vaca Muerta, es decir en el techo de la Formación Tordillo. Si bien los autores indican que el dato se encuentra en una posición muy cercana a la base de la Zona de *Virgatosphinctes andesensis*, la Formación Tordillo no cuenta con una edad relativa precisa (e.g. fósiles). Y, además, el estudio magnetoestratigráfico efectuado precisamente es en el techo de la Fm. Tordillo muestra distintas polaridades magnéticas (Fig. 6.1 a 6.3), lo que pone de manifiesto su carácter diacrónico.

Otro ejemplo es la edad asignada al límite superior del Berriásano de c. 137,8 Ma, el cual se basa en dos edades provenientes de rocas volcánicas. La primera es una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 138.465 ± 0.21 Ma, proviene de afloramientos del Grupo Great Valley en California (USA), con nanofósiles del Berriásano superior (Shimokawa 2010). La segunda es una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 137.30 ± 1.2 Ma, que proviene de una ignimbrita riolítica del Complejo volcánico Lago Norte, en el sur de Chile, intercalada entre las Formaciones

Toqui e Ibáñez, por encima de niveles del Berriasiano inferior (Fm. Toqui) y debajo niveles del Hauteriviano (Fm. Katterfeld).

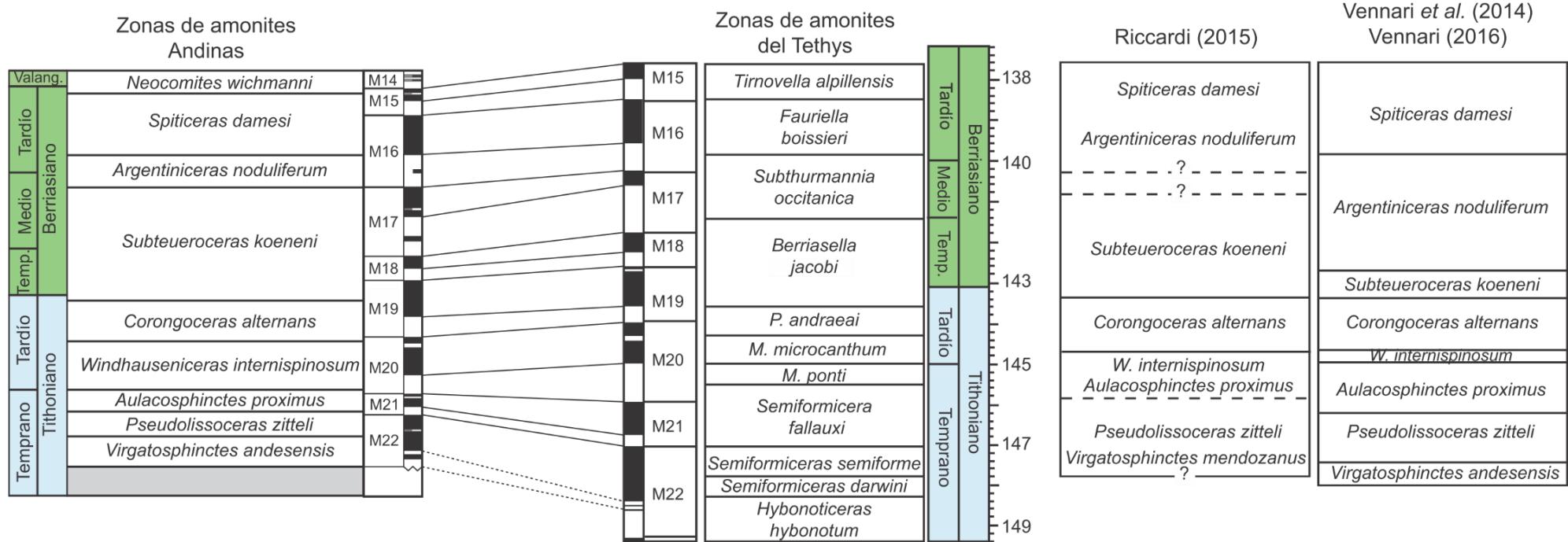


Fig. 8.3: Correlación entre las zonas de amonites andinas y las zonas de amonites del Tethys efectuada sobre la base de la escala magnetoestratigráfica regional obtenida. A la derecha, comparación con las correlaciones de amonites de Riccardi (2015), Vennari et al. (2014) y Vennari (2016).

En la figura 8.3, se muestra la distribución estratigráfica de las zonas andinas y su correlación con las del Tethys en función de la calibración magneto/cicloestratigráfica, junto con las correlaciones basadas en la bioestratigráfia de amonites más utilizadas, *i.e.* Riccardi (2015) y Vennari *et al.* (2014). Al comparar la calibración magneto/cicloestratigráfica obtenida para el Tithoniano - Berriásano de la Cuenca Neuquina se puede observar que existen algunas consistencias pero mayormente, diferencias, con las propuestas bioestratigráficas. Las similitudes ocurren en las Zonas de *Corongoceras alternans*, donde su duración en la escala regional coincide con ambas propuestas bioestratigráficas, y en *Subteueroceras koeneni*, cuya duración es muy consistente con la propuesta de Riccardi (2015). En cuanto a las diferencias, es claro que las más notables se presentan en el tramo inferior, Zonas de *Virgatosphinctes andesensis* a *Windhauseniceras internispinosum*.

Para Riccardi (2015) y Vennari *et al.* (2014) y Vennari (2016), la Zona de *V. andesensis* es equivalente a la Zona Estándar de *S. semiforme* hasta posiblemente la base de *S. darwini*, la cual porta en la GTS2020 polaridad normal (M22n). En la escala regional de Cuenca Neuquina, *V. andesensis* contiene 2 magnetozonas reversas en la base (R1-R2), que se correlacionaron con el Subcron M22n (Zona de *H. hybonotum*), lo que otorga a la base de la Formación Vaca Muerta una edad más antigua. De este modo, se interpreta que la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* sería equivalente al techo de la Zona de *H. hybonotum* (M22r) hasta la de *S. darwini* o base de *S. semiforme* (parte media de M22n). Es de destacar que tal correlación había sido ya propuesta por Zeiss y Leanza (2010), quienes dividieron a la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* en dos subzonas, que refirieron como de *Hybonoticeras hybonotum* y de *Semiformiceras semiforme*, aunque los autores destacaron que no hallaron fósiles de la Zona de *H. Hybonotum* entre las especies de amonites (Leanza com. pers.). Por otro lado, Ivanova y Kietzmann (2017) reportaron la presencia de dos quistes de dinoflagelados calcáreos típicos del Tithoniano temprano en la Zona de *Virgatosphinctes andesensis*, que incluían *Committosphaera pulla* y *Parastomiosphaera malmica*. La primera especie es característica de la Zona de *Carpistomiosphaera tithonica* (equivalente a la Zona de *Hybonoticeras hybonotum*), aunque al no estar presente la especie índice (*C. tithonica*) su asignación debe mantenerse con

duda. La segunda especie marca la base de la Zona de *Parastomiosphaera malmica* (equivalente a las Zonas de *S. darwini* y *S. semiforme*, e.g. Lakova et al. 1999).

La Zona de *Pseudolissoceras zitteli*, se correlaciona según Riccardi (2015) y Vennari et al. (2014), con la parte superior de *Semiformiceras semiforme* hasta la superior de *Semiformiceras fallauxi*, que en la GTS muestra una zona de polaridad reversa (M21r). En la escala regional, aparece sólo el Subcron normal M22n, por lo que se interpreta que *P. zitteli* es correlacionable con *S. semiforme*. Por otro lado, *P. zitteli* registra en su parte media la FO del nanofósil *Polycostella beckmannii* (Kietzmann et al. 2011a) que marca el techo del Cron M22 (Casellato y Erba 2021). Del mismo modo, en su parte media la Zona registra la FO del dinoflagellado calcáreo *Colomisphaera tenuis* (Ruffo Rey et al. 2018, Kietzmann et al. 2018a) y los primeros chitinoidélidos (Kietzmann et al. 2021b), que son consistentes con las Zonas de *Semiformiceras semiforme*.

La Zona de *Aulacosphinctes proximus*, se correlaciona según Vennari et al. (2014) con la mitad superior de la Zona de *Semiformiceras fallauxi* hasta la base de la Zona de *Microanthoceras microcanthum*, mientras que Riccardi (2015) restringe esta Zona a la parte superior de *Semiformiceras fallauxi* y a la mitad inferior de *Microanthoceras ponti*. En la escala regional, esta Zona comienza en el Subcron reverso M21r culmina en el reverso M20r, por lo que se interpreta que *A. proximus* es correlacionable con la Zona de *S. fallauxi*, sin alcanzar aparentemente su límite superior. Además, Kietzmann (2017) y Kietzmann et al. (2021a, b) identificaron la parte inferior de la Zona de calpionélidos de *Chitinoidella*, que en el Tethys es correlacionable con el Cron M21.

La Zona de *Windhauseniceras internispinosum* se correlaciona según Riccardi (2015), con la parte superior de *Microanthoceras ponti* y la mitad inferior de *Microanthoceras microcanthum*, y de acuerdo con Vennari et al. (2014), con la parte inferior de *Microanthoceras microcanthum*. La escala regional resultante muestra que la Zona comienza con el Subcron reverso M20r y continúa hasta el techo del normal M20n, por lo que se interpreta que *W. internispinosum* comienza en el techo de *S. fallauxi* y culmina en la base de *P. andraeai*. Por otro lado, esta zona es una de las pocas zonas de amonites que

contiene amonites de afinidad tethiana y, por lo tanto, posee un valor cronoestratigráfico particular para la correlación entre las zonas de amonites andinos y tethyanos. La presencia del género *Simplisphinctes* (*S. neuquensis*) fue identificada por Zeiss y Leanza (2008, 2010) en la parte inferior de la Zona de *W. internispinosum*, lo que permitió su correlación con la Subzona de *Simplisphinctes* de la Zona Estándar de *M. microcanthum*. Esta correlación coincide con la asignación al Cron M20 establecida por Iglesia Llanos *et al.* (2017) y con la correlación de la escala compuesta en esta tesis, que a partir de la presencia del Subcron M20n.1r permitió reforzar esta asignación (Fig. 8.2). Por otro lado, Kietzmann *et al.* (2021a, b) identificaron en este intervalo a la Subzona de *Chitinoidella boneti* (Zona de *Chitinoidella*) y la Subzona de *Crassicollaria remanei* (Zona Estándar de calcionélidos de *Crassicollaria*), así como el pasaje entre las Zona de dinoflagelados calcáreos de *C. tenuis* y *C. fortis*, las cuales en la región del Tethys son localizadas en el Subcron M20n (e.g. Michalík *et al.* 2009; Grabowski *et al.* 2010a, b; Lakova *et al.* 2017). Este intervalo contiene además la presencia del nanofósil *Polycostella senaria* (Kietzmann *et al.* 2011a), cuya primera aparición ocurre en el Subcron M20n (Casellato y Erba 2021).

Es decir que de acuerdo con la escala magnetoestratigráfica regional, el intervalo de biozonas comprendido entre *V. andesensis* y *W. internispinosum* tienen edades más antiguas que las propuestas por Riccardi (2015), Vennari *et al.* (2014) y Vennari (2016).

A continuación, la Zona de *Corongoceras alternans* se extiende en la escala regional desde el techo del Subcron M20n hasta la mitad del M19n, que es equivalente en la GTS al techo de *M. microcanthum* hasta la base de *Berriasella jacobi*. Adicionalmente, Kietzmann *et al.* (2021a, b) reconocieron elementos de la Subzona de *Massutiniana* (Zona Estándar de calcionélidos de *Crassicollaria*), cuya extensión en el Tethys abarca los Subcrones M20n a M19n.

La Zona de *Subteueroceras koeneni* en la escala regional comprende desde la mitad del Subcron M19n hasta el límite superior del M17n, por lo que en la GTS es equivalente con la base de *B. jacobi* hasta la mitad de *S. occitanica*. Recientemente, Kietzmann *et al.* (2021b) reconocieron en este intervalo la parte superior de la Zona Estándar de calcionélidos de

Crassicollaria (Tithoniano superior) y la Zona Estándar de *Calpionella* (Berriásano inferior), y comprende la Zona de dinoflagelados calcáreos de *S. proxima* (Tithoniano superior alto-Berriásano inferior) (Ivanova y Kietzmann 2017, Kietzmann *et al.* 2021b).

La Zona de *Argentiniceras noduliferum*, en la escala regional comprende la totalidad del Subcron M16r, que en la GTS se correlaciona con la mitad superior de *Subthurmannia occitánica*. Por otro lado, en la parte media de esta zona, Kietzmann *et al.* (2021b) identificaron el pasaje entre las Zonas Estándar de calcionélidos de *Calpionella* y *Calpionellopsis*, que marcan el pasaje entre el Berriásano inferior y superior (=M16r). Vennari *et al.* (2014, 2017) registraron las FOs de *N. kampfneri minor* y *N. steinmanii steinmannii* en la mitad superior de la Zona de *S. koeneni*, eventos que en el Tethys son reconocidos entre el Subcron M19n hasta la base del M17r (Grabowski *et al.* 2019; Lakova *et al.* 2017; Wimbledon *et al.* 2020a). De acuerdo con Casellato y Erba (2021), *N. kampfneri minor* tiene su FO en la parte superior del Subcron M19n, mientras que la FO de *N. steinmanii steinmannii* ocurre en el pasaje entre los Subcrones M18n y M17r. Es decir, que estos eventos marcarían el Berriásano inferior. Por otro lado, Vennari *et al.* (2014) y Lena *et al.* (2019) identificaron la FO de *N. wintereri* en el pasaje entre las Zonas de *S. koeneni-A. noduliferum*, marcador que utilizan para determinar el límite Jurásico-Cretácico. De acuerdo con Casellato y Erba (2021) la FO de *N. wintereri* ocurre en la parte media del Subcron M19n.2, aunque el pasaje entre las Zonas de *S. koeneni-A. noduliferum* corresponde a una polaridad reversa, asignada en esta tesis al Subcron M17r, y por lo que es claro que la FO de *N. wintereri* debe encontrarse en una posición estratigráfica inferior.

Por último, la Zona de *Spiticeras damesi* comprende, en la escala regional, el Subcron M16n y se extiende hasta el techo de M15n, y se correlacional en la GTS con la Zona de *Fauriella boissieri*. A su vez, Ivanova y Kietzmann (2017) registraron en esta Zona las FOs de dinoquistes calcáreos de *C. conferta* y *C. vogleri*, mientras que Kietzmann *et al.* (2021b) reconocieron la Zona Estándar de calcionélidos de *Calpionellopsis*, con sus subzonas de *C. simplex* y *C. oblonga*, que, en el Tethys, indican el Berriásano superior (e.g. Grabowski y Pszczołkowski 2006; Grabowski *et al.* 2010a, b, 2019; Wimbledon *et al.* 2020a).

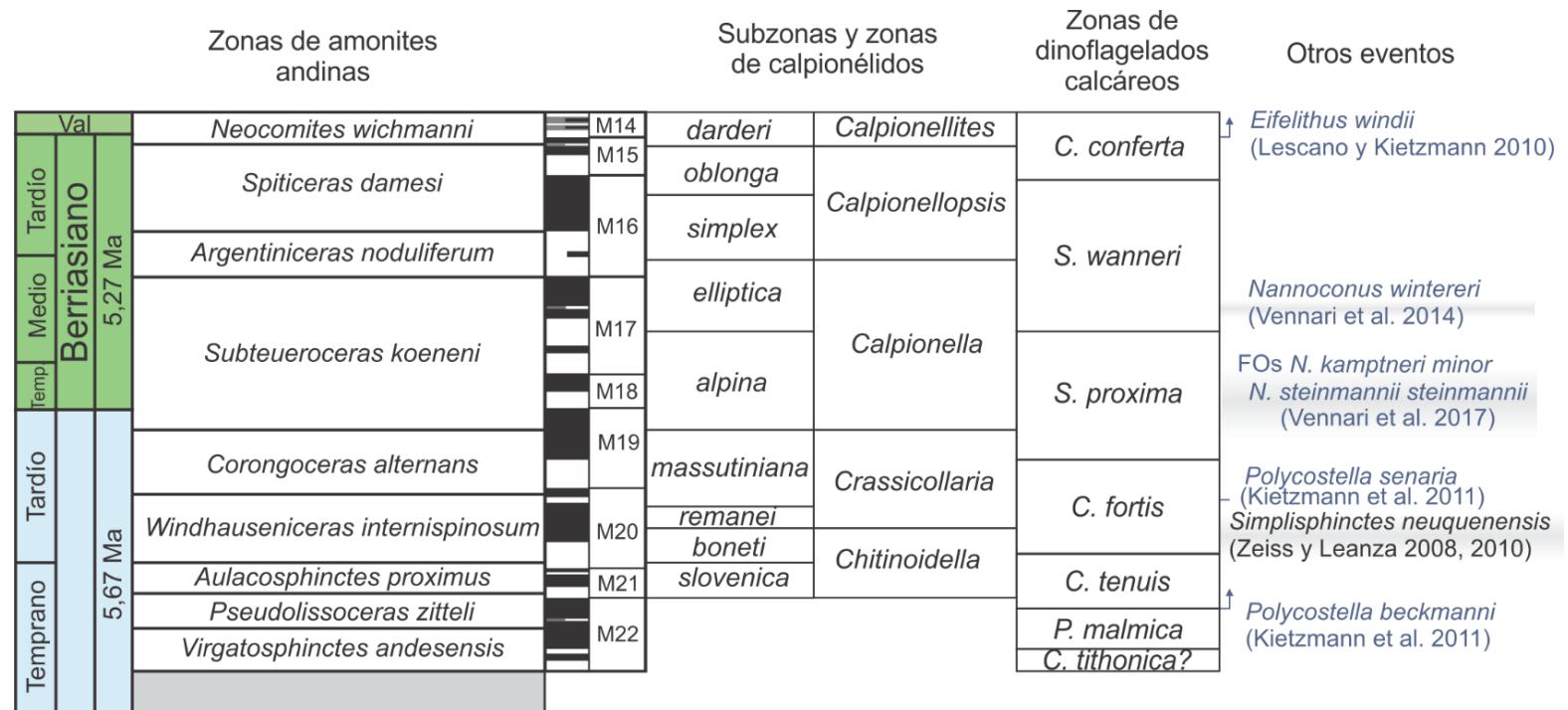


Fig. 8.4: Correlación entre las zonas de amonites andinas y la escala de polaridades regional calibrada a tiempo astronómico (esta tesis). Se muestran subzonas y zonas de calpionélidos de Kietzmann et al. (2021b), zonas de dinoflagelados calcáreos (Ivanova y Kietzmann, 2017) y otros eventos relacionados con nanofósiles calcáreos y amonites, que corroboran la correlación consistente entre la escala de polaridades magnéticas y la escala de polaridades de la GTS 2020.

8.4 Diferencias entre la escala regional y la GTS2020

Si bien la escala magnetoestratigráfica regional elaborada en esta tesis presenta un patrón de polaridades muy consistente con la GTS, se observan algunas zonas de polaridad que no aparecen en alguna de las escalas. Por ello, lo próximo fue comparar la escala regional correspondiente a este lapso con otras en el resto del mundo.

Tithoniano temprano

Se encontraron dos estudios que registraron los Cronos M22 y M21, los cuales tienen zonas de polaridad reversa que no aparecen en la GTS. En la parte media del Subcron M22n en la escala regional, aparece una zona de polaridad reversa, la N2.1r, que fue hallada en un solo sitio paleomagnético de la sección Arroyo Covunco. Ello probablemente sea el resultado de la tasa de sedimentación alta de la sección Arroyo Covunco, que es de las mayores de las secciones muestreadas, lo que permitió que esta delgada zona quede registrada. Una de las secciones de la literatura donde hay registro del Crono M22, es la de Velykyi Kamiane, Ucrania. Allí, Grabowski *et al.* (2019), reconocieron los Subcrones M22r y M22n sin zonas menores de polaridad contraria, tal como se observa en la GTS. Sin embargo, el Crono M22 se encuentra en una sección condensada, de sólo 2,5 m de espesor. Por otro lado, la sección de Velykyi Kamianets, sí registró la polaridad reversa R4 (Fig. 8.1) dentro del Subcron M21n (Fig. 8.2). En el otro estudio magnetoestratigráfico fue llevado a cabo en la sección de S'Adde (Sardinia, Italia), donde el Crono M22 alcanza un espesor de c. 30 m (Muttoni *et al.* 2018). Aquí tampoco se registró la polaridad reversa N2.1r dentro del M22n.

Berriasiano medio

Otro intervalo que presenta diferencias con la escala de polaridades en la GTS es el Crono M17. En la escala regional, el Subcron M17r contiene una zona de

polaridad normal que es la N9 (Fig. 8.1), que también fue registrada en la sección de Hlboca, Eslovaquia, por Grabowski *et al.* (2010a, b; 2019). Más arriba en la escala regional, el Subcron M17n contiene una delgada zona de polaridad, la N10.1r, que proviene de un solo sitio de muestreo de la sección Arroyo Loncoche, donde existe una tasa de sedimentación bastante mayor que en la restante Puerta Curaco, además de una densidad de muestreo mayor, lo cual seguramente permitió que esta zona de poca extensión quede registrada.

Berriasiano tardío

Por último, el Subcron M16r contiene una polaridad normal de corta duración, que es la R11.1n, que proviene también de un solo sitio paleomagnético de la sección Arroyo Loncoche. Como en el caso de la zona N10.1r ubicada unos metros más abajo en la misma sección, la misma fue probablemente registrada debido a la tasa de sedimentación alta y mayor densidad de muestreo con relación a la otra sección de Puerta Curaco.

Las diferencias entre la escala regional compuesta de la Cuenca Neuquina y la escala internacional pueden deberse a dos motivos. En primer lugar, la GTS fue construida a partir de un modelo de expansión de fondo oceánico de los centros de expansión de Hawái y Japón (Ogg 2020; Hesselbo *et al.* 2020), cuyas tasas de expansión fueron combinadas con duraciones resultantes de estudios cicloestratigráficos de unas pocas secciones continentales. Este patrón se comparó a su vez, con diversos estudios magnetoestratigráficos calibrados mediante amonites, calpionellidos y nanofósiles calcáreos del Mediterráneo, junto con testigos del Atlántico Central y secciones boreales (e.g. Ogg *et al.* 1984, 1991; Lowrie y Ogg 1986; Speranza *et al.* 2005; Channell *et al.* 2010; Pruner *et al.* 2010). Sin embargo, la mayor parte de las secciones elegidas son condensadas, con superficies de omisión y erosión, que si bien se encuentran por debajo del límite de resolución bioestratigráfico (Caracuel *et al.* 2000), no dejan de representar un problema al compararlas con sucesiones expandidas como las de la Formación Vaca Muerta. Algunas de estas escalas presentan problemas de correlación bioestratigráfica, como sucede en el caso de la escala propuesta por Channell *et al.* (2010), quienes

elaboraron una escala regional a partir de siete secciones en el sur de los Alpes, las que fueron correlacionadas únicamente con nanofósiles calcáreos, con un probado diacronismo (Grabowski 2011). Asimismo, secciones como la de la localidad de Bosso (Lowrie y Channell 1984; Houša *et al.* 2004; Speranza *et al.* 2005) muestra tasas de sedimentación muy variables a lo largo de los intervalos estudiados y sectores con claras evidencias de condensación (Grabowski 2011).

Del análisis comparativo realizado en este capítulo queda en evidencia que muchas secciones, tanto en Europa como en el hemisferio sur, que no fueron tenidas en cuenta aún en la escala de polaridades de la GTS (e.g. Houša *et al.* 2004, 2007; Grabowski *et al.* 2010; Grabowski 2011; Iglesia Llanos *et al.* 2017; Schnabl *et al.* 2015; Elbra *et al.* 2018; Grabowski *et al.* 2019; Arkadiev *et al.* 2018, 2019) deben ser considerados para la obtención de un patrón internacional de referencia mucho más preciso y detallado.

