



E.1. ESTRUCTURA Y TECTÓNICA DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO, PRECORDILLERA PATAGÓNICA Y CORDILLERA PATAGÓNICA SEPTENTRIONAL EN CHUBUT

Raúl GIACOSA, Pablo D. GONZÁLEZ, Andrés BILMES, Ignacio HERNANDO, Darío ORTS

RESUMEN

Se describen sucintamente las estructuras tectónicas más significativas del Macizo Nordpatagónico (MNP), la Precordillera Patagónica (PP) y la Cordillera Patagónica Septentrional (CPS) en el ámbito de la provincia de Chubut. Las principales estructuras en las rocas paleozoicas son foliaciones, pliegues y zonas de cizalla del Paleozoico inferior en el MNP oriental, y del Paleozoico medio en la PP, desarrolladas respectivamente, durante los Ciclos Transpatagónico (Cámbrico-Ordovícico) e Intrapatagónico (Silúrico-Devónico). El Ciclo Gondwánico (Carbonífero-Triásico medio), se caracteriza por el desarrollo de la cuenca de Tepuel-Genoa deformada en condiciones no metamórficas hasta grado anquizona. Otros sectores de la PP con rocas de alto grado fueron afectados por eventos tectono-metamórficos, que alternan con períodos de intrusiones pre- sin- y posorogénicas. Este ciclo finaliza con depósitos posorogénicos volcánicos, que fueron deformados y metamorfizados dinámicamente, con anterioridad a la intrusión de los granitoides del Triásico superior, que forman parte del emplazamiento en el norte del Chubut del Batolito de la Patagonia Central.

A partir de la transición Triásico tardío a Jurásico temprano, comienzan a dominar las grandes estructuras asociadas a los regímenes de extensión intracontinental, interrumpidos con eventos de inversión tectónica. La mayoría de las fallas normales que limitaron los bordes activos de los depocentros de la cuenca Cañadón Asfalto, fueron controladas por fajas de deformación paleozoicas, y una parte de ellas fueron estructuras invertidas o reactivadas por subsiguientes regímenes de inversión compresional y transpresional. Una de estas fases de inversión que está presente en afloramientos y subsuelo se asigna a la Orogenia Patagonídica, y aproximadamente puede fecharse en el Barremiano, con anterioridad a la depositación de la Formación Los Adobes, y también habría condicionado la reactivación de estructuras previas en el segmento cordillerano de la CPS. En la PP, reactivaciones de algunas fallas durante el Campaniano llevan asociadas el desarrollo de una sedimentación sinorogénica.

Hacia fines del Cretácico y durante el Paleógeno, el evento magmático del Batolito Munro y el Cinturón Volcánico de Pilcaniyeu, estuvo vinculado a estructuras extensionales de un *rift* localizado por encima del antiguo orógeno de los Patagónides. En el MNP entre el Paleoceno y el Oligoceno, y, en el marco de un régimen extensional sin deformaciones internas significativas, habría ocurrido el levantamiento de la Altiplanicie de Somún Curá.

Durante el Neógeno se produce la estructuración fundamental de la CPS, caracterizada por un estilo estructural de faja plegada y corrida, cuyas estructuras poseen una vergencia general hacia el este y donde intercalan estructuras retrovergentes. La propagación del frente de deformación hacia el antepaís, desarrolla el amplio sector del Antepaís Fragmentado Patagónico y configura los relieves estructurales característicos de la PP, donde hay evidencias de superposición de estructuras miocenas con zonas de cizalla, fallas y pliegues pre-neógenos. Las estructuras neógenas de la PP son fallas inversas y pliegues que controlan la morfología de sus sierras y cordones característicos, que alcanzan hasta los 1.800 m s.n.m. en Chubut. La orientación N-S y NO de sus distintos sectores, se atribuye a heterogeneidades previas al Neógeno, vinculadas con fallas extensionales mesozoicas y paleógenas, a su vez controladas por fajas de deformación paleozoicas, y a estructuras contraccionales vinculadas con las fases de inversión del Cretácico y Mioceno.

Palabras clave. Macizo Nordpatagónico, Precordillera Patagónica, Cordillera Patagónica Septentrional, Antepaís Fragmentado Patagónico, tectónica.



ABSTRACT

In this chapter we describe the most significant structures of the North Patagonian Massif (NPM), the Patagonian Precordillera (PP) and the Septentrional Patagonian Cordillera (SPC) in the Chubut province. The main structures in the Paleozoic rocks are foliations, folds and shear zones from the lower Paleozoic in the eastern NPM and from the middle Paleozoic in the PP, developed during the Transpatagonian Cycle (Cambrian-Ordovician) and Intrapatagonian Cycle (Silurian-Devonian), respectively. The Gondwanic Cycle (Carboniferous-Middle Triassic) is characterized by the development of the Tepuel-Genoa Basin which was deformed in non-metamorphic conditions up to anquizone grade. Other sectors of the PP with high grade rocks were affected by tectonometamorphic events, alternating with periods of pre-, syn- and post-orogenic intrusions. The cycle ends with post-orogenic volcanic deposits, which were dynamically deformed and metamorphosed prior to the intrusion of Upper Triassic granitoids, which take part in the emplacement of the Central Patagonian Batholith in the north of Chubut.

Main structures associated with intracontinental extensional regimes, interrupted by inversion tectonic events, start dominating from the late Triassic - Early Jurassic transition. Most of the normal faults that limited the active borders of the Cañadón Asfalto Basin depocenters were controlled by Paleozoic deformation belts, and some of these structures were reactivated by subsequent compressional and transpressional inversion regimes. One of these inversion phases