Capítulo 9. Conclusiones

- Se demostró el origen primario de las magnetizaciones aisladas en tres secciones (Los Catutos, Arroyo Covunco y Puerta Curaco) mediante diversas pruebas para establecer la estabilidad paleomagnética, tales como el test de la reversión, del plegamiento/basculamiento, y del contacto ígneo. Por otro lado, los resultados obtenidos en la sección Cuesta del Chihuido indican que la sección está totalmente remagnetizada por la intrusión de los numerosos filones capa, por lo que no fue considerada para un estudio magnetoestratigráfico.
- Sobre la base de estudios de magnetismo de rocas (curvas termomagnéticas, de adquisición de IRM, histéresis), cortes delgados y diagramas de desmagnetización, se determinó que el mineral portador de la remanencia principal es titanomagnetita, probablemente PSD. Se interpreta que la titanomagnetita es de origen primario, que habrían sido aportadas como partículas piroclásticas asociadas con el arco volcánico al oeste, o como partículas detríticas provenientes desde el Este. Por otra parte, se observó titanomagnetita MD que estaría relacionada con la componente magnética secundaria, que representaría una remagnetización adquirida por acción del campo dipolar actual o adquirido durante la formación de la faja plegada y corrida en el Cretácico medio. En forma subordinada, se observó la ocurrencia de hematita de origen secundario, como producto de la oxidación de la pirita.
- Las polaridades magnéticas aisladas en todas las secciones fueron correlacionadas con las zonas de amonites andinas, que constituye la mejor herramienta bioestratigráfica de datación relativa para el Mesozoico.
- Con las tres primeras secciones, más otra estudiada en el arroyo Loncoche en el sur de la provincia de Mendoza por otros autores, se construyó una escala

magnetoestratigráfica regional para el Tithoniano a base del Valanginiano, que comprende 13 zonas de polaridad reversa y 12 de polaridad normal, distribuidas en 9 zonas de amonites.

- El estudio de la ciclicidad de las secciones Los Catutos, Puerta Curaco y Cuesta del Chihuido basada en el análisis de parámetros magnéticos (susceptibilidad magnéticas y anisotropía de remanencia anhisterética) permitió demostrar que sus variaciones estuvieron controladas mayormente por factores astronómicos (ciclos de Milankovitch).
- La comparación de la ciclicidad en pares litológicos y ciclicidad de magnetismo de rocas permitió concluir que coexisten al menos dos mecanismos de transferencia de la señal orbital: 1) exportación carbonática, y 2) dilución. La dilución generada por variaciones en el aporte de terrígenos de origen detrítico, que se ve reflejada a partir de los datos de ARM, posee sin embargo una alta distorsión, probablemente relacionada con el abundante aporte piroclástico.
- El estudio cicloestratigráfico de magnetismo de rocas permitió mejorar la escala de tiempo astronómica propuesta anteriormente para el Tithoniano-Berriásano de la Cuenca Neuquina, agregando dos ciclos de excentricidad de baja frecuencia (~800 ka) en el Tithoniano inferior.
- La escala magnetoestratigráfica regional fue convertida de espesor a tiempo, utilizando para ello el estudio cicloestratigráfico elaborado en esta tesis y la calibración astronómica propuesta por otros autores, que otorga a cada una de las zonas de amonites, así como a las polaridades magnéticas registradas, con una precisión de hasta 20 ka.
- La escala magnetoestratigráfica regional calibrada a tiempo fue correlacionada con la GTS2020 (Gradstein *et al.* 2020) a partir de las zonas de polaridad. De este modo, se determinó que el lapso muestrado total comprende desde el

techo del Subcron M22r en el Tithoniano temprano (Zona de *V. andesensis*) hasta el Subcron M14r en el límite Berriasiano-Valanginiano.

- De acuerdo con la correlación con la GTS2020, la equivalencia entre las zonas andinas y del Tethys sería la siguiente:

Zona de *Virgatosphinctes andesensis*: Subcrones M22r a M22n (N2), equivalente al techo de la Zona de *H. hybonotum* hasta el techo de *S. darwini* o base de *S. semiforme*.

Zona de *Pseudolissoceras zitteli*: Subcrones M22n a M21r, equivalente a la Zona de *S. semiforme* y base de *S. fallauxi*.

Zona de *Aulacosphinctes proximus*: Subcrones M21r a M20r, correlacionable con la Zona de *S. fallauxi*.

Zona de *Windhauseniceras internispinosum*: Cron M20, equivalente al techo de la Zona de *S. fallauxi* hasta la parte media de *P. andraeai*.

Zona de *Corongoceras alternans*: Subcrones M20n a M19n, correlacionable con la parte media de la Zona de *P. andraeai* hasta inferior de *B. jacobi*.

Zona de *Substeueroceras koeneni*: Subcrones M19n a M17n, equivalente a la parte inferior de la Zona de *B. jacobi* hasta la superior de *S. occitánica*.

Zona de *Argentiniceras noduliferum*: Subchron M16r, correlacionable con el techo de la Zona de *S. occitánica* hasta la base de *F. boissieri*.

Zona de *Spiticeras damesi*: Subcrones M16n a M15n, equivalente a las Zonas de *F. boissieri* y de *T. alpicensis*.

Zona de *Neocomites wickmanni*: Subcron M14r, equivalente a la Zona de *T. pertransiens*.

- De acuerdo con los criterios que se describen en la GTS2020, el límite Jurásico - Cretácico en la escala regional, se encuentra ubicado en la mitad del Subcron M19n que se encuentra en la parte inferior de la Zona de *Substeueroceras koeneni*.
- La calibración en tiempo de la escala regional con la GTS2020 permitió asimismo comparar las correlaciones y duraciones de las zonas de amonites andinos con

respecto de las zonas estándar. Dicha correlación muestra similitudes y mayormente diferencias, con respecto a las propuestas de correlación bioestratigráfica más aceptadas. Las similitudes ocurren en el Tithoniano tardío, Zona de *Corongoceras alternans*, cuya duración en la escala regional coincide con las propuestas de Riccardi (2015) y Vennari *et al.* (2014), como así también en el Berriasiano temprano a medio, en la zona de *Subteueroceras koeneni*, cuya duración es muy consistente sólo con la propuesta de Riccardi (2015). Las mayores diferencias, por otro lado, ocurren en el Tithoniano temprano y parte del tardío, en las Zonas de *Virgatosphinctes andesensis* a *Windhauseniceras internispinosum*. De acuerdo con la escala regional, las edades comprendidas entre las Zonas de *V. andesensis* y *W. internispinosum* tienen edades más antiguas que las propuestas por Riccardi (2015), Vennari *et al.* (2914) y Vennari (2016).

- En la escala regional, se observan magnetozonas de poca duración que no aparecen en la GTS2020, y viceversa. Se interpreta que la razón fundamental es la forma en que se construyó la GTS en este lapso, que considera, por un lado, edades absolutas controvertidas, y, por otro lado, polaridades magnéticas que provienen de secciones en el continente con escaso o deficiente contenido fósil, de intervalos condensados. Es de destacar, sin embargo, que algunas de las polaridades que se presentan en la escala regional y no en la GTS2020, aparecen también en otras secciones del hemisferio norte.
- Por lo expuesto, se destaca la relevancia de incluir en la GTS los datos derivados de secciones como las estudiadas en esta tesis, derivados de diversos tipos de herramientas cronoestratigráficas.
- Se utilizaron los polos paleomagnéticos de las secciones Arroyo Covunco, Los Catutos y Puerta Curaco, en la curva de deriva polar aparente de América del Sur, correspondiente al lapso Jurásico Inferior-Cretácico Inferior. A partir de la comparación con otros polos paleomagnéticos de la misma edad, se interpreta que:

- 1) El polo de Arroyo Covunco presenta una posición muy consistente con el de Arroyo Loncoche y el del Complejo El Quemado de edad Jurásico Tardío.
 - 2) El polo de Los Catutos muestra una posición similar a los anteriores, aunque con una anomalía notoria en la latitud, no obstante, la corrección por aplastamiento de las inclinaciones magnéticas (*inclination shallowing*). Ello podría deberse a la acción de numerosos deslizamientos sinsedimentarios en la sección que horizontalizan los estratos y, por lo tanto, las inclinaciones magnéticas.
 - 3) En el caso de Puerta Curaco, se consideraron, por un lado, los sitios de edad Tithoniano (1/3 del perfil), y por otro, de los de edad Berriasianno-Valanginiano (2/3 del perfil). El PP tithoniano cae en una posición muy semejante a las de Arroyo Covunco, Arroyo Loncoche y El Quemado, en tanto que el cretácico coincide con los de esa edad de Brasil.
- Por lo expuesto, se interpreta que las secciones muestreadas no fueron afectadas en forma sustancial por rotaciones alrededor de ejes verticales, no obstante, se encuentran en o cerca de una faja plegada y corrida.

Bibliografía

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., & Hubberten, H. 1996. Paleoceanographic changes at the Jurassic–Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico. *Cretaceous Research*, 17(6), 671-689.
- Adhémar, J. A. 1842. *Révolutions de la mer*, privately published.
- Aguirre-Urreta, M. B., & Rawson, P. F. 1999. Stratigraphic position of Valanginites, Lissonia, and Acantholissonia in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) ammonite sequence of the Neuquén basin, Argentina. In Advancing research on living and fossil cephalopods (pp. 521-529). Springer, Boston, MA.
- Aguirre-Urreta, M. B., Concheyro, A., Lorenzo, M., Ottone, E. G., & Rawson, P. F. 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs, and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150(1-2), 33-47.
- Aguirre-Urreta, B., Vennari, V. V., Lescano, M., Naipauer, M., Concheyro, A., & Ramos, V. A. (2014). Bioestratigrafía y geocronología de alta resolución de la Formación Vaca Muerta, cuenca Neuquina. En IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mendoza), Trabajos Técnicos II (pp. 245-268).
- Aguirre-Urreta, B., Naipauer, M., Lescano, M., López-Martínez, R., Pujana, I., Vennari, V., De Lena, L.F., Concheyro, A., y Ramos, V. A. 2019. The Tithonian chronostratigraphy of the Neuquén Basin and related Andean areas: A review and update. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 350-367.
- Algeo, T. J., y Wilkinson, B. H. 1988. Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. *The Journal of Geology*, 313-322.
- Amigo, J. D. 2016. Magnetoestratigrafía de la Formación Vaca Muerta en la sección Puerta Curaco, norte de Neuquén. Tesis licenciatura Universidad de Buenos Aires (inédito). 180p., Buenos Aires.
- Anderson, E.J. 2004. The cyclic hierarchy of the “Purbeckian” Sierra del Pozo Section, Lower Cretaceous (Berriasian), southern Spain. *Sedimentology* 51: 455-477.
- Arkadiev, V., Guzhikov, A., Baraboshkin, E., Savelieva, J., Feodorova, A., Shurekova, O., Plantov, E., y Manikin, A. 2018. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the upper Tithonian–Berriasian of the Crimean Mountains. *Cretaceous Research*, 87, 5-41.
- Arkadiev, V., Lescano, M. A., Concheyro, G., Guzhikov, A., & Baraboshkin, E. 2019. The calcareous nannofossils and magnetostatigraphic results from the Upper Tithonian-Berriasian of Feodosiya region (Eastern Crimea).
- Arregui, C., Carbone, O., & Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: Buenos Aires*, 18 Congreso Geológico Argentino: 77-89.

- Babadi, B., & Brown, E. N. 2014. A review of multitaper spectral analysis. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering*, 61(5), 1555-1564.
- Bádenas, B., Aurell, M., Rodríguez-Tovar, F.J. y Pardo-Igúzquiza, E. 2003. Sequences stratigraphy and bedding rhythms of an outer ramp limestones succession (Late Kimmeridgian, Northeast Spain). *Sedimentary Geology* 161: 153-174.
- Ballent, S. C., Ronchi, D. I., & Angelozzi, G. N. 2004. Microfósiles calcáreos tithonianos (Jurásico superior) en el sector oriental de la cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 41(1), 13-24.
- Ballent, S., Concheyro, A., Náñez, C., Pujana, I., Lescano, M., Carignano, A. P., ... & Ronchi, D. (2011). Microfósiles mesozoicos y cenozoicos. En 18º Congreso Geológico Argentino, pp. 489-521, Neuquén, Argentina.
- Bralower, T. J., Monechi, S., & Thierstein, H. R. 1989. Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. *Marine Micropaleontology*, 14(1-3), 153-235.
- Beck Jr, M. E. 1988. Analysis of Late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1), 39-52.
- Beck Jr, M. E. 1999. Jurassic and Cretaceous apparent polar wander relative to South America: some tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B3), 5063-5067.
- Beck Jr, M. E., y Plumley, P. W. 1980. Paleomagnetism of intrusive rocks in the Coast Range of Oregon: Microplate rotations in middle Tertiary time. *Geology*, 8(12), 573-577.
- Beck Jr, M., Burmester, R., Cembrano, J., Drake, R., García, A., Hervé, F., & Munizaga, F. 2000. Paleomagnetism of the North Patagonian Batholith, southern Chile. An exercise in shape analysis. *Tectonophysics*, 326(1-2), 185-202.
- Benzaggagh, M., Homberg, C., Schnyder, J., Razgallah, S., & Hssaida, T. 2015. Importance of calcareous dinoflagellate cysts and of the pelagic biomicrofacies in dating the Upper Jurassic-Lowermost Berriasian deposits in the western tethyan realm Intérêt des kystes de dinoflagellés calcaires et du biomicrofaciès pélagique dans la datation des terrains du sommet du Jurassique et de la base du Berriasien dans le domaine téthysien occidental. In *Annales de Paleontologie* (Vol. 101, No. 4, pp. 251-263). Elsevier Masson SAS.
- Berger, W.H. 1979. Preservation of foraminifera. En Lipps, J.H., Berger, W.H., Buzas, M. A., Douglas, R.G. y Ross, C.A. (eds.), *Foraminiferal Ecology and Paleoecology*. SEPM Short Course 6: 105-155.
- Berger, A., & Loutre, M. F. 1994. Precession, eccentricity, obliquity, insolation and paleoclimates. In *Long-Term Climatic Variations* (pp. 107-151). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Berger, A., Loutre, M. F., & Dehant, V. 1989. Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies. *Terra Nova*, 1(5), 474-479.

- Berger, A., Loutre, M.F. y Laskar, J. 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science* 255: 560-566.
- Berger, A., Loutre, M. F., De Boer, P. L., & Smith, D. G. 1994a. Astronomical forcing through geological time. In *Orbital forcing and cyclic sequences* (Vol. 19, pp. 15-24). Blackwell Scientific Publications Oxford.
- Berger, A., Loutre, M. F., De Boer, P. L., & Smith, D. G. 1994b. Astronomical forcing through geological time. In *Orbital forcing and cyclic sequences* (Vol. 19, pp. 15-24). Blackwell Scientific Publications Oxford.
- Bilardello, D., & Kodama, K. P. 2010. Rock magnetic evidence for inclination shallowing in the early Carboniferous Deer Lake Group red beds of western Newfoundland. *Geophysical Journal International*, 181(1), 275-289.
- Bilardello, D., y Kodama, K. P. 2010. 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(1-2), 218-227.
- Bodenbender, G. 1889. Expedición al Neuquén. Instituto Geográfico Argentino, Boletín 10: 311-329, Buenos Aires. Bodenbender, G. 1892. Sobre el terreno Jurásico y Cretácico en los Andes Argentinos entre el río Diamante y el río Limay. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 13: 4-44. Córdoba.
- Bodenbender, G. 1892. Sobre el terreno jurásico y cretáceo en los Andes argentinos entre el Río Diamante y Río Limay. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, tomo XIII, pp.5 y siguientes. Imprenta Pablo E. Coni É Hijos.
- Boulila, S., Galbrun, B., Hinnov, L. A., & Collin, P. Y. 2008. High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl-limestone succession (La Méouge, Vocontian Basin, France). *Sedimentary Geology*, 203(1-2), 54-63.
- Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14. Buenos Aires.
- Bown, P. and Ellison, C. 1995. Jurassic-Early Cretaceous nannofossils from the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Nannoplankton Research* 17: 48.
- Bown, P., y Ellison, C. 1995. Jurassic-Early Cretaceous nannofossils from the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Nannoplankton Research*, 17, 48.
- Bown, P. y Concheyro, A. 2004. Lower Cretaceous calcareous nannoplankton from the Neuquén Basin, Argentina. *Marine Micropaleontology* 52: 51-84.
- Boyer, C., Clark, B., Jochen, V., Lewis, R., & Miller, C. K. 2011. Shale gas: A global resource. *Oilfield review*, 23(3), 28-39.
- Brandt, D., Franco, D. R., Ernesto, M., Franco, P. V. P., Zhao, X., Weinshütz, L., & Garza, R. M. 2016. Paleomagnetism and cyclostratigraphy of Upper-Carboniferous

- glacial rhythmites of Mafra formation, Paraná Basin, Brazil. Latinmag Letters, 6(B07), 1-5.
- Bucker, C., Schult, A., Bloch, W., & Guerreiro, S. D. C. 1986. Rockmagnetism and palaeomagnetism of an Early Cretaceous/Late Jurassic dike swarm in Rio Grande do Norte, Brazil. *Journal of Geophysics*, 60(1), 129-135.
- Burckhardt, G. 1900. *Faunistische und systematische Studien über das Zooplankton der grösseren Seen der Schweiz und ihrer Grenzgebiete*. Impr. W. Kündig & fils.
- Burckhardt C., 1903 — Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. *Palaeontographica*, 50: 1–143.
- Butler, R. F. 1998. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition, 23.
- Butler, R. F., & Butler, R. F. 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell Scientific Publications. Vol. 319. Boston.
- Butler, R. F. 2004. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Versión electronica, 248 pp.
- Butler, R. F., Hervé, F., Munizaga, F., Beck Jr, M. E., Burmester, R. F., & Oviedo, E. S. 1991. Paleomagnetism of the Patagonian plateau basalts, southern Chile and Argentina. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4), 6023-6034.
- Casellato, C. E. (2010). Calcareous nannofossil biostratigraphy of upper Callovian-lower Berriasian successions from the southern Alps, north Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 116(3).
- Casellato, C. E., y Erba, E. 2021. Reliability of calcareous nannofossil events in the Tithonian–early Berriasian time interval: Implications for a revised high resolution zonation. *Cretaceous Research*, 117, 104611.
- Capelli, I. A., Scasso, R. A., Kietzmann, D. A., Cravero, M. F., Minisini, D., & Catalano, J. P. (2018). Mineralogical and geochemical trends of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Puerta Curaco section, Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75.
- Capelli, I. A., Scasso, R. A., Spangenberg, J. E., Kietzmann, D. A., Cravero, F., Duperron, M., & Adatte, T. (2021). Mineralogy and geochemistry of deeply-buried marine sediments of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Neuquén Basin (Chacay Melehue section), Argentina: Paleoclimatic and paleoenvironmental implications for the global Tithonian-Valanginian reconstructions. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103103.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., & Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén*. 18 Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires: 63-75.
- Caracuel, J., Monaco, P., y Olóriz, F. 2000. Taphonomic tools to evaluate sedimentation rates and stratigraphic completeness in Rosso Ammonitico facies (epioceanic

- tethyan Jurassic). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 106(3), 353-368.
- Cazeneuve, H. 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Provincia de Santa Cruz) por el método potasio-argón. *Ameghiniana*, 4(5), 156-158.
- Cecioni, G. & Charrier, R. 1974. Relaciones entre la cuenca patagónica, la cuenca andina y el canal de Mozambique. *Ameghiniana* 11(1): 1-38. Buenos Aires.
- Cervantes Solano, M., Goguitchaichvili, A., Bettucci, L. S., Ruiz, R. C., Calvo-Rathert, M., Ruiz-Martinez, V. C., ... & Alva-Valdivia, L. M. 2010. Paleomagnetism of early cretaceous arapey formation (Northern Uruguay). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 54(4), 533-546.
- Channell, J. E. T., Casellato, C. E., Muttoni, G., & Erba, E. 2010. Magnetostratigraphy, nannofossil stratigraphy and apparent polar wander for Adria-Africa in the Jurassic-Cretaceous boundary interval. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293(1-2), 51-75.
- Charrier, R., Frutos, J., Oyarzún, R., & Pincheira, M. 1985. Estratigrafía, evolución tectónica y significado de las discordancias de los Andes chilenos entre 32° S y 36° S durante el Mesozoico y Cenozoico. *Geología y Recursos Minerales de Chile. Concepción: Universidad de Concepción*, 101-133.
- Charrier, R. 2015. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*. Vol. 26, 1-37.
- Cione, A. L., Gasparini, Z., Leanza, H.A., y Zeiss, A. 1987. Marine oberjurassische Plattenkalke in Argentinien (ein erster Forschungsbericht). *Archaeopteryx*, 5, 13-22.
- Cobbold, P. R., y Rossello, E. A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20(5), 429-443.
- Combina, A. M., & Nullo, F. 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37° S y 69° 30'W). *Andean geology*, 38(1), 198-218.
- Concheyro, A., Palma, R. M., Lescano, M., López Gómez, J., Chivelet, J. M. y Kietzmann, D. A., 2006. Nanofósiles calcáreos en los episodios de productividad y dilución de la Formación Vaca Muerta. 9o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, p. 218, Córdoba.
- Concheyro, A., Lescano, M., Caramés, A., & Ballent, S. 2009. Micropaleontología de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) en distintos sectores de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 342-361.
- Creer, K. M., & Valencio, D. A. 1970. Palaeomagnetic and rock magnetic studies on the Cenozoic basalts from Western Argentina. *Geophysical Journal International*, 19(2), 113-146.

- Creer, K. M., Thompson, R., Molyneux, L., & Mackereth, F. J. H. 1972. Geomagnetic secular variation recorded in the stable magnetic remanence of recent sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(1), 115-127.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J., Quiroga, J., Marianso, B., Bechis, F., Barredo, S., & Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 248-264.
- Casellato, C. E., y Erba, E. 2021. Reliability of calcareous nannofossil events in the Tithonian–early Berriasian time interval: Implications for a revised high resolution zonation. *Cretaceous Research*, 117, 104611.
- Croll, J. 1864. XIII. On the physical cause of the change of climate during geological epochs. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 28(187), 121-137.
- Damborenea, S. E., & Manceñido, M. O. 1979. On the palaeogeographical distribution of the pectinid genus Weyla (Bivalvia, Lower Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 27, 85-102.
- Damborenea, S. E., Echevarría, J., & Ros-Franch, S. 2012. Southern hemisphere palaeobiogeography of Triassic-Jurassic marine bivalves. Springer Science & Business Media. 1-136.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America: Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, RN during the years 1832 to 1836. Smith, Elder and Company, 65, Cornhill.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267.
- D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. 2004. Cyclostratigraphy: Approaches and case histories. SEPM Special Publication 81: 1- 311.
- Deamer, G. A., y Kodama, K. P. 1990. Compaction-induced inclination shallowing in synthetic and natural clay-rich sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B4), 4511-4529.
- Dean, W. E., Gardner, J. V., & Čepek, P. 1981. Tertiary carbonate-dissolution cycles on the Sierra Leone Rise, eastern equatorial Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 39(1-2), 81-101.
- de Boer, P.L. 1982. Cyclicity and storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments. En Einsele, G. y Seilacher, A. (eds.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer, p. 456-474, Berlin.
- de Boer, P.L. 1991. Pelagic Black Shales-Carbonates Rhythms: Orbital Forcing and 514 Oceanographic Response. En Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, p. 63-78, Berlin, Heidelberg, New York.

- de Boer, P. L., & Smith, D. G. 1994. Orbital forcing and cyclic sequences: International Association of Sedimentologists Special Publication, 19, 559.
- De Geer, G., 1912. A geochronology of the last 12,000 years: 11th International Geological Congress, Stockholm, 1910, Proceedings Report, v. 1, p. 241–253.
- Dessanti, R. N. 1973. Descripción geológica de la hoja 29b, Bardas Blancas. Servicio Nacional Minero Geológico.
- Dessanti, R. N. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 28b, Malargüe. Servicio Geológico Nacional.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, pp. 439-505. Córdoba.
- Digregorio, R. E., Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., & Minitti, S. A. 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas Vol. 9, No. 2, San Carlos de Bariloche.
- Doering, A. 1882. Geología. En: Informe oficial de la Comisión agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de Abril, Mayo y Junio de 1879, bajo las órdenes del General Julio A. Roca. IIIº Parte, Geología: 299-530. Buenos Aires.
- Domínguez, Ricardo F., Héctor A. Leanza, Manuel Fantín, Denis Marchal, and Ernesto Cristallini, 2020a, Basin configuration during the Vaca Muerta times, in Daniel Minisini, Manuel Fantín, Iván Lanusse Noguera, and Héctor A. Leanza, eds., Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina: AAPG Memoir 121, p. 141–162.
- Domínguez, Ricardo Fabián, Octavian Catuneanu, Hernan M. Reijenstein, Raul Notta, and Henry W. Posamentier, 2020b, Sequence stratigraphy and the three-dimensional distribution of organic-rich units, in Daniel Minisini, Manuel Fantín, Iván Lanusse Noguera, and Héctor A. Leanza, eds., Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina: AAPG Memoir 121, p. 163–200.
- Doyle, P., Poiré, D. G., Spalletti, L. A., Pirrie, D., Brenchley, P., & Matheos, S. D. 2005. Relative oxygenation of the Tithonian—Valanginian Vaca Muerta—Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 252(1), 185-206.
- Dominik, J. y Stoffers, P. 1979. The influence of Late Quaternary stagnations on clay sedimentation in the Eastern Mediterranean Sea. Geologische Rundschau 68: 302- 317.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 1: 108-121.
- Dunlop, D.J., Ozdemir, 1997. Rock magnetism: fundamentals and frontiers. Cambridge University Press, New York. 1-565.

- Dunlop, D. J. 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3), EPM-4.
- Duparc, Q., Dare, S. A., Cousineau, P. A., y Goutier, J. 2016. Magnetite chemistry as a provenance indicator in Archean metamorphosed sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 86(5), 542-563.
- Einsele, G. 1982. Limestone-Marl Cycles (Periodicities): Diagnosis, Significance, Causes - a Review. En Einsele, G. y Seilacher, A. (eds.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer, p. 8-53, Berlin.
- Einsele, G. 1992. *Sedimentary Basin. Evolution, Facies, and Sediment Buldget*. Springer, 792 p., Berlin.
- Einsele, G., y Seilacher, A. 1982. Paleogeographic significance of tempestites and periodites. In *Cyclic and event stratification* (pp. 531-536). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Einsele, G., y Ricken, W. 1991. Limestone–marl alternations—an overview. *Cycles and events in stratigraphy*, 23-47.
- Einsele, G., y Seilacher, A. (Eds.). 2012. *Cyclic and event stratification*. Springer Science & Business Media, 531p., Berlin, Heidelberg, New York.
- Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, 955 p., Berlin, Heidelberg, New York.
- Elbra, T., Bubík, M., Reháková, D., Schnabl, P., Čížková, K., Pruner, P., ... & Švábenická, L. 2018. Magneto-and biostratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary in the Kurovice section, Western Carpathians, Czech Republic. *Cretaceous Research*, 89, 211-223.
- Ellwood, B. B., y Ledbetter, M. T. 1977. Antarctic bottom water fluctuations in the Vema Channel: effects of velocity changes on particle alignment and size. *Earth and Planetary Science Letters*, 35(2), 189-198.
- Ellwood, B. B., Petruso, K. M., Harrold, F. B., & Korkuti, M. 1996. Paleoclimate characterization and intra-site correlation using magnetic susceptibility measurements: an example from Konispol Cave, Albania. *Journal of Field Archaeology*, 23(3), 263-271.
- Ellwood, B. B., Crick, R. E., Hassani, A. E., Benoist, S. L., & Young, R. H. 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28(12), 1135-1138.
- Ellwood, B. B., Harrold, F. B., Benoist, S. L., Thacker, P., Otte, M., Bonjean, D., ... & Grandjean, F. 2004. Magnetic susceptibility applied as an age–depth–climate relative dating technique using sediments from Scladina Cave, a Late Pleistocene cave site in Belgium. *Journal of Archaeological Science*, 31(3), 283-293.

- Ellwood, B. B., Tomkin, J. H., Ratcliffe, K. T., Wright, M., y Kafafy, A. M. 2008a. High-resolution magnetic susceptibility and geochemistry for the Cenomanian/Turonian boundary GSSP with correlation to time equivalent core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261(1-2), 105-126.
- Ellwood, B. B., Tomkin, J. H., Febo, L. A., y Stuart Jr, C. N. 2008b. Time series analysis of magnetic susceptibility variations in deep marine sedimentary rocks: a test using the upper Danian–Lower Selandian proposed GSSP, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261(3-4), 270-279.
- Elmore, R. D., Muxworthy, A. R., & Aldana, M. 2012. Remagnetization and chemical alteration of sedimentary rocks. Geological Society, London, Special Publications, 371(1), 1-21.
- Elrick, M. 1995. Cyclostratigraphy of Middle Devonian carbonates in the eastern Great Basin. *Journal of Sedimentary Research* B65: 61-79.
- Énay, R. 2020. The Jurassic/Cretaceous system boundary is an impasse. Why do not go back to Oppel's 1865 original an historic definition of the Tithonian?. *Cretaceous Research*, 106, 104241.
- Ernesto, M., Pacca, I. G., Hiodo, F. Y., & Nardy, A. J. R. 1990. Palaeomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(2-4), 153-175.
- Ernesto, M. M. I. B., Raposo, M. I. B., Marques, L. S., Renne, P. R., Diogo, L. A., & De Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 28(4-5), 321-340.
- Fennell, L. M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E. A., Bottesi, G., & Ramos, V. A. 2017. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group ($35^{\circ} 30' - 37^{\circ}$ S). *Basin Research*, 29, 51-72.
- Fernández, M. S. 1997. A new ichthyosaur from the Tithonian (Late Jurassic) of the Neuquén Basin, northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of Paleontology*, 71(3), 479-484.
- Fernández, M. S., Garrido, A. C., Hiriart, L., Herrera, Y., & Talevi, M. 2012. Reptiles marinos titonianos (Jurásico Superior) recuperados en Mallín Quemado (Fm. Vaca Muerta, área Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén, Argentina). *Ameghiniana* 49(4). En XXVI Jornadas Argentinas de Paleontología Vertebrados.
- Fernández-Carmona, J., y Riccardi, A. C. 1998. First record of Chitinoidella Dohen in the Tithonian of Argentina. In *Actas del X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica*, Buenos Aires (Vol. 1, p. 292).

- Fernández Carmona, J. y Riccardi, A.C. 1999. Primer reporte de Calcionelidos calcáreos del Cretácico inferior –Berriásiano de la Provincia del Tethys en la República Argentina: Conexión Tethys-Pacífico. Boletim do Simposio sobre o Cretaceo do Brasil: 465-466.
- Fernández Carmona, J., Álvarez, P.P. y Aguirre-Urreta, M.B. 1996. Calcionelidos calcáreos y grupos incertae sedis en la Formación Vaca Muerta (Tithoniano superior), alta cordillera mendocina, Argentina. 13o Congreso Geológico Argentino 521 y 3o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 225, Mendoza.
- Fisher, R. 1953. Dispersion on a sphere. In Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences (Vol. 217, No. 1130, pp. 295-305). The Royal Society.
- Fischer, A. G. 1986. Climatic rhythms recorded in strata. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14(1), 351-376.
- Fischer, A.G. 1991. Orbital Cyclicity in Mesozoic Strata. En Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (eds), Cycles and Events in Stratigraphy. Springer. P. 48-63, Berlin, Heidelberg, New York.
- Fischer, A. G. 1993. Cyclostratigraphy of Cretaceous chalk-marl sequences. Evolution of the Western Interior Basin: Geological Association of Canada, Special Paper, 39, 283-296.
- Fischer, A.G., D'Argenio, B., Premoli Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. 2004. Cyclostratigraphic Approach to Earth's History: An Introduction. En D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. (eds.) Cyclostratigraphy: Approaches and case histories. SEPM Special Publication 81: 5-16
- Fischer, A. G., & Bottjer, D. J. 1991. Orbital forcing and sedimentary sequences. Journal of Sedimentary Research, 61(7).
- Fischer, A. G., Silva, I. P., & De Boer, P. L. 1990. Cyclostratigraphy. In Cretaceous resources, events and rhythms (pp. 139-172). Springer, Dordrecht.
- Fischer, A. G., D'Argenio, B., Silva, I. P., Weissert, H., & Ferreri, V. 2004. Cyclostratigraphic approach to Earths history: An introduction.
- Flügel, E. y Fenniger, A. 1966. Die Luthogenese der Oberalmer Schichten un der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). Neues Jahrbuch für eologie und Paläontologie Abhandlungen, 123/3, 249-280.
- Folguera, A., Vera, E. R., Spagnuolo, M., Orts, D., Sagripanti, L., Mariot, M., Ramos, M., Bottesi, G., & Ramos, V. A. (2011). Los Andes Neuquinos. In Relatorio Congreso Geológico (No. 18, pp. 349-354).
- Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bulletin, 43(1), 1-38.

- Fossa Mancini, E., Feruglio, E., & Yussen de Campana, J. C. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15(171), 1-67.
- Freeman, R. 1986. Magnetic mineralogy of pelagic limestones. *Geophysical Journal International*, 85(2), 433-452.
- Gale, A. S., Mutterlose, J., Batenburg, S., Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., & Petrizzo, M. R. 2020. The Cretaceous Period. In *Geologic Time Scale 2020* (pp. 1023-1086). Elsevier.
- Gasparini, Z. 2007. Reptiles marinos jurásicos y cretácicos de la Patagonia. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina, 11(1), 125-136.
- Gasparini, Z., Leanza, H.A., y Zubillaga, J.I.C. 1987. Tithonianas del área de Los Catutos, Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 24, 1-2.
- Gasparini, Z., Fernández, M. S., De La Fuente, M., Herrera, Y., Codorniú, L., & Garrido, A. 2015. Reptiles from lithographic limestones of the los catutos member (Middle—upper tithonian), Neuquén province, Argentina: an essay on its taxonomic composition and preservation in an environmental and geographic context. *Ameghiniana*, 52(1), 1-28.
- Geuna, S. E., y Vizán, H. 1998. New Early Cretaceous palaeomagnetic pole from Córdoba Province (Argentina): revision of previous studies and implications for the South American database. *Geophysical Journal International*, 135(3), 1085-1100.
- Geuna, S. E., Somoza, R., Vizán, H., Figari, E. G., & Rinaldi, C. A. 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key to constrain the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana?. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(1-2), 145-160.
- Gerth, E. 1914. *Stratigraphie und Bau der argentinischen Kordillere zwischen dem río Grande und río Diamante*. Zeitschrift Deutsches Geologie Gesellschaft 65: 568-575, Berlín.
- Gerth H., 1921 — Fauna und gliederung des Neokoms in der argentinischen Kordillere. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 112–119: 140–148.
- Gerth H., 1925 — Contribuciones a la estratigrafía de los Andes argentinos. I: Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba (Rep. Argentina), 9: 7–55.
- Gerth, E. 1928. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, Actas 10: 122-170, Córdoba.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., & Bottesi, G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 31(12), 1443-1457.

- Gilbert, G. K. 1895. Sedimentary measurement of Cretaceous time. *The Journal of Geology*, 3(2), 121-127.
- Giusiano, A., Mendiberri, H., Carbone, O., Leanza, H., Arregui, C., Danieli, J., & Vallés, J. 2011. Introducción a los recursos hidrocarburíferos. In XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén (pp. 639-644).
- Gómez Dacal, A. R. 2018. Petrología, geoquímica y diagénesis de sedimentitas y fósiles carbonáticos del Jurásico superior-Cretácico inferior de las Cuencas Neuquina y Austral, Argentina (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata).
- Gómez Dacal, A. R., Moyano Paz, D., Spalletti, L. A., Gómez Peral, L. E., & Sial, A. N. 2019. Variaciones en indicadores geoquímicos (tierras raras e isótopos estables de carbono) en relación con la paleopropundidad: ejemplos de depósitos marinos de las cuencas Neuquina y Austral. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 26(1), 19-38.
- Gong, Z., Kodama, K. P., y Li, Y. X. 2019. Paleomagnetism and rock magnetic cyclostratigraphy of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Constraints on the remagnetization mechanism and the encoding process of Milankovitch cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 528, 232-246.
- González, G., Vallejo, D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gomez Rivarola, L., y Domínguez, R. F. 2016. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta—Integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos. Special Publication from Instituto Argentino de Petróleo y el Gas (IAPG), 540.
- Gouiric-Cavalli, S., y Cione, A. L. 2015. Fish faunas from the Late Jurassic (Tithonian) Vaca Muerta Formation of Argentina: one of the most important Jurassic marine ichthyofaunas of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 114-124.
- Grabowski, J., y Pszczółkowski, A. 2006. Magneto-and biostratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 27(3), 398-417.
- Grabowski, J. 2011. Magnetostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary interval in the Western Tethys and its correlations with other regions: a review. *Volumina Jurassica* 9: 105-128.
- Grabowski, J., Michalík, J., Pszczolkowski, A., & Lintnerová, O. 2010a. Magneto-, and isotope stratigraphy around the Jurassic/Cretaceous boundary in the Vysoká Unit (Malé Karpaty Mountains, Slovakia): correlations and tectonic implications. *Geologica Carpathica*, 61(4), 309.
- Grabowski, J., Haas, J., Márton, E., & Pszczółkowski, A. 2010b. Magneto-and biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 54(1), 1-26.

- Grabowski, J., Haas, J., Stoykova, K., Wierzbowski, H., & Brański, P. 2017. Environmental changes around the Jurassic/Cretaceous transition: New nannofossil, chemostratigraphic and stable isotope data from the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Sedimentary Geology*, 360, 54-72.
- Grabowski, J., Bakhmutov, V., Kdýr, Š., Krobicki, M., Pruner, P., Reháková, D., ... & Wierzbowski, H. 2019. Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Kimmeridgian to Lower Berriasian pelagic sequences of the Velykyi Kamianets section (Pieniny Klippen Belt, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 532, 109216.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (Eds.). 2012. *The geologic time scale 2012*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gradstein, F. M., & Ogg, J. G. 2020. The chronostratigraphic scale. In *Geologic Time Scale 2020* (pp. 21-32). Elsevier.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., & Ogg, G. M. (Eds.). 2020. *Geologic Time Scale 2020*. Cambridge University Press, Cambridge. Elsevier.
- Granier, B. 2020. A critical look at Tré Maroua (Le Saix, Hautes-Alpes, France), the Berriasian GSSP candidate section. *20(1)*, 1-17.
- Granier, B., Énay, R., y Charollais, J. 2020. News and Reviews—Discussion of the paper by Wimbledon et al., 2020b, entitled “The proposal of a GSSP for the Berriasian Stage (Cretaceous System): Part 1”[*Volumina Jurassica*, XVIII (1)]. *Volumina Jurassica*, 18(2), 237-250.
- Grigsby, J. D. 1990. Detrital magnetite as a provenance indicator. *Journal of Sedimentary Research*, 60(6), 940-951.
- Grippo, A., Fischer, A.G., Hinnov, L.A., Herbert, T.D. y Premoli Silva, I. 2004. Cyclostratigraphy and chronology of the Albian stage (Piobbico core, Italy). En D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. (eds.), *Cyclostratigraphy: Approaches and case histories*. SEPM Special Publication 81: 57-81.
- Groeber, P. 1918. Estratigrafía del Dogger en la Argentina. Estudio comparativo. Boletín No 18, serie B (Geología). Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrología, 81 p., Buenos Aires.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, 58: 1-109.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 178-208.
- Groeber, P. 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuan Co y parte de Epu Lauken. 4. Hojas Barda Blanca y los Molles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4), 347-433.

- Groeber, P. 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4), 409-433.
- Groeber, P. 1950. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Adiciones y correcciones. Sociedad Geológica Argentina, Revista, 4(1), 37-39.
- Groeber, P. 1953. Ándico. En: Groeber, P., Stipanicic, P.N. y Mingramm, A. (eds.), Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2: 349-351, Buenos Aires.
- Gulisano, C. A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 8: 579-592.
- Gulisano, Carlos Alberto. 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la formación Tordillo en el Oeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca neuquina, Argentina. (Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.) 247p., Buenos Aires
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2: 1-111. Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., & Digregorio, R. E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. En 8º Congreso Geológico Argentino, Acta 9: 236-259. San Carlos de Bariloche.
- Gunderson, K. L., Kodama, K. P., Anastasio, D. J., & Pazzaglia, F. J. 2013. Rock-magnetic cyclostratigraphy for the Late Pliocene-Early Pleistocene Stirone section, Northern Apennine mountain front, Italy. Geological Society, London, Special Publications, 373(1), 309-323.
- Gunderson, K. L., Kodama, K. P., Anastasio, D. J., & Pazzaglia, F. J. 2013. Rock-magnetic cyclostratigraphy for the Late Pliocene-Early Pleistocene Stirone section, Northern Apennine mountain front, Italy. Geological Society, Special Publications, 373(1), 309-323, London, UK.
- Guzmán, C. G., Cristallini, E. O., García, V. H., Yagupsky, D. L., & Bechis, F. 2011. Horizontal stress Field evolution from Eocene to present in Neuquén Basin. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 68(4), 542-554.
- Halls, H. C. 1978. The use of converging remagnetization circles in palaeomagnetism. Physics of the Earth and Planetary interiors, 16(1), 1-11.
- Hammer, Ø., Harper, D. A., y Ryan, P. D. 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia electronica, 4(1), 9.
- Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruiver, P. P., & Van Oorschot, I. H. M. 2002. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. Geophysical Journal International, 148(1), 58-64.

- Hesselbo, S. P., Ogg, J. G., Ruhl, M., Hinnov, L. A., & Huang, C. J. 2020. The Jurassic Period. In *Geologic Time Scale 2020* (pp. 955-1021). Elsevier.
- Hilgen, F. J., Bissoli, L., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Meijer, R., Negri, A., & Villa, G. 2000. Integrated stratigraphy and astrochronology of the Messinian GSSP at Oued Akrech (Atlantic Morocco). *Earth and Planetary Science Letters*, 182(3-4), 237-251.
- Hilgen, F., Schwarzacher, W. y Strasser, A. 2004. Concept and Definitions in Cyclostratigraphy (Second Report of the Cyclostratigraphy Working Group). International Subcommission on Stratigraphic Nomenclature of the IUGS Commission on Stratigraphy. En D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. (eds.), *Cyclostratigraphy: Approaches and case histories*. SEPM Special Publication 81: 303-306.
- Hilgen, F., Brinkhuis, H., & Zachariasse, W. J. 2006. Unit stratotypes for global stages: the Neogene perspective. *Earth-Science Reviews*, 74(1-2), 113-125.
- Hinnov, L. A., y Ogg, J. G. 2007. Cyclostratigraphy and the astronomical time scale. *Stratigraphy*, 4(2-3), 239-251.
- Hinnov, L. A., & Hilgen, F. J. 2012. Cyclostratigraphy and astrochronology. The geologic time scale 2012, 63-83.
- Hinnov, L. A., Kodama, K. P., Anastasio, D. J., Elrick, M., & Latta, D. K. 2013. Global Milankovitch cycles recorded in rock magnetism of the shallow marine lower Cretaceous Cupido Formation, northeastern Mexico. *Geological Society, Special Publications*, 373(1), 325-340, London, UK.
- Houša, V., Krs, M., Krsová, M., Man, O., Pruner, P., & Venhodová, D. 1999. High-resolution magnetostratigraphy and micropalaeontology across the J/K boundary strata at Brodno near Žilina, western Slovakia: summary of results. *Cretaceous Research*, 20(6), 699-717.
- Houša, V., Krs, M., Man, O., Pruner, P., Venhodová, D., Cecca, F., ... & Piscitello, M. 2004. Combined magnetostratigraphic, palaeomagnetic and calpionellid investigations across Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Bosso Valley, Umbria, central Italy. *Cretaceous Research*, 25(5), 771-785.
- Houša, V., Pruner, P., Zakharov, V. A., Kostak, M., Chadima, M., Rogov, M. A., ... & Mazuch, M. 2007. Boreal-Tethyan correlation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval by magneto-and biostratigraphy. *Stratigraphy and geological correlation*, 15(3), 297-309.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 1-14.
- Hrouda, F., Jelínek, V., & Zapletal, K. 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophysical Journal International*, 129(3), 715-719.

- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A. G., Grippo, A., & Herbert, T. 2010. Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology*, 38(10), 899-902.
- Huang, C., Ogg, J. G., & Kemp, D. B. 2020. Cyclostratigraphy and astrochronology: Case studies from China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 560, 110017.
- Hugo, C. A., y Leanza, H. A. 2001. Hoja Geológica 3969-IV, General Roca, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR, Boletín, 308, 1-71.
- Iglesia Llanos, M. P., 1996. Paleomagnetismo y Magnetoestratigrafía del Pleinsbaquiano-Toarciano (Jurásico) de la Cuenca Neuquina. Asociación Geológica Argentina, Revista 51 (4): 339-354.
- Iglesia Llanos, M.P., 1997. Magnetoestratigrafía y Paleomagnetismo del Jurásico Inferior marino de la Cuenca Neuquina, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 350 p.
- Iglesia Llanos, M.P., 2018. The Jurassic Paleogeography of South America from Paleomagnetic Data. In *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes* (pp. 225-243). Springer, Cham.
- Iglesia Llanos, M. P. 2012. Paleomagnetic study of the Jurassic from Argentina: magnetostratigraphy and palaeogeography of South America. *Revue de Paléobiologie*, 151-168.
- Iglesia Llanos, M.P. y Vizán, H., 1995. Magnetoestratigrafía y Paleomagnetismo del Pliensbaquiano y Toarciano marino de la Argentina. *Geología Colombiana* 20: 143-146.
- Iglesia Llanos, M. P., y Riccardi, A. C. 2000. The Neuquén composite section: magnetostratigraphy and biostratigraphy of the marine lower Jurassic from the Neuquén basin (Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 181(3), 443-457.
- Iglesia Llanos, M. P., & Prezzi, C. B. (2013). The role of true polar wander on the Jurassic palaeoclimate. *International Journal of Earth Sciences*, 102(3), 745-759.
- Iglesia Llanos, M. P., y Kietzmann, D. A. 2020. Magnetostratigraphy of the Jurassic Through Lower Cretaceous in the Neuquén Basin. In *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 175-210). Springer, Cham.
- Iglesia Llanos, M. P., Lanza, R., Riccardi, A. C., Geuna, S., Laurenzi, M. A., & Ruffini, R. 2003. Paleomagnetic study of the El Quemado complex and Marifil formation, Patagonian Jurassic igneous province, Argentina. *Geophysical Journal International*, 154(3), 599-617.
- Iglesia Llanos, M. P., Riccardi, A. C., & Singer, S. E. 2006. Palaeomagnetic study of Lower Jurassic marine strata from the Neuquén Basin, Argentina: A new Jurassic apparent polar wander path for South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(3-4), 379-397.

- Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M., y Palma, R.M. 2017. Magnetostratigraphy of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Argentina: Implications for the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Cretaceous Research* 70:189-208.
- Iglesia Llanos, M. P., Kietzmann, D. A., Martínez, M. K., & Minisini, D. 2019. Magnetostratigraphy of a Middle Jurassic delta system (Lajas Formation), Portada Covunco section, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102235.
- Imbrie, J., Berger, A., Hays, J., Kukla, G., & Saltzman, B. 1984. Milankovitch and climate: understanding the response to astronomical forcing. 1, 269pp.
- Ivanova, D. K., & Kietzmann, D. A. 2017. Calcareous dinoflagellate cysts from the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta Formation in the southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 150-169.
- Ivanova, D.K., Kietzmann, D. A., Iglesia Llanos, M.P., Kohan Martínez, M. 2019. New microfossil data for Tithonian–Valanginian interval of Puerta Curaco section, Neuquén basin (Argentina). p. 124. En XIV Jurassica Conference.
- Jackson, M., & Swanson-Hysell, N. L. 2012. Rock magnetism of remagnetized carbonate rocks: Another look. Geological Society, London, Special Publications, 371(1), 229-251.
- Jiang, H., Kang, C., Zhang, Y., Wei, C., Zhao, J., & Li, Y. 2020. Provenance discrimination of upper Yangtze River basin sediments: New insights from heavy mineral signatures and detrital magnetite geochemistry. *Quaternary International*, 568, 79-89.
- Keidel, J. 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del territorio del Neuquén. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 8: 1-67. Buenos Aires.
- Kietzmann, D.A. 2007. Cicloestratigrafía y bioestratigrafía de la Formación Vaca Muerta, origen y frecuencia de su ritmidad. Arroyo Loncoche – Malargüe, Mendoza (Cyclostratigraphy and biostratigraphy of the Vaca Muerta Formation, origin and frequency of their rhythmicity. Arroyo Loncoche - Malargüe, Mendoza). Trabajo Final de Licenciatura (GEO 855), Universidad de Buenos Aires (inédito), 175 p., Buenos Aires.
- Kietzmann, D.A. 2011. Análisis sedimentológico y cicloestratigráfico de una sucesión orbitalmente controlada (Formación Vaca Muerta) en el límite Jurásico-Cretáceo de la cuenca Neuquina surmendocina (Sedimentological and cyclostratigraphical analysis of an orbitally driven succession (Vaca Muerta Formation) in the Jurassic-Cretaceous boundary of the southern Mendoza Neuquén Basin). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 584 p., Buenos Aires.
- Kietzmann, D. A. 2017. Chitinoidellids from the Early Tithonian–Early Valanginian Vaca Muerta Formation in the Northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 152-164.

- Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2009a. Microcrinoideos saccocómidos en el Tithoniano de la Cuenca Neuquina. ¿Una presencia inesperada fuera de la región del Tethys? (Saccocomid microcrinoids in the Tithonian of the Neuquén basin. An unexpected presence outside the Thethys domain?). *Ameghiniana* 46(4): 695-700.
- Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2009b. Taofacies y biofacies de Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas (Taphofacies and biofacies of the Vaca Muerta Formation in the Southern mendoza sector of the Neuquén Basin: sedimentological and stratigraphical implications). *Ameghiniana* 46(2): 321-343.
- Kietzmann, D. A., y Palma, R. M. 2010a. Primer registro de microcoprolitos de crustáceos de la Cuenca Neuquina: el icnogénero *Palaxius* en el Tithoniano de la Formación Vaca Muerta, Mendoza. *Ameghiniana*, 47(2), 257-261.
- Kietzmann, D. A., y Palma, R. M. 2010b. New crustacean microcoprolites from the Lower Cretaceous (middle Berriasian–lower Valanginian) of the Neuquén Basin, southern Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(1), 58-64.
- Kietzmann, D. A., Martin-Chivelet, J., Palma, R. M., López-Gómez, J., Lescano, M., & Concheyro, A. 2011a. Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: the mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, Northern Neuquén Basin, Argentina. *AAPG bulletin*, 95(9), 1459-1474.
- Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2011b. Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina (Peloidal tempestites of the Vaca Muerta Formation (Tithonian-Valanginian) in the southern Mendoza Neuquén Basin, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* (2012) 18(2): 121-149.
- Kietzmann, D. A., y Vennari, V. V. 2008. Facies, ambiente depositacional y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior-Berriásano superior) en el área del Cerro Domuyo, Neuquén. In Congreso Geológico Argentino (No. 17, p. 773).
- Kietzmann, D.A. y Vennari, V.V. 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriásano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina (Sedimentology and stratigraphy of the Vaca Muerta Formation in the Cerro Domuyo area, Northern Neuquén, Argentina). *Andean Geology* 40(1): 41-65.
- Kietzmann, D. A., e Iglesia Llanos, M. P. 2018. Comment on "Tethyan calpionellids in the Neuquén Basin (Argentine Andes), their significance in defining the Jurassic/Cretaceous boundary and pathways for Tethyan-Eastern Pacific connections" by R. López-Martínez, B. Aguirre-Urreta, M. Lescano, A. Concheyro, V. Vennari and V. Ramos. *Journal os South American Earth Science*, 84, 444-447.

- Kietzmann, D.A., y Rodriguez Schelotto, M.L. 2018. Lithologic classification. Regional Cross Section of the Vaca Muerta Formation Integration of seismic, well logs, cores and outcrops. 23-32pp.
- Kietzmann, D. A., y Paulin, S. M. 2019. Cyclostratigraphy of an upper Valanginian–lower Hauterivian mixed siliciclastic-carbonate ramp succession (Pilmatué Member of the Agrio Formation), Loma La Torre section, northern Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 98, 26-46.
- Kietzmann, D. A., y Scasso, R. A. 2020. Jurassic to Cretaceous (upper Kimmeridgian–? lower Berriasian) calcispheres from high palaeolatitudes on the Antarctic Peninsula: Local stratigraphic significance and correlations across Southern Gondwana margin and the Tethyan realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 537, 109419.
- Kietzmann, D.A. Palma, R.M. y Bressan, G.S. 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriásiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo Loncoche – Malargüe, provincia de Mendoza (Facies and microfacies of the Tithonian-Berriásian ramp from the Neuquén Basin (Vaca Muerta Formation) in the Loncoche creek section - Malargüe, Mendoza). *Revista Asociación Geológica Argentina* 63(4): 696-713.
- Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Lescano, M. y Concheyro, A. 2011. Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: the mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, Northern Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum and Gas Bulletin* 95(9): 1459-1474.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J. y López-Gómez, J. 2014a. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian - Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302: 64-86.
- Kietzmann, D.A, Ambrosio, A.L, Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V.V., Aguirre Urreta, M.B., Depine, G., Repol, D. 2014b. Variaciones de facies de las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta en su localidad tipo (Sierra de la Vaca Muerta), Cuenca Neuquina. pp. 269-288 en IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M. e Iglesia Llanos, M.P. 2015. Cyclostratigraphy of an orbitally-driven Tithonian-Valanginian carbonate ramp succession, Southern Mendoza, Argentina: Implications for the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Sedimentary Geology* 315:29-46.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., González Tomassini, F., Depine, G. y Repol, D. 2016a. The Vaca Muerta-Quintuco system (Tithonian – Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: a view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt. *American Association of Petroleum and Gas Bulletin* 100(5): 743-771.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M. y Ferreyra, T.M.A. 2016b. Análisis de facies y asignación estratigráfica de los depósitos fluviales innominados de la Cuenca Neuquina surmendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(1): 104-116.

- Kietzmann, D. A., Iglesia Llanos, M. P., Ivanova, D. K., Kohan Martínez, M., & Sturlesi, M. A. 2018a. Toward a multidisciplinary chronostratigraphic calibration of the Jurassic-Cretaceous transition in the Neuquén Basin.
- Kietzmann, D. A., Llanos, M. P. I., & Martínez, M. K. 2018b. Astronomical Calibration of the Tithonian–Berriasian in the Neuquén Basin, Argentina: A Contribution From the Southern Hemisphere to the Geologic Time Scale. In *Stratigraphy & Timescales* (Vol. 3, pp. 327-355). Academic Press.
- Kietzmann, D. A., Llanos, M. P. I., y Martínez, M. K. 2020a. Orbital Controls and High-Resolution Cyclostratigraphy of Late Jurassic–Early Cretaceous in the Neuquén Basin. In *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 211-235). Springer, Cham.
- Kietzmann, Diego A., Federico González Tomassini, and Taury Smith, 2020b. Grain association, petrography, and lithofacies, in Daniel Minisini, Manuel Fantín, Iván Lanusse Noguera, and Héctor A. Leanza, eds., Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina: AAPG Memoir 121, p. 267–296.
- Kietzmann, D. A., Llanos, M. P. I., Palacio, J. P., y Sturlessi, M. A. 2021a. Facies analysis and stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary in a new basinal Tithonian–Berriasian section of the Vaca Muerta Formation, Las Tapaderas, Southern Mendoza Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 103267.
- Kietzmann, D. A., Llanos, M. P. I., Tomassini, F. G., Noguera, I. L., Vallejo, D., Reijenstein, H. 2021b. Upper Jurassic–Lower Cretaceous calpionellid zones in the Neuquén Basin (Southern Andes, Argentina): correlation with ammonite zones and biostratigraphic synthesis. *Cretaceous Research*, 104950.
- King, R.F., 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 7, 115–134.
- Kirschvink, J. L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718.
- Kodama, K. P. 2012a. Inclination shallowing in sedimentary rocks: evidence, mechanism and cause. *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation*, 1st edn. Blackwell, Oxford, 34, 45.
- Kodama, K. 2012. Rock magnetic cyclostratigraphy: a new chronostratigraphic tool for geologists. In *geological society of america abstracts with programs* (vol. 44, no. 7, p. 425).
- Kodama, K. P. 2019. Rock Magnetic Cyclostratigraphy of the Carboniferous Mauch Chunk Formation, Pottsville, PA, United States. *Frontiers in Earth Science*, 7, 285.
- Kodama, K. P., y Hinnov, L. A. 2015. *Rock Magnetic Cyclostratigraphy*. Wiley-Blackwell Fast-Track Monograph. En: *New Analytical Methods in Earth and Environmental Science Series* (p. 176).

- Kodama, K. P., Anastasio, D. J., Newton, M. L., Pares, J. M., & Hinnov, L. A. 2010. High-resolution rock magnetic cyclostratigraphy in an Eocene flysch, Spanish Pyrenees. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(6), 1-22.
- Kohan Martínez, M. 2017. Cicloestratigrafía y magnetoestratigrafía de la Formación Vaca Muerta en su localidad tipo (Sierra de la Vaca Muerta), provincia de Neuquén (Cyclostratigraphy and magnetostratigraphy of the Vaca Muerta Formation at its type location, Neuquén province). Trabajo Final de Licenciatura (GEO), Universidad de Buenos Aires (inédito), 140p., Buenos Aires.
- Kohan Martínez, M., Kietzmann, D. A., Llanos, M. I., Leanza, H. A., & Luppo, T. 2018. Magnetostratigraphy and cyclostratigraphy of the Tithonian interval from the Vaca Muerta Formation, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 209-228.
- Kozlowski, E., Manceda, R., & Ramos, V. A. 1993. Estructura. In *Geología y recursos naturales de Mendoza Asociación Geológica Argentina* Buenos Aires, 1, 235-256.
- Kozlowski, E., Cruz, C. E., & Sylwan, C., 1997. Modelo exploratorio en la faja corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. In *6th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas* (pp. cp-117). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Krantz, F. (1926). Die ammoniten des Mittel-und Obertithons. *Geologische Rundschau*, 17, 427-462.
- Krantz, F. 1928. La Fauna del Titono superior y medio en la parte meridional de la provincia de Mendoza. En Gerth, E. (1928), Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes argentinos. Academia Nacional de Ciencias, Actas 10: 1-56, Córdoba.
- Lakova, I., y Petrova, S. 2013. Towards a standard Tithonian to Valanginian calpionellid zonation of the Tethyan Realm. *Acta Geologica Polonica*, 63(2), 201-221.
- Lakova, I., Stoykova, K. and Ivanova, D. 1999. Calpionellid, nannofossil and calcareous dinocyst bioevents and integrated biochronology of the Tithonian to Valanginian in the Western Balkanides, Bulgaria. *Geologica Carpathica* 50: 151-158.
- Lakova, I., Grabowski, J., Stoykova, K., Petrova, S., Reháková, D., Sobień, K., & Schnabl, P. 2017. Direct correlation of Tithonian/Berriasian boundary calpionellid and calcareous nannofossil events in the frame of magnetostratigraphy: new results from the West Balkan Mts, Bulgaria, and review of existing data. *Geologica Balcanica*, 46(2), 47-56.
- Lanza, R., & Meloni, A. 2006. The Earth's magnetism. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 144(6), 1027-1038.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428(1), 261-285.

- Latta, D. K., Anastasio, D. J., Hinnov, L. A., Elrick, M., & Kodama, K. P. 2006. Magnetic record of Milankovitch rhythms in lithologically noncyclic marine carbonates. *Geology*, 34(1), 29-32.
- Leanza A.F. 1945. Amonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Anales Museo La Plata*, n.s.:1-99.
- Leanza, A.F. 1946. Las Oppelias de Chacay-Melehue, en el Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 63-72.
- Leanza, H.A., 1972. Acantholissonia, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 17 (4):63-70. Buenos Aires.
- Leanza, H.A, 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (2): 97-132.
- Leanza H.A., 1980 — The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquen, Argentina. *Zitteliana*, 5: 3–49.
- Leanza H.A., 1981a — The Jurassic-Cretaceous boundary beds in West Central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahr- buch für Paläontologie, Abhandlungen*, 161: 62–92.
- Leanza, H. A. 1981b. Faunas de ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2, 559-597.
- Leanza, H.A. 1993. Jurassic and Cretaceous tritoniid bivalves from West-Central Argentina. *Bulletins of American Paleontology* 105(343): 1- 95.
- Leanza, H. A. 1996. The Tithonian ammonite genus Chigaroceras Howarth (1992) as a bioevent marker between Iraq and Argentina. In *GeoResearch Forum* (Vol. 1, No. 2, pp. 451-458).
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, 11(2), 145-184.
- Leanza, H. (2012). The Vaca Muerta Formation (Late Jurassic—Early Cretaceous): History, Stratigraphic Context and Events of this Emblematic Unit of the Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum and Gas Search and Discovery Article*, 90165.
- Leanza, A. F., y Leanza, H. A. 1979. Descripción geológica de la hoja 37c, Catan Lil. Servicio Geológico Nacional.
- Leanza, H. A., y Hugo, C. A. 1977. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35 y 40 Is Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(4), 248-264.

- Leanza, H., y Zeiss, A. 1990. Upper Jurassic lithographic limestones from Argentina (Neuquén Basin): stratigraphy and fossils. *Facies*, 22(1), 169-185.
- Leanza, H., y Zeiss, A. 1992. On the ammonite fauna of the Lithographic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(6), 1841-1850.
- Leanza, H., & Zeiss, A. 1994. The “lithographic limestones” of Zapala (Central Argentina) and their ammonite fauna. *Geobios*, 27, 245-250.
- Leanza, H. A., Marchese, H. G., & Riggi, J. C. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los Paralelos 35° y 40° Is Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(3), 190-208.
- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Herrero, J. C., Donnari, E., & Pucci, J. C. 1997. Hoja Geológica 3969-III-Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR, Boletín (Instituto de Estudios de Poblacion y Desarrollo [Dominican Republic]), 218, 1-135.
- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Repol, D., Gonzalez, R., & Danieli, J. C. 2001. Hoja geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, 275, 1-128.
- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Repol, D., & Salvarredy Aranguren, M. 2003. Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(2), 248-254.
- Leanza, H. A., Pesteguia, S., Novas, F. E., & de la Fuente, M. S. 2004. Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretaceous Research*, 25(1), 61-87.
- Leanza, H. A., Sattler, F., Martinez, R. S., & Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío-Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. In Congreso Geológico Argentino (No. 18, pp. 113-129).
- Leanza, H. A., Kietzmann, D. A., Llanos, M. P. I., & Martínez, M. K. 2020a. Stratigraphic context: Cyclostratigraphy, magnetostratigraphy, and seismic stratigraphy, 1-21.
- Leanza, H. A., Vennari, V. V., Aguirre-Urreta, M. B., Concheyro, A., Lescano, M., Ivanova, D., D.A., Kietzmann, López Martínez, R, P.A., Martz, M.A., Paolillo, M.V., Guler, I., Pujana, & Paz, M. 2020. Relevant marine paleobiological markers of the Vaca Muerta Formation, 61-99.
- Legarreta, L. y Kozlowski, E. 1979. Estratigrafía, sedimentología y esquema prospectivo para la Formación Chachao, Provincia de Mendoza. YPF (informe inédito), Buenos Aires.
- Legarreta, L., y Kozlowski, E. 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, Provincia de Mendoza. In *VIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 521-543).

- Legarreta, L. y Gulisano, C. A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior- Terciario Superior). Cuencas sedimentarias argentina, 1989: 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous Marine Oscillations and Geometry of Back Arc Basin, Central Argentina Andes. En McDonald, D.I.M. (ed.), Sea level changes at active plate margins: Process and product. IAS Special Publication 12, p. 429-450, Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.
- Legarreta L. y Uliana, M.A. 1998. Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquén basin, west-central Argentina. En Relative role of eustasy, climate, and tectonism in Continental rocks, SEPM Special Publication 59: 83-92.
- Legarreta, L., Kozlowski, E., y Boll, A. 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. En *Actas VIII Congreso Geológico Argentino* (Vol. 3, pp. 389-409).
- Legarreta, L., Gulisano, C. A., Uliana, M. A., & Ramos, V. (1993). Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (pp. 87-114).
- Legarreta, L., H. J. Villar, G. A. Laffitte, C. E. Cruz, and G. Vergani, 2005. Cuenca Neuquina: Balance de masa enfocado a la evaluación del potencial exploratorio de los distritos productivos y de las zonas no productivas (abs.): IAPGV Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina, November 15–19, 2005, p. 233–250.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., & Montanez, I. P. 1998. Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 68(6), 1109-1130.
- Lena, L., López-Martínez, R., Lescano, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Vennari, V., Naipauer, M., Samankassou, E., Pimentel, M., Ramos, V.A., y Schaltegger, U. 2019. High-precision U-Pb ages in the early Tithonian to early Berriasian and implications for the numerical age of the Jurassic-Cretaceous boundary. *Solid Earth*, 10(1), 1-14.
- Lescano, M.A. y Concheyro, A. 2009. Nafnofósiles calcáreos de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. *American Ghinia* 46: 73-94.
- Lescano, M. y Kietzmann, D.A. 2010. Nanofósiles Calcáreos de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior- Valanginiano inferior) en la región sudoccidental de la Provincia de Mendoza. 10 Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 7 Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas: p. 94, La Plata.

- Li, M., Hinnov, L., & Kump, L. 2019a. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education. *Computers & Geosciences*, 127, 12-22.
- Li, M., Huang, C., Ogg, J., Zhang, Y., Hinnov, L., Wu, H., ... & Zou, Z. 2019b. Paleoclimate proxies for cyclostratigraphy: Comparative analysis using a Lower Triassic marine section in South China. *Earth-Science Reviews*, 189, 125-146.
- Linares, E., & Valencio, D. A. 1975. Paleomagnetism and K-Ar ages of some trachybasaltic dikes from Río de Los Molinos, Province of Córdoba, Republic of Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), 3315-3321.
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoana, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., & Oldfield, F. 2012. Environmental magnetism: principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50(4).
- Llambías, E. J., Sato, A. M., & Basei, M. A. S. 2005. El basamento prejurásico medio en el anticinal Chihuido, Malargüe: evolución magmática y tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(3), 567-578.
- Llambías, E. J., Leanza, H. A., & Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2), 217-235.
- López-Martínez, R., Barragán, R., & Reháková, D. 2013a. The Jurassic/Cretaceous boundary in the Apulco area by means of calpionellids and calcareous dinoflagellates: an alternative to the classical Mazatepec section in eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 142-151.
- López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., & Cobiella-Reguera, J. L. 2013b. Calpionellid distribution and microfacies across the Jurassic/Cretaceous boundary in western Cuba (Sierra de los Órganos). *Geologica Carpathica*, 64(3), 195-208.
- López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., Martini, M., & de Antuñano, S. E. 2015. Calpionellid biostratigraphy, U-Pb geochronology and microfacies of the upper jurassic-lower cretaceous Pimienta Formation (tamazunchale, san luis potosi, central-eastern Mexico). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1), 75-86.
- López-Martínez, R., Aguirre-Urreta, B., Lescano, M., Concheyro, A., Vennari, V., & Ramos, V. A. 2017. Tethyan calpionellids in the Neuquén Basin (Argentine Andes), their significance in defining the Jurassic/Cretaceous boundary and pathways for Tethyan-Eastern Pacific connections. *Journal of South American Earth Sciences*, 78, 116-125.
- Lourens, L. 2004. 21 The Neogene Period. *A geologic time scale 2004*, 409-440.
- Lowrie, W. 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical research letters*, 17(2), 159-162.

- Lowrie, W., y Alvarez, W. 1975. Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 80(11), 1579-1592.
- Lowrie, W., y Heller, F. 1982. Magnetic properties of marine limestones. *Reviews of Geophysics*, 20(2), 171-192.
- Lowrie, W., y Channell, J. E. T. 1984. Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Maiolica limestone (Umbria, Italy). *Geology*, 12(1), 44-47.
- Lowrie, W., & Ogg, J. G. (1986). A magnetic polarity time scale for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 76(3-4), 341-349.
- Ludwig, P., Egli, R., Bishop, S., Chernenko, V., Frederichs, T., Rugel, G., ... & Orgeira, M. J. 2013. Characterization of primary and secondary magnetite in marine sediment by combining chemical and magnetic unmixing techniques. *Global and Planetary Change*, 110, 321-339.
- Lynch, E. A., y van der Pluijm, B. 2016. Meteoric fluid infiltration in the Argentine Precordillera fold-and-thrust belt: Evidence from H isotopic studies of neoformed clay minerals. *Lithosphere*, L568-1.
- Mahoney, J. J., Duncan, R. A., Tejada, M. L. G., Sager, W. W., Bralower, T. J. 2005. Jurassic-Cretaceous boundary age and mid-ocean-ridge-type mantle source for Shatsky Rise. *Geology*, 33(3), 185-188.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe. Provincia de Mendoza, 12o Congreso Geológico Argentino y 2o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 219- 232, Buenos Aires.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the mesozoic neuquén rift in the malargüe fold and thrust belt, mendoza, argentina. In: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. & Welsink, H.J. (eds) petroleum basins of south america. Aapg memoirs, 62, 369-382.
- Marchese, H.G. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (3): 343- 410.
- Martinez-Monasterio, E., Stephens, W. E., Walden, J., & Duck, R. W. 2000. Weathering and abrasion of Fe-Ti oxides during rock degradation and fluvial transport: implications for sedimentary provenance studies. *Journal of the Geological Society*, 157(3), 601-613.
- McCabe, C., y Elmore, R. D. 1989. The occurrence and origin of late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Reviews of Geophysics*, 27(4), 471-494.
- McElhinny, M. W., y McFadden, P. L. 2000. International Geophysics Series. *Paleomagnetism: Continents and Oceans*, 73, 386pp. Academic press, London.

- McFadden, P. L., y Lowes, F. J. 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophysical Journal International*, 67(1), 19-33.
- McFadden, P. L., y McElhinny, M. W. 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(1-2), 161-172.
- McFadden, P. L., y McElhinny, M. W. 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103(3), 725-729.
- Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4), 261-308.
- Michalík, J., y Reháková, D. 2011. Possible markers of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Mediterranean Tethys: A review and state of art. *Geoscience Frontiers*, 2(4), 475-490.
- Michalík, J., Reháková, D., Halássová, E., & Lintnerová, O. 2009. The Brodno section—a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 60(3), 213-232.
- Milankovitch, M. K. 1920. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Gauthiers – Villars, Paris, Royal Serbian Academy Special Publication, 133, 279-295.
- Milankovitch, M. K. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Academy Special Publication, 133, 1-633.
- Minguez, D., & Kodama, K. P. 2017. Rock magnetic chronostratigraphy of the Shuram carbon isotope excursion: Wonoka Formation, Australia. *Geology*, 45(6), 567-570.
- Minguez, D. A., & Kodama, K. P. 2014. Magnetic Susceptibility Cyclostratigraphy of the Ediacaran Wonoka Formation, South Australia, from a Portable Susceptibility Meter. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2014, pp. GP23B-3671).
- Minguez, D., Kodama, K. P., & Hillhouse, J. W. 2015. Paleomagnetic and cyclostratigraphic constraints on the synchronicity and duration of the Shuram carbon isotope excursion, Johnnie Formation, Death Valley Region, CA. *Precambrian Research*, 266, 395-408.
- Mitchum, R.M. y Uliana, M. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: Berg, B.R. y Woolverton, D.G. (eds.) *Seismic Stratigraphy 2. An integrated approach to hydrocarbon analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-83, Tulsa.
- Molina Garza, R. S., & Zijderveld, J. D. A. 1996. Paleomagnetism of Paleozoic strata, Brabant and Ardennes Massifs, Belgium: Implications of prefolding and postfolding Late Carboniferous secondary magnetizations for European apparent polar wander. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B7), 15799-15818.

- Molinie, A.J., Ogg, J.G., 1992. Milankovitch cycles in Upper Jurassic and Lower Cretaceous radiolarites of the equatorial Pacific: spectral analysis and sedimentation rate curves. En: Larson, R.L., Lancelot, Y., et al. (Eds.), Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Res., vol. 129, pp. 529–547.
- Momberti, C., Uliana, M., y Bercowski, F., 1978. Estratigrafia y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico Surmendocino. Actas, VH Congreso Geológico Argentino, Neuquén 1, 685-700.
- Montes-Lauar, C. R., Pacca, I. G., Melfi, A. J., Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Petrini, R., & Rizzieri, R. 1994. The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3-4), 357-371.
- Moskowitz, B. M., Jackson, M., & Kissel, C. 1998. Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 157(3-4), 141-149.
- Mosquera, A., y Ramos, V. A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *Geological Society of America Special Papers*, 407, 97-123.
- Müller, R.A. y MacDonald, G.J. 2000. Ice Ages and Astronomical Causes. Data, spectral analysis, and mechanisms. Springer, 318 p., Londres.
- Muller, R. A., y MacDonald, G. J. 2002. Ice ages and astronomical causes: Data, spectral analysis and mechanisms. Springer, 318 p., Londres.
- Naipauer, M., Morabito, E. G., Marques, J. C., Tunik, M., Vera, E. A. R., Vujovich, G. I., ... & Ramos, V. A. 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics*, 524, 59-75.
- Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J. C., Vera, E. A. R., Vujovich, G. I., Pimentel, M. M., & Ramos, V. A. 2015a. U-Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 131-154.
- Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J., Farías, M., Pimentel, M. M., & Ramos, V. A. 2015b. Detrital and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 434-451.
- Naipauer, M., Comerio, M., Lescano, M. A., Vennari, V. V., Aguirre-Ureta, B., Pimentel, M. M., & Ramos, V. A. 2020. The Huncal Member of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin of Argentina: Insight into biostratigraphy, structure, U-Pb detrital zircon ages and provenance. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102567.
- Napoleone, G., y Ripepe, M. 1989. Cyclic geomagnetic changes in Mid-Cretaceous rhythmites, Italy. *Terra Nova*, 1(5), 437-442.
- Napoleone, G., Ripepe, M., Albianelli, A., Landi, S., y Pompeo, R. 1990. Variazioni cicliche del campo magnetico terrestre nell'Albiano superiore della Serie Umbra. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 757-769.

- Napoleone, G., Albianelli, A., Fischer, A.G., 2004. Magnetic susceptibility cycles in Upper Pliocene lacustrine deposits of the Northern Apennines, Italy. Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories. SEPM Spec. Publ. 81, pp. 263–274.
- Narciso, V., Santamaría, G. R., Zanettini, J. C. M., & Lanza, H. A. 2004. Hoja Geológica 3769-I Barrancas.
- Nullo, F. E., Stephens, G. C., Otamendi, J., y Baldauf, P. E. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57(2), 119-132.
- Nullo, F. E., Stephens, G. C., Combina, A., Dimieri, P., Baldauf, P., Bouza, P., Zanettini, J.C.M. 2005. Hoja Geológica 3569-III / 3572IV, Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 346, 85 p. Buenos Aires.
- Ogg, J. G. 2020. Geomagnetic polarity time scale. En: Geologic Time Scale 2020 (pp. 159-192). Cambridge University Press. Elsevier.
- Ogg, J. G., y Hinnov, L. A. 2012. The Jurassic Period. En: The geologic time scale 2012. P. 731-791.
- Ogg, J. G., Steiner, M. B., Oloriz, F., & Tavera, J. M. 1984. Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. Earth and Planetary Science Letters, 71(1), 147-162.
- Ogg, J. G., Steiner, M. B., Company, M., & Tavera, J. M. 1988. Magnetostratigraphy across the Berriasian-Valanginian stage boundary (Early Cretaceous), at Cehegin (Murcia Province, southern Spain). Earth and Planetary Science Letters, 87(1-2), 205-215.
- Ogg, J. G., Hasenjager, R. W., Wimbledon, W. A., Channell, J. E., & Bralower, T. J. 1991. Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval—Tethyan and English faunal realms. Cretaceous Research, 12(5), 455-482.
- Ogg, J. G., Coe, A. L., Przybylski, P. A., & Wright, J. K. 2010. Oxfordian magnetostratigraphy of Britain and its correlation to Tethyan regions and Pacific marine magnetic anomalies. Earth and Planetary Science Letters, 289(3-4), 433-448.
- Ogg, J. G., Ogg, G., y Gradstein, F. M. 2016. A Concise Geologic Time Scale: 2016. Cambridge University Press. Elsevier, 234pp.
- Otharán, G., Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Marchal, D., & Köhler, G. 2020. Facies analysis of fine-grained deposits related to muddy underflows. Vaca Muerta Formation (Tithonian-Valanginian), central Neuquén Basin, Argentina. Andean Geology, 47(2), 384-417.
- Oviedo, E. S., & Vilas, J. F. 1984. Movimientos recurrentes en el Permo-Triásico entre el Gondwana Occidental y el Oriental. In *San Carlos de Bariloche, 9º Congreso Geológico Argentino* (Vol. 3, pp. 97-114).

- Özdemir, Ö. y Dunlop, D.J., 1999. Low-temperature properties of a single crystal of magnetite oriented along principal magnetic axes. *Earth and Planetary Science Letters*, 165, 229–239.
- Pálfy, J. 2008. The quest for refined calibration of the Jurassic time-scale. *Proceedings of the Geologists' Association*, 119(1), 85-95.
- Palma, R. M. 1996. Analysis of carbonate microfacies in the Chachao Formation (cretaceous), Barda Blanca-malargüe, Mendoza province-Argentina: A cluster analytic approach. *Carbonates and Evaporites*, 11(2), 182.
- Palma, R. M., y Lo Forte, G. 1998. Evidencias diagenéticas en la sección inferior de la Formación La Manga (Caloviano). Alta Cordillera-Mendoza-Argentina. 7º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, 93-95.
- Pan, Y., Zhu, R., Banerjee, S.K., Gill, J., Williams, Q., 2000. Rock magnetic properties related to thermal treatment of siderite: Behavior and interpretation. *Journal of Geophysical Research* 105, 783–794.
- Parent, H., Scherzinger, A., Schweigert, G. & Capello, O.D. 2007. Ammonites of the Middle Tithonian Internispinosum Zone from Barda Negra, southern NeuquénMendoza Basin, Argentina. – *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* 77: 11-24.
- Parent, H., Garrido, A. C., Schweigert, G., & Scherzinger, A. 2013. The Tithonian stratigraphy and ammonite fauna of the transect Portada Covunco-Cerrito Caracoles (Neuquén basin, Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 269(1), 1-50.
- Park, J., Lindberg, C. R., & Vernon III, F. L. 1987. Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B12), 12675-12684.
- Parras, A., Casadío, S., y Pires, M. 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico-Paleógeno, en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*, 5(1), 61-69.
- Pas, D., Hinnov, L., Day, J. E. J., Kodama, K., Sinnesael, M., & Liu, W. 2018. Cyclostratigraphic calibration of the famennian stage (Late Devonian, Illinois Basin, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 488, 102-114.
- Paterson, G. A., Zhao, X., Jackson, M., & Heslop, D. 2018. Measuring, processing, and analyzing hysteresis data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(7), 1925-1945.
- Pittet, B. y Strasser, A. 1998. Depositional sequences in deep-shelf environments formed through carbonate mud import from the shallow platform (late Oxfordian, German Swabian Alb and eastern Swiss Jura). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 91: 149-169.
- Pomar, L., y Hallock, P. 2008. Carbonate factories: a conundrum in sedimentary geology. *Earth-Science Reviews*, 87(3-4), 134-169.

- Premoli Silva, I., Erba, E. y Tornaghi, I. 1989. Paleoenvironmental signals and changes in surface fertility in Mid-Cretaceous Corg-rich facies of the Fucoid Marls (central Italy). *Geobios* 11: 225-236.
- Prell, W.L. y Hays, J.D. 1976. Late Pleistocene faunal and temperature patterns of the Colombia Basin, Caribbean Sea. En Cline, R.M. y Hays, J.D. (eds.), *Investigation of Late Quaternary Paleceanography and Paleoclimatology*. GSA Memoir 145: 201-220.
- Privalsky, V. 2021. Bivariate Time Series Analysis. In *Time Series Analysis in Climatology and Related Sciences* (pp. 95-112). Springer, Cham.
- Pruner, P., Houša, V., Olóriz, F., Košták, M., Krs, M., Man, O., ... & Mazuch, M. 2010. High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escaño section (southern Spain). *Cretaceous Research*, 31(2), 192-206.
- Przybylski, P. A., Ogg, J. G., Wierzbowski, A., Coe, A. L., Hounslow, M. W., Wright, J. K., ... & Settles, E. 2010. Magnetostratigraphic correlation of the Oxfordian–Kimmeridgian boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1-2), 256-272.
- Quattrocchio, M. E. 2007. Las floras jurásicas de la Argentina. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina, 11(1), 87-100.
- Quattrocchio, M., Zavala, C., García, V., & Volkheimer, W. 1996. Paleogeographic changes during the Middle Jurassic in the southern part of the Neuquén Basin, Argentina. In *GeoResearch Forum* (Vol. 1, pp. 467-484).
- Quattrocchio, M. E., Martínez, M. A., Garcia, V. M., & Zavala, C. A. 2003. Palinoestratigrafía del Tithoniano-Hauteriviano del centro-oeste de la Cuenca Neuquina, Argentina, 35(1), 51-74.
- Ramos, V.A. 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V.A (ed), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio. 257-266, Mendoza.
- Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3), 41-96.
- Ramos, V. A., y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. Geological Society, London, Special Publications, 252(1), 15-35.
- Ramos, V. A., y Kay, S. M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35–39° S latitude). *Geological Society of America Special Papers*, 407, 1-17.
- Rapalini, A. E., y de Luchi, M. L. 2000. Paleomagnetism and magnetic fabric of Middle Jurassic dykes from Western Patagonia, Argentina. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 120(1), 11-27.

- Rapalini, A. E., Abdeldayem, A. L., & Tarling, D. H. 1993. Intracontinental movements in Western Gondwanaland: a palaeomagnetic test. *Tectonophysics*, 220(1-4), 127-139.
- Ravier, E., Martinez, M., Pellenard, P., Zanella, A., & Tupinier, L. 2020. The milankovitch fingerprint on the distribution and thickness of bedding-parallel veins (beef) in source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 104643.
- Reháková, D. 2000a. Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the West-Carpathian (Late Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments. *Geologica Carpathica* 51: 229-243.
- Reháková, D. 2000b. Evolution and distribution of the Late Jurassic and early Cretaceous calcareous dinoflagellates recorded in the Western Carpathians pelagic carbonate facies. *Mineralia Slovaca* 32: 79-88.
- Reijenstein, H. M., Posamentier, H. W., Bande, A., Lozano, F. A., Domínguez, R. F., Wilson, R., Catuneanu, O., y Galeazzi, S. 2020. Seismic geomorphology, depositional elements, and clinoform sedimentary processes: Impact on unconventional reservoir prediction, American Association of Petroleum and Gas, Special Volume, 121, 237-265
- Remane, J. 1986. Calpionellids and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Geologica Hungarica*, 29(1-2), 15-26.
- Remane, J. 1991. The Jurassic-Cretaceous boundary: problems of definition and procedure. *Cretaceous Research*, 12(5), 447-453.
- Remane, J., Bassett, M. G., Cowie, J. W., Gohrbandt, K. H., Lane, H. R., Michelsen, O., & Naiwen, W. 1996. Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes Journal of International Geoscience*, 19(3), 77-81.
- Riccardi, A.C. 1984. Las asociaciones de amonites del Jurásico y Cretácico de la Argentina. 90 Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 4: 559-595.
- Riccardi, A. C. 1991. Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 155-189.
- Riccardi, A. C. 2008. El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 625-643.
- Riccardi, A. C. 2015. Remarks on the Tithonian-Berriasian ammonite biostratigraphy of west central Argentina. *Volumina Jurassica*, 13(2), 23-52.
- Riccardi, A. y Gulisano, C., 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico Andino. *Asociación Geológica Argentina*, XLV (3-4): 346- 364.
- Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., & Ballent, S. C. 1999. Bioestratigrafía (El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina). *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Anales Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29(16), 419-432.

- Riccardi, A., Leanza H.A., Damborenea S.E., Manceñido M.O., Ballent S.C., 2000 — Marine Mesozoic biostratigraphy of the Neuquén Basin. *Zeitschrift zur Angewandte Geologie*, SH1: 103–108.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceñido, M., Leanza, H., 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 2011, p. 441-464.
- Roberts, A. P. 2015. Magnetic mineral diagenesis. *Earth-Science Reviews*, 151, 1-47.
- Roberts, A. P., Cui, Y., & Verosub, K. L. 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9), 17909-17924.
- Rodríguez, M. F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. In H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. Danielli, & J. Vallés (Eds.), Relatorio del 18 Congreso Geológico Argentino (pp. 245-264).
- Rodríguez, M., Leanza, E. L., & Salvarredy Aranguren, M. 2007. Hoja Geológica 3969-11, Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín, 370, 165.
- Rodríguez, M. F., Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C., & Vallés, J. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. In Relatorio del 18 Congreso Geológico Argentino (pp. 245-264).
- Ruffo Rey, L. J., Kietzmann, D. A., & Bressan, G. S. 2018. Calcispheres from the vaca muerta formation (Tithonian) in the Arroyo Covunco section, Neuquén Province. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 75(2), 229-242.
- Ruiz González, V., Puigdomenech, C. G., Renda, E. M., Boltshauser, B., Somoza, R., Vizán, H., & Fernández, R. 2019. New paleomagnetic pole for the Upper Jurassic Chon Aike Formation of southern Argentina (South America): Testing the tectonic stability of Patagonia with respect to South America, and implications to Middle Jurassic-Early Cretaceous true polar wander. *Tectonophysics*, 750, 45-55.
- Ruiz González, V., Puigdomenech, C. G., Zaffarana, C. B., Vizán, H., & Somoza, R. 2020. Paleomagnetic evidence of the brittle deformation of the Central Patagonian Batholith at Gastre area (Chubut Province, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102442.
- Sagasti, G. 2000. La sucesión rítmica de la Formación Agrio (Cretácico inferior) en el sur de la provincia de Mendoza, y su posible vinculación con Ciclos de Milankovitch. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 7(1-2), 1-22.
- Sagasti, G. 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 231-250.

- Sagnotti, L., Florindo, F., Verosub, K. L., Wilson, G. S., & Roberts, A. P. 1998. Environmental magnetic record of Antarctic palaeoclimate from Eocene/Oligocene glaciomarine sediments, Victoria Land Basin. *Geophysical Journal International*, 134(3), 653-662.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Fennell, L., Vera, E. A. R., & Ramos, V. A. 2016. Progression of the deformation in the Southern Central Andes (37° S). In *Growth of the Southern Andes* (pp. 115-132). Springer, Cham.
- Samthein, M. 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature* 272, 43-46.
- Salazar, C., Stinnesbeck, W., & Álvarez, M. 2020. Ammonite biostratigraphy and bioevents in the Jurassic-Cretaceous boundary of central Chile. *Cretaceous Research*, 107, 104282.
- Saller, A.H., Dickson, J.A.D., Rasbury, E.T. y Ebato, T. 1999. Effects of Long-Term Accommodation Change on Short-Term Cycles, Upper Paleozoic Platform Limestones, West Texas. En Harris, P.M., Sailer, H.A. y Simo, J.A. (eds.), *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models*, SEPM Special Publication 63:227-246.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Coutand, I., Lebinson, F., Araujo, V., & Dimieri, L. 2020. Structural and Thermochronological Constraints on the Exhumation of the Chos Malal Fold and Thrust Belt (~ 37° S). In *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 323-340). Springer, Cham.
- Sander, B. 1936. Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge, (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie*, 48(1), 27-139.
- Sarnthein, M. 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature* 271: 43-46.
- Scasso, R.A. y Concheyro, A. 1999. Nanofósiles calcáreos, duración y origen de ciclos caliza-marga (Jurásico tardío de la Cuenca Neuquina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 290-297
- Scasso, R. A., Alonso, M. S., Lanés, S., Villar, H. J., & Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del hemisferio austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 143-159.
- Scasso, R.A, Alonso, S.M, Lanés, S, Villar, H.J. y Lippai, H. 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. En Veiga, G.D., Spallietti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. The Geological Society, Special Publications 252:207-229, London.
- Schiller, W. 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* 7(5): 1-68, Buenos Aires.

- Shimokawa, A., 2010. Zircon U-Pb Geochronology of the Great Valley Group: Recalibrating the Lower Cretaceous Time Scale. MSc thesis. University of North Carolina at Chapel Hill, 46 pp.
- Schlanger, S. O., & Douglas, R. G. 1974. The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. In Pelagic Sediments: on Land and under the Sea (Vol. 1, pp. 117-148). Blackwell Scientific Publications Oxford, London, Edinburgh, Melbourne.
- Schwarzacher, W., 1947. Über die Sedimentäre Rhythmik des Dach-steinkalkes von Lofer: Geologische Bundesanstalt, Verhandlungen, v. H10-12, p. 175–188.
- Schwarzacher, W. 1994. Cyclostratigraphy of the Cenomanian in the Gubbio district, Italy: a field study. In Orbital forcing and cyclic sequences (Vol. 19, pp. 509-529). Blackwell.
- Schwarzacher, W. 2000. Repetitions and cycles in stratigraphy. Earth-Science Reviews, 50(1-2), 51-75.
- Simeoni, M. 1993. Range chart of Callovian-Berriasian calcareous microfossils from Neuquén Basin. Data and comments. En Manceñido, M.O. (ed.), Palaeontology and Biostratigraphy, IGCP 322 Correlation of Jurassic Events in South America. First 573 Conference Proceedings and Abstracts 1: 48-65.
- Simeoni, M. 2000. Zonación bioestratigráfica preliminar del Jurásico superior y Cretácico inferior en la Cuenca Neuquina, centro oeste de Argentina, basada en foraminíferos bentónicos. In Congreso Geológico Chileno (No. 9, pp. 559-562).
- Skerlec, G. M., & Hargraves, R. B. 1980. Tectonic significance of paleomagnetic data from northern Venezuela. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 85(B10), 5303-5315.
- Skupien, P., & Doušovcová, P. 2019. Dinoflagellates and calpionellids of the Jurassic-Cretaceous boundary, Outer Western Carpathians (Czech Republic). Cretaceous Research, 99, 209-228.
- Smith, P. L. 1983. The Pliensbachian ammonite *Dayiceras dayiceroides* and early Jurassic paleogeography. Canadian Journal of Earth Sciences, 20(1), 86-91.
- Somoza, R., y Ghidella, M. E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(4), 797-809.
- Somoza, R., y Zaffarana, C. B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. Earth and Planetary Science Letters, 271(1-4), 267-277.
- Somoza, R., Vizán, H., y Taylor, G. K. 2008. Tectonic rotations in the Deseado Massif, southern Patagonia, during the breakup of Western Gondwana. *Tectonophysics*, 460(1-4), 178-185.
- Soua, M. 2010. Time series analysis (orbital cycles) of the uppermost Cenomanian-Lower Turonian sequence on the southern Tethyan margin using foraminifera. *Geologica Carpathica*, 61(2), 111-120.

- Spacapan, J. B., Galland, O., Leanza, H. A., & Planke, S. 2017. Igneous sill and finger emplacement mechanism in shale-dominated formations: a field study at Cuesta del Chihuido, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 174(3), 422-433.
- Spacapan, J. B., D'Odorico, A., Palma, O., Galland, O., Vera, E. R., Ruiz, R., ... & Manceda, R. 2020. Igneous petroleum systems in the Malargüe fold and thrust belt, Río Grande Valley area, Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 111, 309-331.
- Spalletti, L. A., Del Valle, A., & Kielbowicz, A. 1990. Análisis cicloestratigráfico del intervalo Hauteriviano superior-Barremiano en el área de Filo Morado, Cuenca Neuquina. IIIº Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, 3, 253-259.
- Spalletti, L. A., Gasparini, Z., Veiga, G., Schwarz, E., Fernandez, M., & Matheos, S. 1999. Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriásiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. *Revista geológica de Chile*, 26(1), 109-123.
- Spalletti, L., J. Franzese, S. Matheos y E. Schuarz, 2000. Sequence setratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; Tithonian early berriásian of the southerns Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, London, vol. 157, p:433-446.
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D., Schwarz, E., & Franzese, J. 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subáqueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3), 442-453.
- Spalletti, L. A., Schwarz, E., & Veiga, G. D. 2014. Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos transgresivos titonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean geology*, 41(2), 401-435.
- Speranza, F., Satolli, S., Mattioli, E., & Calamita, F. 2005. Magnetic stratigraphy of Kimmeridgian-Aptian sections from Umbria-Marche (Italy): New details on the M polarity sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B12).
- Sprenger, A., y Ten Kate, W. G. 1993. Orbital forcing of calcilutite-marl cycles in southeast Spain and an estimate for the duration of the Berriásian stage. *Geological Society of America Bulletin*, 105(6), 807-818.
- Steuer, A. 1897. *Argentinische Juraablagerungen: ein Beitrag zur Kenntniss der Geologie und Palaeontologie der argentinischen Anden*. G. Fischer.
- Steuer, A. 1921. Estratos Jurásicos Argentinos. Contribución al conocimiento de la geología y paleontología de los Andes Argentinos entre el río Grande y el río Atuel. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 7: 33-125. Córdoba.
- Stipanicic, P. N. 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de La Manga, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6(4), 213-239.

- Stipanicic, P. N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24(4), 367-388.
- Stipanicic, P. N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(4), 403-478.
- Stipanicic, P. N., y Rodrigo, F. 1970. El diastrofismo eo-y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. IV Jornadas Geológicas Argentinas, 337-352.
- Strasser, A. 1994. Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (upper Tithonian-lower Berriasian, French Jura Mountains). En de Boer, P.L. y Smith, D.G. (eds.) Orbital forcing and cyclic sequences. IAS Special Publication 19: 285-301.
- Strasser, A., Hillgärtner, H. y Pasquier, J.B. 2004. Cyclostratigraphic timing of sedimentary processes: An example from the Berriasian of the Swiss and French Jura Mountains. En D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. (eds.) Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories, SEPM Special Publication 81: 135-151.
- Strasser, A. 2018. Cyclostratigraphy of shallow-marine carbonates—limitations and opportunities. In Stratigraphy & Timescales (Vol. 3, pp. 151-187). Academic Press.
- Strasser, A., Hillgärtner, H. y Pasquier, J.B. 2004. Cyclostratigraphic timing of sedimentary processes: An example from the Berriasian of the Swiss and French Jura Mountains. En D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. y Ferreri, V. (eds.) Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories, SEPM Special Publication 81: 135-151.
- Strasser, A., Hilgen, F. J., & Heckel, P. H. 2006. Cyclostratigraphy—concepts, definitions, and applications. Newsletters on Stratigraphy, 42(2), 75-114.
- Strasser, A., Hilgen, F. J., & Heckel, P. H. 2006. Cyclostratigraphy-concepts, definitions, and applications. Newsletters on Stratigraphy, 42(2), 75-114.
- Svobodová, A., Švábenická, L., Reháková, D., Svobodová, M., Skupien, P., Elbra, T., & Schnabl, P. 2019. The Jurassic/Cretaceous boundary and high resolution biostratigraphy of the pelagic sequences of the kurovice section (Outer Western Carpathians, the northern Tethyan margin). *Geologica Carpathica*, 70(2), 153-182.
- Tamrat, E., y Ernesto, M. 2006. Paleomagnetic constraints on the age of the Botucatu Formation in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78, 591-605.
- Tarling, D. H. (1983). Statistical and mathematical analyses. In *Palaeomagnetism* (pp. 108-144). Springer, Dordrecht.

- Tauxe, L. 2010. Applied rock (environmental) magnetism. *Essentials of Paleomagnetism*, 131-160. University of California Press, Berkley.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. T., & Pick, T. 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B1), 571-583.
- Tauxe, L., Banerjee, S. K., Butler, R. F., & Van der Voo, R. 2009. *Essentials of Paleomagnetism: Web Edition*. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla California, 301pp.
- Ten Kate, W. G., & Sprenger, A. 1989. On the periodicity in a calcilutite-marl succession (SE Spain). *Cretaceous Research*, 10(1), 1-31.
- Ten Kate, W. G., & Sprenger, A. 1993. Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Relleu (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 87(1), 69-101.
- Thompson, R., & Oldfield, F. 1986. Environmental magnetism. En: Allen and Unwin, Londres. 73-85pp.
- Thomson, D. J. 1982. Spectrum analysis and harmonic analysis. *Proc. IEEE*, 70(9), 1055-1096.
- Thomson, D. J. 1990. Quadratic-inverse spectrum estimates: applications to palaeoclimatology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 332(1627), 539-597.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En: McKenzie, G.D. (Ed.): *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 40: 271-286. Washington.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18: 172-190. Sao Paulo.
- Uliana, M. A., & Legarreta, L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16(4), 397-420.
- Uliana, M. A., Dellape, D. A., & Pando, G. A. 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza. *Petrotecnia*, 16(1-2), 31-46.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T., & Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En A. J. Tankard, & H. R. Balkwill (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins* (Vol. 46, pp. 599-614). Tulsa Oklahoma Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists.

- Uliana, M.A., Arteaga, M.E., Legarreta, L., Cerdán, J.J. y Peroni, G. 1995. inversion structures and hydrocarbon ocurrentes in Argentina. En Buchman, J.G. y Buchman, P.G. (eds.) Basin inversion, Geological Society of London, Special Publication 88: 211-233.
- Van der Voo, R. 1990. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions. *Reviews of Geophysics*, 28(2), 167-206.
- Van der Voo, R., & French, R. B. 1977. Paleomagnetism of the Late Ordovician Juniata Formation and the remagnetization hypothesis. *Journal of Geophysical Research*, 82(36), 5796-5802.
- Valencio, D. A., Mendía, J., y Vilas, J. F. 1979. Palaeomagnetism and K-Ar age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(1), 61-68.
- Valencio, D.A., Vilas, J.F. y Pacca, I.G. 1983. The significance of the palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: predrift movements, hairpins and magnetostratigraphy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 73: 135-151.
- Vennari, V. V. 2016. Tithonian ammonoids (Cephalopoda, Ammonoidea) from the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, West-Central Argentina. *Palaeontographica Abteilung A*, 85-165.
- Vennari, V., Lescano, M. y Kietzmann, D.A. 2010. Amonoides y nanofósiles calcáreos del Tithoniano de la Formación Vaca Muerta en la sección de Arroyo Durazno, centro-oeste de Mendoza. 10 Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 7 Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas: p. 98, La Plata.
- Vennari, V. V., Pujana, I., y Aguirre-Urreta, B. 2014. Amonoides y radiolarios del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano de la Formación Vaca Muerta en el norte de la provincia de Neuquén. En 19º Congreso Geológico Argentino.
- Vennari, V. V., Lescano, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Fantín, M., Vallejos, M. D., Depine, G., Sagasti, G., y Ambrosio, A. 2017. Avances en la Bioestratigrafía de alta resolución de la Formación Vaca Muerta: amonites y nanofósiles calcáreos integrando datos de subsuelo y afloramientos. XX Congreso Geológico Argentino. En Actas Simposio Geología de Vaca Muerta (pp. 168-172).
- Vergani, G. D. 2005. Control estructural de la sedimentación jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, cuenca Neuquina, Argentina. Modelo de falla lístrica rampa-plano, invertida. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 1(1), 32-42.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H., Welsink, H., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En: Tankard, A., Suárez, R., Welsink, H., Petroleum basins of South America. *American Association of Petroleum and Gas Memoir* 62: 383-402.

- Vergani, G., Arregui, C., & Carbone, O. 2011. Sistemas petroleros y tipos de entrampamientos en la Cuenca Neuquina. En Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén: 18 Congreso Geológico Argentino: 645-656.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(1): 221-250.
- Vilas, J.F. 1974. Palaeomagnetism of some igneous rocks of the Middle Jurassic Chon-Aike Formation from Estancia La Reconquista, Province of Santa Cruz, Argentina. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 39: 511-522.
- Vilas, J. F., y Valencio, D. A. 1970. The recurrent mesozoic drift of south america and africa. Earth and Planetary Science Letters, 7(5), 441-444.
- Vizán, H. 1998. Paleomagnetism of the Lower Jurassic Lepáand Osta Arena formations, Argentine Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(4), 333-350.
- Volat, J. L., Pastouret, L., & Vergnaud-Grazzini, C. 1980. Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: a review. Marine Geology, 34(1-2), 1-28.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza.
- Weaver, C. E. 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science, (77), 417-434.
- Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Memoirs University of Washington 1:1-595.
- Weedon, G. 2003. Time - Series Analysis and Cyclostratigraphy. Examining stratigraphic record of environmental cycles. Cambridge University Press, 259 p., New York.
- Weedon, G. P., Jenkyns, H. C., Coe, A. L., & Hesselbo, S. P. 1999. Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in British mudrock formations. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 357(1757), 1787-1813.
- Weedon, G. P., Coe, A. L., & Gallois, R. W. 2004. Cyclostratigraphy, orbital tuning and inferred productivity for the type Kimmeridge Clay (Late Jurassic), Southern England. Journal of the Geological Society, 161(4), 655-666.
- Wimbledon, W. A. 2008. The Jurassic-Cretaceous boundary: an age-old correlative enigma. Episodes Journal of International Geoscience, 31(4), 423-428.
- Wimbledon, W. A. 2017a. Developments with fixing a Tithonian/Berriasian (J/K) boundary. Volumina Jurassica, 15(1), 181-186.
- Wimbledon, W.A. 2017b. The Tithonian/Berriasian stage boundary and the base of the Cretaceous System. In: Sames, B. (Ed.), 10th International Symposium on the

Cretaceous, Abstracts, 21-26 August 2017, Vienna. Berichte der Geologischen Bundesanstalt 120, 290.

Wimbledon W.A.P., Casellato C.E., Reháková D.A., Bulot L.G., Erba E., Gardin S., Verreussel R.M., Munsterman D.K., Hunt C.O., 2011 — Fixing a basal Berriasian and Jurassic-Cretaceous (J-K) boundary – is there perhaps some light at the end of the tunnel? *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117: 295–307.

Wimbledon, W. A., Rehakova, D., Halasova, E., Lintnerova, O., Michalik, J., Pruner, P., ... & Kostak, M. 2019. Progress with selecting a GSSP for the Berriasian Stage (Cretaceous)-illustrated by sites in France and Italy. In XIVth Jurassica Conference and Workshop of the ICS Berriasian Group: Field Trip Guide and Abstracts Book (Bratislava, June 10-14, 2019) (pp. 186-187).

Wimbledon, W. A., Reháková, D., Svobodová, A., Elbra, T., Schnabl, P., Pruner, P., Sifnerova, P., Kdyr, S., Dzyuba, O., Schyder, J., Galburn, B., Kostak, M., Vankova, L., Copestake, P., Hunt, C.O., Riccardi, A., Poulton, T., Bulot, L.G., Frau, C., De Lena, L. 2020a. The proposal of a GSSP for the Berriasian Stage (Cretaceous System): part 1. *Volumina Jurassica*, 18(1), 53-106.

Wimbledon, W. A., Reháková, D., Svobodová, A., Elbra, T., Schnabl, P., Pruner, P., Sifnerova, P., Kdyr, S., Dzyuba, O., Schyder, J., Galburn, B., Kostak, M., Vankova, L., Copestake, P., Hunt, C.O., Riccardi, A., Poulton, T., Bulot, L.G., Frau, C., De Lena, L. 2020b. The proposal of a GSSP for the Berriasian stage (Cretaceous system): part 2. *Volumina Jurassica*, 18(2), 119-158.

Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minería y Mineralogía, Anales 10(1): 1-60, Buenos Aires.

Wu, H., Zhang, S., Feng, Q., Jiang, G., Li, H., & Yang, T. 2012. Milankovitch and sub-Milankovitch cycles of the early Triassic Daye Formation, South China and their geochronological and paleoclimatic implications. *Gondwana Research*, 22(2), 748-759.

Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Centenario Academia Nacional de Ciencias, p. 345-364. Córdoba.

Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, vol I: 651-694, Córdoba.

Yrigoyen, M. R. 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. World petroleum congress. Vol. 13, pp. 38-54.

Zaffarana, C. B., & Somoza, R. 2012. Palaeomagnetism and 40Ar/39Ar dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 169(4), 371-379.

Zanettini, J. C., Leanza, H.A., Giusiano, A. y Santamaria, G., 2010. Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos

Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 381, 93p. Buenos Aires.

- Zapata, T., Brissón, I., & Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. Boletín de informaciones Petroleras, 60(2), 112-121.
- Zegers, T. E., Dekkers, M. J., & Bailly, S. 2003. Late Carboniferous to Permian remagnetization of Devonian limestones in the Ardennes: Role of temperature, fluids, and deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B7): 5.1-5.19.
- Zeiss A. y Leanza, H.A. 2008. Interesting ammonites from the Upper Jurassic of Argentina and their correlation potencial: new possibilities for global correlations at the base of the Upper Tithonian by ammonites, calpionellids and other fossil groups. *Newsletters on Stratigraphy* 42 (3): 223-247. Berlin – Stuttgart.
- Zeiss, A. y Leanza, H.A. 2010. Upper Jurassic (Tithonian) ammonites from the lithographic limestones of the Zapala region, Neuquén Basin, Argentina. *Beringeria* 41: 23 - 74. Erlangen.
- Zeller, M., Eberli, G. P., Weger, R. F., Giunta, D. L., & Massaferro, J. L. 2014. Seismic expressions of the Quintuco–Vaca Muerta system based on outcrop facies and geometry. En IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Zeller, M., Reid, S. B., Eberli, G. P., Weger, R. J., & Massaferro, J. L. 2015. Sequence architecture and heterogeneities of a field-Scale Vaca Muerta analog (Neuquén Basin, Argentina)–From outcrop to synthetic seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 829-847.
- Zhang, R., Li, L., Nai, W., Gu, Y., Huang, C., Ogg, J., ... & Wang, Z. 2019. Astronomical forcing of terrestrial climate recorded in the Pleistocene of the western Tarim Basin, NW China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 530, 78-89.
- Zhang, Y., Jia, D., Muxworthy, A. R., Zhang, Y., Li, Y., Yin, H., ... & Li, Z. 2020. Fluid migration and widespread remagnetization in the Dabashan fold and thrust belt, China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(11), e2020JB019989.

Anexo

Tabla 5.1: Direcciones medias finales calculadas ubicados según las Zonas de amonites en la sección Arroyo Covunco. N/n: número de especímenes total/ número de especímenes utilizados, Km: susceptibilidad magnética media por sitio, MRC (componente B): magnetización remanente característica; Decl_t: declinación corregida por estructura, Incl_t: inclinación corregida por estructura. α₉₅: semicírculo de confianza al 95 % de confianza, k: parámetro de precisión, PGV: polos geomagnéticos virtuales con Latitud y Longitud. CE: corrección de estructura según regla de la mano derecha. En itálica, se indican las dmf calculadas con círculos de remagnetización combinadas con direcciones calculadas por PCA (Kirschvink, 1980).

Sitio	Distancia a la base (m)	Z. Amonites	Km (10 ⁻⁵ SI)	N/n	MRC			PGV			
					Decl _t	Incl _t	α ₉₅	K	Lat. (º S)	Long. (º E)	CE
AC01	-10	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	9,32	6/5	198	30,9	9,7	208,3	-63,9	153,3	334/23
AC02	-5	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	9,87	3/2	67,8	-73,8	-	-	48,20	220,6	350/20
AC03	5	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	5,93	6/4	327,9	-24	14,3	42,0	52,2	232,4	342/31
AC04	8,2	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	8,43	7/5	335,9	-65,2	10,3	80,9	69,6	163	345/25
AC05	10	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	8,44	7/6	314,6	-69,9	12	32,2	54,9	157,2	325/22
AC06	11	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	8,43	8/5	350,5	-52,9	11,8	61,3	81,4	223,1	318/30
AC07	13	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	1.53x10 ⁻⁴	5/4	347,2	-61,1	9,7	90,0	79	169,5	318/30
AC08	15	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	6,62	5/4	339,2	-30,2	15,1	36,6	62,1	243,4	334/28
AC09	15,9	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	7,92	6/4	188	36,3	8,2	291,5	-62,9	162,7	334/28
AC10	17,5	<i>Virgatosphinctes andensis</i>	1.23x10 ⁻⁴	3/3	305,1	-25,8	13,6	82,8	36	210,9	337/28
AC11	19	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	3,98	5/5	189	33,7	7,8	322,2	-62,5	159,5	337/28
AC12	25	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	3,95	8/8	188	35,6	6,7	436,6	-62,9	157,3	340/48
AC13	26,5	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	4,08	4/3	20,3	-26	10,9	72,3	60,3	333,1	320/48
AC14	28	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	2,64	8/6	354,6	-52,2	13,5	25,7	83,8	243,5	332/40
AC15	31	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	2,97	5/5	14,6	-49,1	14,8	27,8	75,9	353,7	315/31

AC16	33	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	3,71	7/5	191	33,4	9	242,0	-68,7	140,2	311/42
AC17	35	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	3,02	5/3	188	38,2	6,9	411,7	-72,8	135,9	318/39
AC18	37	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	3,54	6/6	189	36,8	11	162,0	-71,7	137	321/37
AC19	41	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	3,9	8/7	201	34,3	13	119,6	-64,3	160,3	77/52
AC20	48	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,08	3/6	185,6	30,6	-	-	-70,50	128	332/30
AC21	49	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	4,32	3/3	186	38,9	7	400,0	-73,9	131	347/35
AC22	45	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,36	3/3	190	36,1	6,5	463,9	-70,9	138,5	347/35
AC23	56	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	4,01	5/3	35,6	-37,5	-	-	55,2	2,5	326/21
AC24	58	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	4	5/4	38,1	-35,2	9,1	72,3	52,4	2,7	332/35
AC25	62	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,66	5/5	346,6	-64,8	14,8	39,4	76,2	152,1	307/35
AC26	65	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	5,45	3/3	193	37,3	7,5	348,4	-70	148,9	312/25
AC27	69	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	2,81	6/4	41,2	-30	14,4	41,5	48	1,3	270/25
AC28	73	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	1,17	6/6	189	33,3	9,3	226,6	-69,4	134,9	270/25
AC29	75	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	8.00×10^{-6}	3/3	192	36,3	6,5	463,9	-70,1	144,3	303/37
AC30	77	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	2,23	3/2	180,5	29,6	-	-	-65,2	149,3	322/36
AC31	78	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	1,18	8/8	185	31,6	8,4	277,8	-63,9	153,1	322/36
AC32	83	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,74	4/2	180,5	30,2	-	-	-61,9	163,6	310/38
AC33	87	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,14	3/2	184,2	32,2	-	-	-60,5	160,4	290/35
AC34	95	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	9,75	5/5	15,3	-33,5	15	25,4	66,8	329,7	308/22
AC35	100	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	5.33×10^{-6}	6/5	5,7	-48,3	15	16,9	80,8	322,9	300/39
AC36	103	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	5.07×10^{-6}	6/6	182	37,8	8	306,3	-70,3	149,4	310/19
AC37	106	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	3.41×10^{-6}	6/6	21,7	-30,6	15	87,1	61,8	338,8	320/10
AC38	113	<i>Corongoceras alternans</i>	4.57×10^{-6}	6/5	201,2	35,1	8,9	75,4	-64,3	162,1	313/30
AC39	115	<i>Corongoceras alternans</i>	9.12×10^{-6}	7/5	191,6	45,9	12,1	40,9	-76,1	158,2	310/30
AC40	117	<i>Corongoceras alternans</i>	6.74×10^{-6}	5/5	190	34,4	9,8	204,1	-61,5	160,6	312/30
AC41	118,5	<i>Corongoceras alternans</i>	8.16×10^{-6}	8/7	191	31,7	10	181,2	-61,6	159,8	308/28
AC42	119,5	<i>Corongoceras alternans</i>	8.34×10^{-6}	4/4	194	30,5	13	125,4	-59,3	162,9	307/28
AC43	123	<i>Corongoceras alternans</i>	1,5	5/5	189	35	9,7	208,3	-62,4	162,3	300/28

<i>AC44</i>	125	<i>Corongoceras alternans</i>	4.42×10^{-6}	5/4	189	38,6	6,5	463,9	-63,1	162,8	331/30
<i>AC45</i>	127	<i>Corongoceras alternans</i>	8.35×10^{-6}	6/4	189	32,4	8,8	253,1	-61,4	160,7	309/30
<i>AC46</i>	130	<i>Corongoceras alternans</i>	3.72×10^{-6}	5/3	197	37,1	11	168,0	-59,8	167,3	300/29
<i>AC47</i>	138	<i>Corongoceras alternans</i>	7.32×10^{-6}	5/3	195	35,1	9,9	200,0	-60,6	164,7	315/25
<i>AC48</i>	139	<i>Corongoceras alternans</i>	9.36×10^{-6}	5/3	186	38,5	7,1	388,8	-64,1	160,3	319/29
PP	N = 39	154,3E	77,5S	K = 13,6	A95 = 6,5						

Tabla 5.3: Direcciones medias finales calculadas ubicados según las Zonas de amonites en la sección Los Catutos. N/n: número de especímenes total/ número de especímenes utilizados, Km: susceptibilidad magnética media por sitio, MRC (componente B): magnetización remanente característica; Decl_t: declinación corregida por estructura, Incl_t: inclinación corregida por estructura. α₉₅: semicírculo de confianza al 95 % de confianza, k: parámetro de precisión, PGV: polos geomagnéticos virtuales con Latitud y Longitud. CE: corrección de estructura según regla de la mano derecha. En negrita, dmf calculadas con análisis de componentes principales. El sitio 8 fue descartado por poseer un N < 4, y los sitios 3,7 y 11 no se incluyeron en la prueba estadística de la reversión como tampoco en el cálculo del PP por presentar N < 3.

Site	Distance from base (m)	Biozones	MRC				PGV				
			X (10 ⁻⁴ SI)	N/n	D _t	I _t	α ₉₅	k	Lat. (º S)	Long. (º E)	CE
1	-3,4	-	2,08	11/10	211,1	34,4	6,9	41,17	-56,5	172,2	339/32
2	0,9	-	4,55	11/9	211,5	39,4	13,4	12,13	-58,5	177,5	326/32
3	0,12	<i>V. andensis (ex mendozanus)</i>	0,72	2/1	196,1	22,9	14,3	95,85	-62,7	145,5	341/31
4	13,3	<i>V. andensis (ex mendozanus)</i>	1,11	8/4	201,8	17,9	14,1	24,65	-54,5	149	330/33
5	2,31	<i>V. andensis (ex mendozanus)</i>	2,83	9/5	200,8	27,1	14,3	19,17	-59,4	152,4	341/34
6	3,51	<i>V. andensis (ex mendozanus)</i>	1,30	5/5	28,7	-27,3	13,4	21,83	-62,7	149,3	346/34
7	5,99	<i>V. andensis (ex mendozanus)</i>	0,60	2/2	19,2	-29,5	13,1	57,11	-61,5	151,3	345/32
9	9,89	<i>V. andensis (ex mendozanus)</i>	1,20	6/4	204,8	31,8	11,8	35,19	-59,5	161,8	320/36
10	10,51	<i>V. andensis (ex mendozanus)</i>	5,55	9/9	205,2	29,1	9,4	24,65	-57,9	160,4	320/36
11	12,61	<i>V. andensis (ex mendozanus)</i>	0,19	6/2	207,7	32,7	14,3	47,92	-58	166,6	290/14
12	13,68	<i>P. zitteli</i>	-	8/5	212,4	30,2	11,2	31,25	-53,8	170,4	324/13
13	15,75	<i>P. zitteli</i>	-	7/3	26,6	-29,7	12,3	43,18	57,3	342,8	287/20
14	20,09	<i>P. zitteli</i>	0,83	13/5	54,8	-31,6	14,4	29,20	37,8	11,4	310/14
15	24,22	<i>P. zitteli</i>	1,49	13/9	30,8	-31,5	9,4	24,65	-51	177,4	296/12
16	30,56	<i>A. proximus</i>	1,66	5/4	202,9	29,6	13,7	26,11	-59,5	157,4	319/7
17	34,59	<i>A. proximus</i>	-	10/7	198,4	34,7	9,5	31,02	-64,5	153,7	319/7
18	39,96	<i>A. proximus</i>	0,55	11/6	22,6	-56,8	11,4	35,80	56,2	352,5	285/24
19	43,75	<i>A. proximus</i>	0,73	10/4	16,5	-28,7	11,5	37,05	64,1	316,4	340/15
20	47,92	<i>A. proximus</i>	0,57	6/5	19,9	-33	8,6	53,00	63,8	326,3	325/23
21	48,35	<i>A. proximus</i>	0,86	5/4	27,8	-28,6	12,6	30,86	60,5	335,2	285/29

22	51,55	<i>A. proximus</i>	1,02	5/4	21,4	-29,9	14,2	24,30	60,5	335,2	283/4
23	49,23	<i>W. internispinosum</i>	0,86	12/6	198,6	33,8	9,3	37,77	-64,1	153,6	285/12
24	58,11	<i>W. internispinosum</i>	0,13	6/4	195,9	277	14,6	22,99	-62,5	142,9	300/12
25	61,42	<i>W. internispinosum</i>	1,20	5/4	199,3	25,2	15,7	19,88	-56,5	144,6	257/15
26	63,58	<i>W. internispinosum</i>	0,20	9/7	203	37,2	12,8	17,09	-63,3	164,1	290/12
27	66,79	<i>W. internispinosum</i>	0,60	3/3	16,5	-27,7	10,4	60,40	61,9	325,4	271/10
28	70,32	<i>W. internispinosum</i>	0,49	8/7	19,9	-29,2	9,9	28,57	61	332,3	286/10
29	73,34	<i>W. internispinosum</i>	0,36	5/4	20,6	-29,6	10,7	42,80	60,8	333,7	282/22
30	77	<i>W. internispinosum</i>	0,46	5/3	23,6	-32,5	10,4	60,40	60,5	340,7	293/11
31	79,02	<i>W. internispinosum</i>	0,58	9/4	19,8	-32,8	10	49,00	62,9	334,8	294/11
32	81,88	<i>W. internispinosum</i>	0,80	5/7	26,9	-29,7	11,5	21,17	57,2	343,2	300/11
33	83,75	<i>W. internispinosum</i>	0,42	9/4	20	-31,8	10	49,00	62,2	334,4	285/12
34	86,03	<i>W. internispinosum</i>	0,89	7/5	205,3	31,3	12,1	26,77	-58,9	162,2	284/15
35	89,28	<i>W. internispinosum</i>	0,53	8/7	209,5	32,9	9,9	28,57	-56,9	169	315/14
PP	N 29	181,8 E	67,7S	K =98,8 A95= 2,7							

Tabla 5.6: Direcciones medias finales calculadas ubicados según las Zonas de amonites en la sección Puerta Curaco. N/n: número de especímenes total/ número de especímenes utilizados, Km: susceptibilidad magnética media por sitio, MRC (componente B): magnetización remanente característica; Decl_t: declinación corregida por estructura, Incl_t: inclinación corregida por estructura. α₉₅: semicírculo de confianza al 95 % de confianza, k: parámetro de precisión, PGV: polos geomagnéticos virtuales con Latitud y Longitud. CE: corrección de estructura según regla de la mano derecha. En itálica, dmf calculadas con círculos de remagnetización.

Sitio	Distancia a la base (m)	Z. amonites	Km (10 ⁻⁴ SI)	n/N	MCR			PGV				CE
					D _t	I _t	α ₉₅	k	Lat. (º S)	Long. (º E)		
PC01	-14,5	Formación Tordillo	2,24	7/5	19,9	-44,6	10	59,90	69,8	352,3	44/21	
PC02	-12,5	Formación Tordillo	1,52	7/4	17,4	-50	6,6	193,60	74,2	0,6	36/26	
PC03	3	<i>V. andesensis</i>	3,15	8/8	191,2	50	14,8	22,37	-78,9	97,4	39/40	
PC04	3,5	<i>V. andesensis</i>	7,91	5/4	358,5	-88,1	74,6	2,50	41,2	110,2	34/44	
PC05	5	<i>V. andesensis</i>	7,51	8/6	23,7	-57,6	6,5	106,80	71,3	30	34/44	
PC06	7,5	<i>V. andesensis</i>	1,85	7/5	350,9	-58,4	75,1	2,00	82,7	183,7	29/60	
PC07	9	<i>P. zitteli</i>	5,12	8/7	175,6	39,2	14,3	23,96	-74,3	94,8	34/70	
PC08	10	<i>P. zitteli</i>	4,62	8/6	23,4	-53	10	45,60	70,6	15,7	34/62	
PC09	12	<i>P. zitteli</i>	8,83	7/5	350,6	-50,5	8,1	91,00	80,1	235,7	35/76	
PC10	16	<i>P. zitteli</i>	1,14	6/4	6,1	-43,9	6,6	350,50	77,2	315,7	38/84	
PC11	20	<i>P. zitteli</i>	5,17	5/4	344	-45,3	4,2	484,00	72,9	233,5	28/85	
PC12	23	<i>P. zitteli</i>	7,87	8/6	9,1	-45,5	10,5	41,50	77,1	329,1	44/67	
PC13	25	<i>P. zitteli</i>	7,04	5/5	3,2	-55	3,6	668,70	86,8	345,3	39/68	
PC14	28	<i>A. proximus</i>	8,47	6/6	181,3	35,6	7,1	97,20	-72,3	114,1	39/68	
PC15	32	<i>A. proximus</i>	3,92	6/6	180,9	29,8	5,8	145,66	-68,6	112,4	39/68	
PC16	35	<i>A. proximus</i>	6,48	6/6	175,3	-47,7	10,2	47,10	-80,6	84,1	29/56	
PC17	35,6	<i>W. internispinosum</i>	1,29	6/6	354,2	-51,1	9,1	55,20	82,6	247,9	29/76	
PC18	37	<i>W. internispinosum</i>	9,4	7/5	19	-57,7	10,5	77,90	75	29,6	30/75	
PC19	43	<i>W. internispinosum</i>	6,66	7/5	353,2	-52,3	3	630,60	82,9	236,9	24/70	
PC20	52	<i>W. internispinosum</i>	5,62	6/4	346,4	-48,7	8,2	229,40	76,3	230,4	24/75	

PC21	57	<i>W. internispinosum</i>	6,59	8/8	348,6	-38,9	4,3	455,70	71,7	254,3	34/70
PC22	59,3	<i>C. alternans</i>	6,78	7/6	344,8	-44,1	2,3	115,00	72,7	237,5	34/7
PC23	60	<i>C. alternans</i>	3,88	6/5	158,8	47	12,7	30,38	-70	41,2	24/48
PC24	67	<i>C. alternans</i>	6,78	6/5	160,4	50,2	7	93,50	-72,6	35,9	25/60
PC25	70	<i>C. alternans</i>	7,05	6/5	344,2	-45,7	2,8	773,20	73,2	233,1	25/60
PC26	82	<i>S. koeneni</i>	5,9	7/6	4,9	-55,8	5	183,50	85,9	6,7	26/51
PC27	84	<i>S. koeneni</i>	6,42	7/6	173,1	29,2	8,8	58,80	-68,6	65,5	30/66
PC28	87	<i>S. koeneni</i>	4,86	8/7	157,5	31,7	14,5	18,20	-61,7	59,6	12/53
PC29	93	<i>S. koeneni</i>	5,63	7/5	156	45,4	16,5	18,00	-67,2	40,5	16/56
PC30	109	<i>S. koeneni</i>	5,84	8/6	351,1	-55,6	6,2	117,20	82,8	207,3	16/56
PC31	112	<i>S. koeneni</i>	6,43	7/5	353,8	-54,8	4	372,80	84,6	220,5	24/50
PC32	122	<i>S. koeneni</i>	7,01	7/5	174,8	56,5	5,9	140,76	-85,8	22,8	24/48
PC33	127	<i>A. noduliferum</i>	-	4/4	167,1	48,6	11,1	39,77	-76,7	52,4	24/48
PC34	135	<i>A. noduliferum</i>	4,35	5/5	337,7	-47,8	19,7	16,00	69,5	218,1	24/51
PC35	140	<i>A. noduliferum</i>	4,56	4/4	178,2	55,2	7,2	163,70	-87,8	68,3	24/50
PC36	155	<i>S. damesi</i>	5,37	5/5	183,9	51,4	8,6	66,25	-83,8	142,3	24/50
PC37	157	<i>S. damesi</i>	7,35	5/5	140,5	16,3	190	0,14	-44	49	29/80
PC38	162	<i>S. damesi</i>	5,17	5/5	1,7	-48	10,4	79,30	81,5	300,2	24/50
PC39	172	<i>S. damesi</i>	4,79	5/5	2,4	-49,6	4,1	498,60	82,8	306,7	24/60
PC40	185	<i>S. damesi</i>	6,03	6/4	352,6	-42,5	7	315,20	75,8	261,6	24/60
PC41	202,5	<i>S. damesi</i>	6,58	7/5	332,9	-47	6,5	202,60	65,5	214,2	14/60
PC42	208,5	<i>S. damesi</i>	5,57	7/5	167,8	51,4	12,2	57,40	-78,7	44,4	22/58
PC43	211	<i>S. damesi</i>	-	8/4	169,8	53,4	4,6	402,20	-81	39,5	24/45
PC44	227,5	<i>S. damesi</i>	4,34	6/5	165,6	52,6	10	49,00	-77,5	35,4	14/44
PC45	230	<i>S. damesi</i>	9,6	5/4	336,1	-45,7	11,9	108,80	67,4	220,1	24/56
PC46	237	<i>S. damesi</i>	7,25	5/5	1,6	-42,1	8,3	124,20	76,9	296,5	29/55
PC47	240	<i>S. damesi</i>	7,01	5/5	356,2	-41,2	6,3	213,00	75,9	275,6	30/55
PC48	252,5	<i>N. wichmanni</i>	4,71	6/4	184,3	34,7	13,3	27,70	-71,3	122,8	4/61
PC49	257,3	<i>N. wichmanni</i>	5,52	6/4	333,6	-50,9	14,8	39,50	67,6	207,1	7/54
PC50	262	<i>N. wichmanni</i>	8,54	5/5	349	-51,1	9,3	68,80	79,4	228,5	24/54

<i>PC51</i>	275,5	<i>N. wichmanni</i>	1,03	6/6	174,2	38,1	14,5	23,31	-73,3	91	24/55
<i>PC52</i>	277	<i>N. wichmanni</i>	8,6	6/6	162,6	52	9,2	57,89	-75	33,4	24/60
<i>PC53</i>	285	<i>N. wichmanni</i>	9,2	6/5	166,9	44,6	13,8	25,73	-74,3	61,4	24/56
<i>PC54</i>	293	<i>N. wichmanni</i>	1,04	4/4	194	20,3	11,6	36,41	-60,3	138,7	24/45
<i>PC55</i>	308	<i>N. wichmanni</i>	8,05	5/5	341,2	-48,6	10,4	54,70	72,5	221,1	4/62
<i>PC56</i>	320	<i>N. wichmanni</i>	4,92	86	176,8	41,4	11	38,40	-76,1	97,7	4/62
<i>PC57</i>	327,5	<i>N. wichmanni</i>	4,81	7/5	171,4	38,7	15	24,60	-72,8	82,1	14/47
<i>PC57b</i>	330	<i>N. wichmanni</i>	9,81	8/7	177,6	50,3	7,8	60,90	-83,4	91,9	19/51
<i>PC58</i>	335	<i>N. wichmanni</i>	7,36	5/4	179,5	52,4	12,5	31,36	-85,6	104,6	9/52
<i>PC59</i>	337	<i>N. wichmanni</i>	7,73	5/4	342,2	-52,9	4,5	749,20	75	209,8	14/47
<i>PC60</i>	354,5	<i>N. wichmanni</i>	8,54	4/4	177,7	50,1	11,4	37,70	-83,2	93,1	14/47
<i>PC67</i>	-	<i>V. andesensis</i>	4	6/8	185,8	47,8	9,9	-	-	-	136/16
PP	N 61		66,7E		79,8S	K = 26,6	A95 = 3,6				

Tabla 5.9: Direcciones medias finales calculadas ubicados según las Zonas de amonites en la sección Cuesta del Chihuido. N/n: número de especímenes total/ número de especímenes utilizados, Km: susceptibilidad magnética media por sitio, MRC (componente B): magnetización remanente característica; Decl_t: declinación corregida por estructura, Incl_t: inclinación corregida por estructura. α₉₅: semicírculo de confianza al 95 % de confianza, k: parámetro de precisión, PGV: polos geomagnéticos virtuales con Latitud y Longitud. CE: corrección de estructura según regla de la mano derecha. En *italica* sitios de filones.

Sitio	Distancia a la base (m)	Z. Amonites	Km (10 ⁻⁵ SI)	n/N	MRC			PGV			
					Decl _t	Incl _t	α ₉₅	K	Lat. (º S)	Long. (º E)	CE
CH01	0	<i>Virgatosphinctes andesensis</i>	3,74	5/5	169,7	53,1	12,1	40,1	-81,3	29,4	134/10
CH02	1	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	3,02	5/4	185,9	45,7	6,7	187	-80,2	142,7	134/10
CH03	2	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	2,86	5/4	193,8	61,4	15	38	-77,2	237,5	134/10
CH04	5	-	1,98	5/5	195,3	59,7	8	92	-77	227,4	134/15
CH06	5,5	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	3,12	6/6	180,5	57,2	11,1	37,6	-87,7	280,4	154/12
CH07	7	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,29	5/3	217,8	76	15	40	-53,8	262,5	134/10
CH08	8,6	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,27	4/4	171,2	53,8	9,6	91,6	-82,7	26,7	134/10
CH09	9,5	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,51	6/6	179,5	47	14,4	22,6	-82,7	106,6	134/10
CH09f	10	-	3.55x10 ⁻⁴	5/4	140,6	40,1	13,2	87,7	-53,6	29,6	134/10
CH10	16	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,05	7/6	204,9	63,5	7,7	75,9	-68,8	234,6	179/10
CH11	20	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	2,69	6/5	199,3	59,4	13,8	31,5	-74,1	223,1	129/6
CH12	27	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	3,18	7/6	196,9	68	9,5	5,3	-70,3	257,3	126/6
CH13	28	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	2	5/4	231	53,8	15	42,5	-48,6	213,9	149/10
CH15	35	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	2,42	4/4	99,1	29,1	15	33,1	-16,2	12,3	247/69
CH16	38	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	2,9	5/4	191,6	65,7	3,8	581,8	-74,9	259	134/11
CH17	38,5	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	2,67	4/3	219,4	50,3	11,1	125,4	-57	203,8	134/10
CH18	42	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	2,71	6/5	224,2	62,6	14	30,9	-55,4	228	151/7
CH19	43	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	2,65	6/6	206,3	60,6	13,3	26,4	-68,6	224,6	151/7
CH21	47	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	1,61	4/3	232,2	58,8	15,1	39,1	-49	221,9	151/7
CH23	52	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	2,36	3/3	205,4	56,6	14,5	35,2	-69,5	212,3	151/7
CH25	60	<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	2,18	7/7	194	63,6	8,7	49,1	-75,6	246,8	138/7

CH26	60,5	<i>Corongoceras alternans</i>	1,8	6/5	158,5	53,2	12,8	36,8	-72,3	19,5	184/5
CH27	63	<i>Corongoceras alternans</i>	1,91	5/5	223,2	66,2	3	638,5	-55,9	236,2	184/5
CH28	65	<i>Corongoceras alternans</i>	1,32	6/6	215,8	76,7	13,8	24,6	-53,8	265	184/5
CH29	66	<i>Corongoceras alternans</i>	1,91	7/7	219,1	79,6	14,4	18,4	-49,7	270,5	184/5
CH30	68	<i>Corongoceras alternans</i>	9.21×10^{-6}	7/6	181,2	74,5	14,3	23	-64,5	288,7	184/5
CH31	68,3	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	3,17	5/3	184,6	61,2	11,1	124,2	-82,3	263,7	184/5
CH32	69	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	2,44	6/6	211,4	76,1	7,1	89,3	-56	265,7	194/9
CH33	70	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	9.74×10^{-6}	5/4	224,8	71,2	8,9	107,1	-53,6	248,1	122/10
CH34	71	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	3,09	6/5	170,5	36,2	6,5	139	-72,5	79,1	122/10
CH35	71,5	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	7.59×10^{-6}	5/4	173,9	54,1	4,3	450,6	-84,9	28,2	122/10
CH36	73	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	4,24	4/3	187,7	48,9	14,9	49	-81,4	161	122/10
CH37	75	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	6.79×10^{-6}	6/6	161,4	53,8	13,1	27,3	-74,7	19,1	122/10
CH38	76	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	1,84	6/6	177,7	63,7	12,4	30	-80	299,5	122/10
CH39	77	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	2,79	4/3	168,4	59	13,6	83,6	-79,9	351,7	122/10
CH40	78	-	3,69	3/3	185,5	32,5	14,7	49,7	-71,5	126,8	132/22
CH42	81	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	7.56×10^{-7}	6/6	175	58,4	8,5	63,8	-84,6	336,4	154/22
CH43	83	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	3,23	5/4	164,1	40,9	15,1	36,4	-71,7	57	174/6
CH44	85	-	3,67	4/3	147,1	58,8	8,8	195,2	-63,7	1,3	314/79
CH45	87	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	1,02	6/5	225	60,4	15	25,3	-54,7	223,5	314/79
CH46	88	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	2,95	3/3	175,7	57,9	10,3	144,4	-85,4	337,1	164/10
CH47	91	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	7,64	6/6	184,7	54,8	13,5	25,7	-86,2	198,9	164/10
CH48	93	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	7,83	5/4	174,8	61,5	6,8	185,7	-81,8	318	164/10
CH49	97	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	8,26	5/5	185,9	71,1	12,3	39,8	-69,5	280,6	164/10
CH50	99	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	3,54	3/3	200,4	55	15	40,2	-73,4	206,2	158/20
CH51	105	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	5,76	6/5	182,5	35,4	8,6	80,5	-73,9	118,6	284/94
CH55	115	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	3,26	5/4	166	31,9	11,1	69,3	-67,9	72,1	274/79
CH56	117	<i>Substeueroceras. koeneni</i>	4,98	5/5	186,2	44,5	10,8	51,1	-79,3	141,4	274/79
CH57	119	<i>Argentiniceras noduliferum</i>	3,28	6/6	183,4	61,4	9,3	53,4	-82,5	270,5	274/79
CH59	122	<i>Argentiniceras noduliferum</i>	4,42	4/3	184,7	29,8	15	30,1	-70	123,4	284/79

CH60	123	<i>Argentiniceras noduliferum</i>	2,08	4/3	154	32,4	9,8	158	-60,8	51,1	150/5
CH61	127	<i>Argentiniceras noduliferum</i>	3,97	3/3	185	61,3	15	40,2	-82,1	262,3	194/10
CH65	135	<i>Argentiniceras noduliferum</i>	1,25	3/3	216,5	73,5	11,4	117,5	-56,4	256,9	167/6
CH66	137	<i>Argentiniceras noduliferum</i>	1,21	3/3	212,5	68,5	10,5	137,8	-61,8	245,4	194/7
CH67	143	<i>Argentiniceras noduliferum</i>	3,43	4/4	231,6	67,6	12,8	52,7	-50,3	238,8	174/10
PP	N 50		249,7°E	80,7°S	K	12,9	A95	5,8			

Tabla V: Valores de intensidad de ARM obtenidos en la Sección Puerta Curaco, norte de la provincia de Neuquén.

Muestra (Pcp)	ARM (Am ² /Kg)	Peso (g)	ARM normalizado
1	5,042E-04	6.337	7,956E-08
3	5,57300E-03	8.298	6,716E-07
4	2,15200E-03	7.416	2,902E-07
6	3,0660E-04	5.771	5,313E-08
7	5,9370E-04	7.121	8,337E-08
8	3,1470E-04	5.546	5,674E-08
9	3,3360E-04	8.280	4,029E-08
10	3,9670E-04	6.089	6,515E-08
11	3,3770E-03	8.590	3,931E-07
12	9,7520E-04	7.090	1,375E-07
13	9,0090E-04	6.538	1,378E-07
14	8,4090E-04	6.156	1,366E-07
15	5,7360E-04	6.237	9,197E-08
16	5,2910E-04	5.659	9,350E-08
17	6,6910E-04	6.221	1,076E-07
18	6,9580E-04	7.668	9,074E-08
19	3,7320E-04	6.409	5,823E-08
20	7,8990E-04	7.824	1,010E-07
21	1,3350E-03	8.055	1,657E-07
22	8,9260E-04	8.055	1,108E-07
23	2,6690E-03	5.877	4,541E-07
24	5,9720E-04	7.408	8,062E-08
25	3,2170E-04	6.578	4,891E-08
26	5,1350E-04	6.230	8,242E-08
27	3,5600E-04	6.225	5,719E-08
28	5,9550E-04	8.223	7,242E-08
29	3,7038E-03	5.832	6,351E-07
30	1,4580E-03	7.248	2,012E-07
31	7,1040E-04	7.018	1,012E-07
32	5,6750E-04	6.412	8,851E-08
33	2,8560E-03	7.389	3,865E-07
34	4,9450E-04	5.813	8,507E-08
35	4,0570E-03	6.701	6,054E-07
36	5,1040E-04	7.092	7,197E-08
37	2,1700E-03	6.886	3,151E-07
38	7,2780E-04	6.589	1,105E-07
39	5,6780E-04	6.250	9,085E-08
40	5,4650E-04	6.158	8,875E-08
41	4,5880E-04	5.830	7,870E-08
42	8,5600E-04	6.785	1,262E-07
43	3,1900E-03	6.665	4,786E-07

44	7,4240E-04	6.844	1,085E-07
45	4,7580E-04	5.127	9,280E-08
46	4,3250E-03	6.872	6,294E-07
47	6,7020E-04	6.811	9,840E-08
47b	5,8730E-04	7.866	7,466E-08
48	2,99100E-03	9.100	3,287E-07
49	2,4310E-04	7.536	3,226E-08
50	8,4630E-04	7.073	1,197E-07
51	6,6040E-04	7.698	8,579E-08
52	3,5240E-03	7.692	4,581E-07
55	9,8100E-04	8.209	1,195E-07
56	2,4020E-03	5.947	4,039E-07
57	7,6750E-04	8.715	8,807E-08
58	7,0470E-04	7.243	9,729E-08
59	5,7310E-04	6.470	8,858E-08
60	3,5830E-03	8.885	4,033E-07
61	4,6900E-04	6.334	7,404E-08
62	7,7930E-04	6.340	1,229E-07
63	3,6420E-04	7.260	5,017E-08
64	2,5890E-03	7.575	3,418E-07
65	8,4120E-04	6.951	1,210E-07
66	7,2640E-04	6.951	1,045E-07
67	7,1060E-04	6.916	1,027E-07
68	4,1360E-04	5.224	7,917E-08
70	9,0990E-04	6.712	1,356E-07
71	6,3310E-04	7.231	8,755E-08
72	2,8940E-03	7.577	3,819E-07
73	8,3820E-04	7.221	1,161E-07
73b	2,7410E-03	7.988	3,431E-07
74	2,5780E-03	7.948	3,244E-07
77	1,6790E-03	7.475	2,246E-07
78	1,4060E-03	8.378	1,678E-07
79	5,8210E-04	5.834	9,978E-08
80	8,3470E-04	8.272	1,009E-07
81	6,7580E-04	7.741	8,730E-08
82	5,5250E-04	7.592	7,277E-08
83	6,0340E-04	7.321	8,242E-08
84	6,5810E-04	7.307	9,006E-08
85	6,7140E-04	7.521	8,927E-08
86	2,1460E-03	7.174	2,991E-07
87	7,0500E-04	8.456	8,337E-08
88	1,0280E-03	7.160	1,436E-07
89	6,1160E-04	7.525	8,128E-08
90	2,0220E-03	7.546	2,680E-07
91	6,7130E-04	7.806	8,600E-08
92	1,9150E-03	7.445	2,572E-07

94	6,2020E-04	6.691	9,269E-08
96	4,2170E-04	8.002	5,270E-08
97	6,4170E-04	7.641	8,398E-08
98	5,6060E-04	6.658	8,420E-08
99	6,6800E-04	7.248	9,216E-08
100	7,8200E-04	8.596	9,097E-08
101	5,9870E-04	7.102	8,430E-08
102		7.988	
103	8,2260E-04	8.470	1,030E-07
104	2,2690E-03	7.133	3,181E-07
105	3,9030E-04	6.778	5,758E-08
106	6,9060E-04	6.875	1,005E-07
107	6,1710E-04	7.130	8,655E-08
108	5,6810E-04	6.866	8,274E-08
109	3,1380E-04	7.825	4,010E-08
111	3,0140E-04	6.461	4,665E-08
112	2,1180E-04	6.754	3,136E-08
113	5,8330E-04	7.180	8,124E-08
114	5,3170E-04	6.526	8,147E-08
114b	2,3260E-04	6.872	3,385E-08
115	6,4210E-04	6.736	9,532E-08
116	1,9770E-03	7.563	2,614E-07
117	7,8410E-04	6.900	1,136E-07
118	7,6670E-04	7.551	1,015E-07
119	3,1610E-04	5.730	5,517E-08
120	6,4110E-04	7.471	8,581E-08
121	3,7300E-04	7.676	4,859E-08
122	6,5870E-04	7.477	8,810E-08
123	2,5660E-04	6.984	3,674E-08
124	2,5740E-04	5.770	4,461E-08
125	3,6480E-04	6.335	5,758E-08
126	5,6630E-04	7.858	7,207E-08
127	4,2460E-04	7.029	6,041E-08
128	1,6660E-03	7.205	2,312E-07
129	5,8480E-04	5.902	9,909E-08
130	5,2640E-04	6.982	7,539E-08
131	4,7320E-04	7.471	6,334E-08
132	3,8930E-04	7.192	5,413E-08
133	4,8740E-04	7.159	6,808E-08
134	4,6920E-04	7.726	6,073E-08
135	4,6460E-04	6.790	6,842E-08
136	5,0590E-04	7.385	6,850E-08
137	1,6180E-03	7.872	2,055E-07
138	6,1420E-04	7.402	8,298E-08
139	5,4680E-04	7.878	6,941E-08
140	4,8680E-04	6.935	7,019E-08

141	4,0380E-04	8.203	4,923E-08
142	1,0400E-03	7.702	1,350E-07
143	6,4110E-04	8.129	7,887E-08
144	3,7810E-04	6.910	5,472E-08
145	2,9510E-04	6.532	4,518E-08
146	5,1410E-04	7.034	7,309E-08
147	3,3540E-04	6.712	4,997E-08
148	3,0140E-04	5.460	5,520E-08
149	6,0150E-04	7.196	8,359E-08
150	3,7100E-03	9.404	3,945E-07
151	1,0200E-03	7.597	1,343E-07
152	2,1470E-04	7.220	2,974E-08
153	3,3840E-04	6.611	5,119E-08
154	2,5330E-03	8.254	3,069E-07
155	5,3000E-04	6.463	8,201E-08
156	1,9570E-04	6.428	3,044E-08
157	5,8700E-04	8.177	7,179E-08
158	5,1970E-04	6.440	8,070E-08
159	4,7060E-04	7.313	6,435E-08
160	1,0270E-03	7.938	1,294E-07
161	5,1040E-04	6.556	7,785E-08
162	2,1960E-03	7.702	2,851E-07
163	5,3220E-04	6.704	7,939E-08
164	5,2870E-04	6.429	8,224E-08
165	5,5460E-04	6.737	8,232E-08
166	4,8010E-04	7.759	6,188E-08
167	5,8330E-04	7.044	8,281E-08
168	7,3250E-04	8.705	8,415E-08
169	7,5030E-04	7.575	9,905E-08
170	2,5040E-03	6.880	3,640E-07
171	2,1230E-03	7.338	2,893E-07
172	6,2830E-04	6.715	9,357E-08
173	3,8470E-04	6.175	6,230E-08
174	4,9330E-04	6.444	7,655E-08
175	6,7640E-04	7.144	9,468E-08
176	4,7010E-04	6.491	7,242E-08
177	6,7000E-04	6.971	9,611E-08
178	5,3990E-04	7.061	7,646E-08
179	2,0400E-03	8.030	2,540E-07
180	1,5860E-03	7.158	2,216E-07
181	1,0900E-03	7.032	1,550E-07
182	3,0800E-03	8.261	3,728E-07
183	2,6700E-03	8.182	3,263E-07
184	2,2990E-03	7.772	2,958E-07
185	1,6450E-03	7.358	2,236E-07
186	1,7070E-03	6.348	2,689E-07

187	2,7120E-03	7.950	3,411E-07
188	1,6440E-03	6.874	2,392E-07
189	2,9290E-03	7.551	3,879E-07
190	3,1690E-03	8.443	3,753E-07
191	2,4600E-03	8.096	3,039E-07
192	1,5420E-03	7.793	1,979E-07
193	8,3650E-04	7.070	1,183E-07
194	2,1520E-03	7.553	2,849E-07
195	1,0840E-03	7.100	1,527E-07
196	2,8320E-03	7.886	3,591E-07
197	2,0420E-03	6.739	3,030E-07
198	2,0190E-03	7.707	2,620E-07
199	1,3800E-03	7.698	1,793E-07
200	1,3130E-03	7.038	1,866E-07
201	6,2450E-04	7.404	8,435E-08
202	7,8110E-04	7.346	1,063E-07
203	1,0150E-03	9.208	1,102E-07
204	1,7300E-03	6.958	2,486E-07
205	9,5230E-04	7.856	1,212E-07
206	8,1120E-04	7.595	1,068E-07
207	6,0830E-04	8.068	7,540E-08
208	3,3420E-04	8.579	3,896E-08
209	5,0230E-04	7.137	7,038E-08
210	4,1440E-04	7.940	5,219E-08
211	7,5270E-04	8.359	9,005E-08
212	6,7970E-04	7.845	8,664E-08
213	4,9250E-04	7.361	6,691E-08
214	5,6560E-04	8.096	6,986E-08
215	7,5400E-04	8.610	8,757E-08
216	6,8440E-04	8.610	7,949E-08
217	1,2270E-03	8.073	1,520E-07
218	4,8670E-04	7.849	6,201E-08
219	7,5090E-04	6.993	1,074E-07
220	9,0040E-04	8.462	1,064E-07
221	1,6380E-03	8.734	1,875E-07
222	1,0290E-03	7.719	1,333E-07
224	9,8250E-04	6.766	1,452E-07
225	1,4520E-03	9.395	1,546E-07
226	1,2610E-03	7.415	1,701E-07
227	1,5200E-03	7.690	1,977E-07
228	9,6270E-04	6.965	1,382E-07
229	1,8110E-03	7.387	2,452E-07
230	1,6230E-03	8.121	1,999E-07
231	6,3290E-04	6.583	9,614E-08
232	8,7620E-04	5.314	1,649E-07
233	8,4670E-04	8.073	1,049E-07

234	9,1120E-04	7.425	1,227E-07
235	5,1030E-04	7.875	6,480E-08
236	8,0750E-04	7.875	1,025E-07
237	9,6540E-04	6.964	1,386E-07
238	8,0040E-04	8.620	9,285E-08
239	9,3510E-04	7.912	1,182E-07
240	8,7750E-04	7.951	1,104E-07
241	9,4800E-04	7.176	1,321E-07
242	1,5700E-03	8.640	1,817E-07
243	9,4310E-04	6.971	1,353E-07
244	8,8440E-04	6.260	1,413E-07
245	8,3890E-04	6.862	1,223E-07
246	1,2440E-03	7.394	1,682E-07
247	1,0440E-03	7.703	1,355E-07
248	1,0450E-03	7.411	1,410E-07
249	9,6310E-04	8.483	1,135E-07
250	7,8400E-04	7.336	1,069E-07
251	8,2880E-04	6.975	1,188E-07
252	9,6360E-04	7.799	1,236E-07
253	1,0980E-03	6.988	1,571E-07
254	1,7600E-03	5.920	2,973E-07
256	9,7380E-04	8.997	1,082E-07
257	1,3860E-03	7.528	1,841E-07
258	9,6720E-04	7.340	1,318E-07
259	1,2060E-03	8.244	1,463E-07
260	1,2560E-03	8.354	1,503E-07
261	8,1210E-04	7.853	1,034E-07

Tabla VI: Valores de intensidad de ARM obtenidos en la Sección Chihuidos, sur de la provincia de Mendoza.

Muestra (Mch)	ARM (Am ² /Kg)	Peso (g)	ARM normalizado
1	4,88E-03	7,86	6,21E-04
2	0,001666	6,01	2,77E-04
3	1,80E-03	6,98	2,58E-04
4	1.504	6,06	2,48E+02
5	2,62E-03	8,15	3,21E-04
6	1,81E-03	6,26	2,89E-04
7	5,20E-03	8,29	6,28E-04
8	1,67E-03	6,55	2,55E-04
9	1,96E-03	6,37	3,08E-04
11	2,73E-03	5,98	4,57E-04
12	2,49E-03	5,96	4,18E-04
13	4,117E-04	4,11	1,00E-04
14	2,03E-03	6,73	3,01E-04
15	2,79E-03	7,17	3,89E-04
16	2,45E-03	7,44	3,30E-04
18	3,19E-03	7,41	4,30E-04
19	3,90E-03	7,25	5,37E-04
20	1,58E-03	7,42	2,12E-04
21	2,13E-03	5,91	3,60E-04
22	2,57E-03	7,57	3,40E-04
24	2,58E-03	7,43	3,47E-04
25	2,29E-03	7,03	3,26E-04
26	3,02E-03	7,52	4,01E-04
27	2,94E-03	7,05	4,17E-04
28	3,04E-03	8,34	3,65E-04
32	1,67E-03	6,73	2,47E-04
33	2,82E-03	3,49	8,07E-04
34	2,51E-03	6,56	3,82E-04
35	4,39E-03	7,29	6,02E-04
37	4,21E-03	6,33	6,65E-04
38	5,03E-03	6,83	7,37E-04
39	5,20E-03	7,36	7,07E-04
40	2,25E-03	6,16	3,65E-04
41	3,13E-03	6,54	4,79E-04
42	2,63E-03	6,99	3,76E-04
43	2,18E-03	6,82	3,20E-04
44	1,90E-03	7,40	2,57E-04
45	1,85E-03	7,48	2,47E-04
46	2,16E-03	7,02	3,08E-04
47	2,88E-03	6,16	4,67E-04
48	2,16E-03	6,85	3,15E-04
49	1,88E-03	6,70	2,81E-04

50	1,90E-03	6,75	2,81E-04
51	1,69E-03	7,52	2,25E-04
52	1,70E-03	6,22	2,73E-04
53	1,72E-03	7,91	2,17E-04
54	1,47E-03	7,33	2,00E-04
55	1,35E-03	6,35	2,12E-04
56	1,56E-03	7,40	2,11E-04
57	1,25E-03	5,92	2,11E-04
59	1,45E-03	7,11	2,04E-04
60	1,34E-03	6,32	2,12E-04
61	1,98E-03	6,81	2,90E-04
62	1,68E-03	5,87	2,86E-04
63	1,62E-03	6,95	2,33E-04
65	1,29E-03	6,18	2,09E-04
66	2,00E-03	6,72	2,97E-04
68	4,29E-03	7,09	6,04E-04
69	1,87E-03	4,69	3,99E-04
70	1,08E-03	5,26	2,06E-04
71	1,32E-03	7,52	1,75E-04
72	2,08E-03	6,23	3,34E-04
73	2,03E-03	7,03	2,88E-04
75	1,43E-03	7,37	1,93E-04
76	3,12E-04	5,75	5,42E-05
77	1,60E-03	6,62	2,41E-04
78	2,20E-03	8,13	2,70E-04
79	1,69E-03	7,32	2,31E-04
80	1,60E-03	5,33	3,01E-04
81	1,69E-03	6,59	2,56E-04
82	7,31E-03	6,02	1,21E-03
84	1,43E-03	5,31	2,69E-04
84b	1,82E-03	6,41	2,84E-04
85	1,77E-03	6,26	2,83E-04
86	4,19E-03	6,62	6,33E-04
87	1,90E-03	6,72	2,83E-04
87b	2,42E-03	6,74	3,58E-04
88	1,90E-03	3,62	5,26E-04
90	2,68E-03	6,97	3,85E-04
91	1,54E-03	5,91	2,60E-04
92	1,64E-03	6,66	2,46E-04
93	1,52E-03	6,65	2,28E-04
94	1,89E-03	6,46	2,92E-04
95	1,65E-03	7,29	2,26E-04
96	3,26E-03	5,80	5,61E-04
97	1,70E-03	4,86	3,49E-04
98	1,69E-03	6,24	2,71E-04
99	3,81E-05	3,57	1,07E-05

100	1,38E-03	5,54	2,49E-04
101	8,41E-04	6,61	1,27E-04
102	1,47E-03	6,56	2,24E-04
103	8,28E-04	6,93	1,20E-04
104	9,52E-04	6,94	1,37E-04
105	1,26E-03	5,88	2,15E-04
106	1,88E-03	5,07	3,72E-04
107	9,63E-04	5,78	1,67E-04
108	1,46E-03	5,60	2,60E-04
109	8,12E-04	5,96	1,36E-04
110	1,15E-03	4,81	2,39E-04
111	2,12E-03	7,32	2,89E-04
113	2,44E-03	5,01	4,87E-04
114	1,27E-03	4,74	2,67E-04
115	3,63E-03	7,14	5,09E-04
116	6,75E-03	5,31	1,27E-03
117	2,60E-03	6,47	4,02E-04
118	3,17E-03	4,76	6,66E-04
119	5,29E-03	6,39	8,28E-04
120	7,80E-03	5,20	1,50E-03
121	5,72E-03	5,99	9,55E-04
122	1,43E-02	3,34	4,29E-03
123	1,47E-02	5,02	2,92E-03

Tabla VII: Valores de susceptibilidad magnética en la Sección Los Catutos, provincia de Neuquén. Fl: pelitas laminadas; Wh/c: wackestone laminado o con concreciones; Mgh: marga laminada; T: toba; Sh/m: arenisca laminada o masiva.

Muestra	Litología	$k (10^{-4} \text{ SI})$
1	Wm	2,08
2	Fl	4,55
3	Wh	1,44
4	Fl	0,9
5	Wh	2,8
6	Wh	1,48
7	Wh	2,3
8	Wh	2,79
9	Fl	3,3
10	Wh	2,89
11	Mgh	1,13
12	Wh	1,6
13	Mgh	0,8
14	Mh	1,4
	Fl	
15	(Tobácea)	0,5
16	Wh	1,76
17	Mgh	1,74
18	Wh	1,01
19	Mgh	2,5
20	Wh	2,6
21	Mgh	1,07
22	Wh	2,1
23	Wh/Fl	0,8
24	Wh	5,42
25	Mgh	1
26	Wh	2,5
27	Wh/Fl	2,43
28	Wh	1,076
29	Wh	1,96
30	Fl	1,84
31	Wh	0,39
32	Wh	0,5
33	Mgh	1,67
34	Fl	0,56
35	Mgh	1,6
36	Fl	0,6
37	Mgh	0,74
38	Fl	1,16

39	Mgh	1,46
40	Fl	1,76
41	Wh	2,01
42	Mgh	1,42
43	Wh	1,87
44	Mgh	2,2
45	Wh	1,03
46	Mgh	2,9
47	Wh	1,45
48	Mgh	1,41
49	Wh	1,2
50	Mgh	1,64
51	Sh	2,4
52	Mgh	2,2
53	Sm	0,19
54	Mgh	0,23
55	Fsh	-0,07
56	Fsh	-0,16
57	Fsh	0,986
58	Mgh	0,88
59	Fsh	0,782
60	Mgh	0,829
61	Fsh	0,838
62	Fsh F	0,122
63	Fsh G	0,556
64	Fsh F	0,83
65	Fsh G	1,07
66	Fsh F	0,619
67	Fsh G	1,34
68	Fsh F	0,719
69	Fsh G	1,49
70	Fsh F	1,23
71	Fsh G	1,6
72	Fsh G	1,02
73	Tm	0,624
74	Fsh G	0,942
75	Fsh F	0,831
76	Fsh G	0,99
77	Wh	0,913
78	Mgh	0,683
79	Wh	0,582
80	Mgh	0,646
81	Wh	1,66

82	Mgh	0,354
83	Wh	0,466
84	Mgh	0,39
85	Wh	0,878
86	Mgh	0,72
87	Wh "Mh"	1,12
88	Gh	1,22
89	"Mh"	0,95
90	Mgh	1,04
91	"Mh"	0,922
92	Mgh	0,328
93	"Mh"	0,38
94	Mgh	0,525
95	"Mh"	0,563
96	Mgh	0,683
97	Wh	0,919
98	Mgh	0,529
99	Wh	0,675
100	Mgh	0,638
101	Wh	0,723
102	Mgh	0,346
103	Wh	0,542
104	Mgh	0,814
105	Wh	0,579
106	Mgh	0,431
107	Wh	0,209
108	Mgh	0,437
109	Wh	0,565
110	Mgh	0,351
111	Wh	0,245
112	Mgh	0,05
113	Wh	0,049
114	Mgh	0,509
115	Wh	-0,048
116	Mgh	0,212
117	Wh	0,298
118	Mgh	1,16
119	Wh	0,42
120	Mgh	0,279
121	Wh	0,607
122	Mgh	0,98
123	Wh	0,555
124	Mgh	0,367

125	Wh	0,554
126	Wh	0,54
127	Wh	0,348
128	Wh	-0,16
129	Wh	0,671
130	Wh	0,52
131	Wh	0,738
132	Wh	0,735
133	Mgh	0,122
134	Wh	0,474
135	Bm	0,612
136	Wh	0,167
137	Wh	0,261
138	Wh	0,324
139	Mgh	0,304
140	Wh	0,212
141	Mgh	0,274
142	Wh	0,535
143	Mgh	0,423
144	Wh	-0,34
145	Wh	0,108
146	Wh	-0,64
147	Wh	0,573
148	Fsh	0,863
149	Mgh	0,816
150	Fsh	0,952
151	Mgh	0,367
152	Wm	0,539
153	Mgh	1,02
154	Wh	1,59
155	Mgh	0,62
156	Wc	0,39
157	Mgh	0,47
158	Wc	0,43
159	Mgh	0,28
160	Wc	0,29
161	Mgh	0,26
162	Wc	1,35
163	Wh	0,86
164	Mgh	1
165	Mgh	0,7
166	Mgh	1,11
167	Wh	0,71

168	Mgh	1
169	Wh	0,17
170	Mgh	0,34
171	Wh	0,09
172	Mgh	1
173	Wh	0,35
174	Mgh	0,66
175	Wh	0,38
176	Mgh	0,92
177	Wh	0,86
178	Mgh	0,81
179	Wh	0,79
180	Mgh	0,97
181	Wh	0,73
182	Mgh	0,13
183	Wh	0,45
184	Mgh	0,8
185	Mgh	0,89
186	Wh	1,1
187	Mgh	0,06
188	Wh	0,57
189	Mgh	0,72
190	Wh	0,37
191	Mgh	1,17
192	Wh	1,2
193	Mgh	0,84
194	Wh	0,4
195	Mgh	0,72
196	Wh	0,6
197	Wh	0,12
198	Mgh	0,4
199	Mgh	-0,73
200	Wh	0,44
201	"Mm"	0,42
202	Mgh	0,9
203	Wh	0,6
204	Mgh	0,7
205	Wh	0,2
206	Mm	0,54
207	Wh	0,34
208	Mgh	0,4
209	Wh	0,6
210	Mgh	0,7

211	Wh	0,8
212	Mg	0,8
213	Wh	0,9
214	Mgh	0,7
215	Wh	0,56
216	T	0,6
217	Wh	0,6
218	Mgh	0,6
219	Wh	0,6
220	Mgh	1,1
221	Wh Ht	0,6
222	Mgh	0,5
223	Wh	0,75
224	Mgh	0,3
225	Wh	0,28
226	Mgh	0,86
227	Wh	0,14
228	Mgh	0,64
229	Wh	0,14
230	Mgh	0,64
231	Wh	0,47
232	Mgh	0,58
233	Wh	0,64
234	Mgh	0,57
235	Mgh	1
236	Wh	0,2
237	Mgh	0,75
238	Wh	0,18
239	Mgh	0,42
240	Wh	0,92
241	Mgh	0,49
242	Whb	0,6
243	Wh	0,79
244	Whb	0,06
245	Mgh	0,75
246	Whb	0,43
247	Wh	0,8
248	Wh	0,8
249	Wh	0,76
250	Wh	0,36
251	Wh	0,17
252	Wh	0,1
253	Wh	0,68

254	Whb	0,7
255	Wh	0,04
256	Wh	0,65
257	Wh	0,46
258	Mgh	1,1
259	Wh	1,24
260	Mgh	0,51
261	Wh	0,2
262	Mgh	0,56
263	Wh	0,3
264	Mgh	0,8
265	Wh	0,58
266	Mgh	0,76
267	Wh	0,31
268	Wh	0,66
269	Mgh	0,78
270	Mgh	0,85
271	Wh Ht	0,8
272	Mgh	1
273	Wh Ht	0,8
274	Mgh	0,28
275	Wh Ht	0,42
276	Mgh	0,84
277	Wh Ht	0,7
278	Wh Ht	0,583
279	Mgh	1,8
280	Wh Ht	0,89
281	Mgh	-0,13
282	Wh	1
283	Wh	0,84
284	Mgh	0,98
285	Wh	0,9
286	Mgh	0,5
287	Mgh	0,9
288	Wh	0,534

Tabla VIII: Valores de susceptibilidad magnética en la sección Puerta Curaco, norte de la provincia de Neuquén. *Bml*: binstone; *Mgh*: margas laminadas; *MghC*: margas laminadas con mayor contenido de carbonato de calcio; *Fl*: pelitas laminadas; *Pih*: *packestone* intraclástico.

Pcp	Litología	k (10^{-4} SI)
1	Bml	-0,0231
2	Mgh	0,04
3	MghC	-0,0073
4	Mgh	0,0055
5	MghC	0,0267
6	Mgh	-0,0233
7	MghC	0,0192
8	Mgh	0,0038
9	MghC	0,0352
10	Mgh	0,044
11	Pih	0,0321
12	Mgh	0,0192
13	MghC	0,0763
14	Mgh	0,0112
15	MghC	0,0288
16	Mgh	0,0149
17	MghC	0,001
18	Mgh	-0,0281
19	MghC	0,0228
20	Mgh	-0,0203
21	MghC	-0,0297
22	Mgh	-0,027
23	Pih	-0,0025
24	Mgh	0,0451
25	MghC	0,027
26	Mgh	0,0393
27	MghC	0,023
28	Mgh	0,0471
29	MghC	0,0297
30	Mgh	0,0174
31	MghC	0,0592
32	Mgh	0,0297
33	Pih	0,0199
34	Mgh	-0,0002
35	MghC	-0,0101
36	Mgh	0,0056
37	Pih	-0,0054
38	Mgh	0,0439
39	MghC	0,0157
40	Mgh	0,0242
41	MghC	0,0525

	Mgh	0,0272
42	Pih	0,0465
43	Mgh	0,0192
44	MghC	0,015
45	Mgh	0,0093
46	MghC	0,025
47	Mgh	-0,0007
47b	MghC	0,025
48	Pih	0
49	Mgh	-0,0522
50	MghC	-0,0257
51	Mgh	-0,0151
52	MghC	-0,0316
53	Mgh	0,0276
54	Pih	0,0006
55	Mgh	0,01
56	MghC	0,0204
57	Mgh	0,0295
58	MghC	0,096
59	Mgh	0,0004
60	Pih	0,0325
61	Mgh	0,044
62	MghC	0,0454
63	Mgh	0,0309
64	Pih	0,0338
65	Mgh	-0,0124
66	MghC	0,0023
67	Mgh	0,0044
68	MghC	-0,0047
69	Mgh	-0,0016
70	MghC	0,0164
71	Mgh	-0,101
72	MghC	-0,0376
73	Mgh	0,0322
74	MghC	0,0137
75	Mgh	0,0479
76	Pih	0,0415
77	Mgh	0,027
78	MghC	0,018
79	Mgh	0,0378
80	MghC	0,0038
81	Mgh	0,0316
82	MghC	0,0355
83	Mgh	0,0434
84	MghC	0,0116
85	Mgh	0,0425

86	Pih	0,0386
87	Mgh	0,0106
88	MghC	0,0028
89	Mgh	0,0352
90	MghC	0,0404
91	Mgh	0,0591
92	MghC	0,0599
93	Mgh	0,0291
94	MghC	0,0259
95	Mgh	0,0877
96	Pih	0,0577
97	Mgh	0,0331
98	MghC	0,0451
99	Mgh	0,0213
100	MghC	0,0604
101	Mgh	0,0165
102	MghC	0,0155
103	Mgh	-0,0242
104	Pih	0,0629
105	Mgh	0,0275
106	MghC	0,0255
107	Mgh	0,0344
108	MghC	0,045
109	Mgh	0,0676
110	Pih	0,0356
111	Mgh	-0,0079
112	MghC	0,0081
113	Mgh	0,0031
114	MghC	0,0207
115	Mgh	-0,0076
116	Pih	0,0263
117	Mgh	0,0061
118	MghC	0,0189
119	Mgh	0,0224
120	MghC	0,0196
121	Mgh	-0,0317
122	MghC	-0,0252
123	Mgh	0,0133
124	MghC	-0,0097
125	Mgh	0,0045
126	MghC	0,0022
127	Mgh	0,0292
128	Pih	0,082
129	Mgh	0,0312
130	MghC	-0,0012
131	Mgh	-0,0024

132	MghC	0,0404
133	Mgh	0,0553
134	MghC	0,0284
135	Mgh	0,0499
136	MghC	0,0324
137	Mgh	0,0265
138	MghC	0,047
139	Mgh	0,0047
140	Pih	0,0399
141	Mgh	0,0238
142	MghC	0,028
143	Mgh	0,0499
144	MghC	0,0273
145	Mgh	0,0117
146	MghC	0,0255
147	Mgh	0,013
148	MghC	0,0318
149	Mgh	0,0736
150	Pih	0,0736
151	Mgh	0,0159
152	MghC	-0,0214
153	Mgh	0,0349
154	MghC	0,0865
155	Mgh	0,0442
156	MghC	0,0464
157	Mgh	0,0256
158	MghC	0,0602
159	Mgh	0,0308
160	MghC	0,0228
161	Mgh	-0,0055
162	Pih	0,0057
163	Mgh	0,0115
164	MghV	0,0437
165	Mgh	0,0433
166	MghC	0,0273
167	Mgh	0,0518
168	MghC	0,0511
169	Mgh	0,029
170	MghC	0,0567
170	Mgh	0,0124
170	Pih	0,0099
171	Mgh	0,0525
172	MghC	0,0505
173	Mgh	0,0429
174	MghC	0,0436
175	Mgh	0,024

176	MghC	0,0554
177	Mgh	0,0432
178	MghC	0,0555
179	Mgh	0,01
<u>180</u>	Pih	<u>0,0242</u>
181	Mgh	-0,0168
182	Pih	0,0076
183	Mgh	0,0057
184	MghC	-0,0402
185	Mgh	0,0151
186	MghC	-0,016
187	Mgh	-0,0378
188	MghC	0,0245
189	Mgh	0,0144
<u>190</u>	Pih	<u>-0,0394</u>
191	Mgh	0,0148
192	MghC	0,0198
193	Mgh	0,0724
194	MghC	-0,0307
195	Mgh	0,0073
196	MghC	-0,0344
197	Mgh	0,0423
198	MghC	0,0341
199	Mgh	-0,0316
<u>200</u>	Pih	<u>0,0032</u>
201	Mgh	0,0345
202	MghC	0,0271
203	Mgh	0,0271
204	MghC	0,0682
205	Mgh	0,0496
206	MghC	0,0595
207	Mgh	0,0485
208	MghC	0,0485
209	Mgh	0,0051
<u>210</u>	Pih	<u>0,03</u>
211	Mgh	0,0317
212	Pih	0,018
213	Mgh	0,009
214	MghC	0,008
215	Mgh	0,018
216	MghC	0,017
217	Mgh	0,04
218	MghC	0,0048
219	Mgh	0,0149
<u>220</u>	Pih	<u>0,0755</u>
221	Mgh	0,0675

222	MghC	0,0036
223	Mgh	-0,0143
224	MghC	-0,0462
225	Mgh	0,0322
226	MghC	0,0254
227	Mgh	0,0044
228	Pih	0,0102
229	Mgh	0,0997
230	Pih	0,0758
231	Mgh	0,0729
232	MghC	0,0127
233	Mgh	0,0109
234	MghC	-0,0131
235	Mgh	0,0105
236	Pih	0,015
237	Mgh	0,0302
238	MghC	0,0673
239	Mgh	0,0659
240	MghC	0,0846
241	Mgh	0,001
242	MghC	0,006
243	Mgh	0,0459
244	Pih	0,0987
245	Mgh	0,0409
246	MghC	0,0193
247	Mgh	0,0117
248	Pih	-0,0274
249	Mgh	0,0579
250	MghC	0,0098
251	Mgh	0,0467
252	MghC	-0,0021
253	Mgh	-0,0026
254	Pih	-0,0117
255	Mgh	0,0286
256	Pih	-0,0105
257	Mgh	-0,0458
258	MghC	-0,0263
259	Mgh	0,0217
260	MghC	0,0675
	Mgh	-0,063
261	Pih	0,0037

Tabla IX: Valores de susceptibilidad magnética de la sección Chihuidos, sur de la provincia de Mendoza. *Bml*: binstone; *Mgh*: margas laminadas; *MghC*: margas laminadas con mayor contenido de carbonato de calcio; *Fl*: pelitas laminadas; *Pih*: packestone intraclástico.

Muestra (Mch)	Litología	k (10^{-4} SI)
1	Wbm	-0,0157667
2	MghC	-0,0010333
3	Wbm	-0,0675333
4	Mgh	-0,0334667
5	Wbm	-0,0781333
6	Mgh	-0,0442667
7	Wbm	-0,0604333
8	Mgh	-0,0104
9	Wbm	-0,0387667
10	MghC	-0,0111
	Mgh	0,0237
11	Wbm	0,0043
12	Mgh	-0,0051
13	Wbm	-0,0167667
14	Mgh	0,10336667
15	Wbm	-0,0048667
16	Mgh	0,038
17	Wbm	-0,022
18	Mgh	-0,0014667
19	Wbm	-0,2088
20	Mgh	-0,0073333
21	Wk	-0,0198
22	Mgh	0,07756667
24	Mgh	-0,0121667
25	Wk	0,002
26	Mgh	3,3333E-05
27	Wk	-0,0496667
29	Wk	-0,0261667
30	Mgh	-0,0179333
32	Mgh	-0,0250333
33	Wk	-0,0294667
34	Mgh	-0,0332333
35	Wk	-0,0148667
36	Mgh	-0,0238
37	Wk	0,00333333
39	Wk	-0,0381667
40	Mgh	-0,0938667
41	Wk	-0,0416667
42	Mgh	0,086
43	Wk	-0,0131
44	Mgh	-0,0133333

45	Wk	-0,0285667
46	Mgh	0,02416667
47	Wk	0,01266667
48	Mgh	0,0139
49	Wk	0,05156667
50	Mgh	0,0196
51	Wk	0,0196
52	Mgh	0,1105
53	Wk	0,005
54	Mgh	0,02863333
55	Wk	-0,0057
56	Mgh	0,02323333
57	Wk	0,01943333
59	MghC	0,02636667
60	Mgh	0,023
63	Wk	-0,0412333
65	Wk	-0,0136667
66	Mgh	0,06846667
67	Wk	-0,0059333
68	Mgh	0,0265
69	Wk	0,0224
70	Mgh	-0,0276
71	Mgh	-0,0447
72	Mgh	-0,0174333
73	Wk	-0,0334667
75	Wk	-0,0498667
76	Tm	-0,0513667
77	Mgh	0,05056667
78	Wk	0,01916667
79	Mgh	0,34106667
80	Wk	0,06043333
81	Mgh	-0,0077333
82	MghC	0,0593
83	Mgh	0,0164
84	Wk	-0,0427667
85	Mgh	0,02176667
86	Wk	0,02476667
87	Mgh	0,02613333
88	Wk	0,01546667
89	Mgh	0,03496667
90	Wk	-0,0152
91	Mgh	0,01753333
92	Wk	0,05286667
93	Mgh	0,0484
94	Wk	0,03626667
95	Mgh	0,03706667

96	Wk	0,01576667
97	Mgh	-0,056
98	MghC	0,01196667
99	Wk	-0,0196333
100	Mgh	-0,0238333
101	Wk	-0,0520333
102	Mgh	0,01586667
103	MghC	0,04156667
104	Mgh	-0,0355333
105	Wk	0,00913333
106	Mgh	0,02003333
107	Wk	0,0172
108	Mgh	0,02886667
109	Wk	-0,0047333
110	Mgh	0,01603333
111	MghC	-0,0156333
112	Mgh	0,06753333
113	MghC	-0,0067
114	Mgh	0,02216667
115	MghC	-0,0366333
116	Mgh	0,0219
117	Wk	0,02043333
118	Mgh	0,05596667
120	Mgh	0,0361
121	Wk	0,0373
122	Mgh	0,0739
123	Wk	-0,0075333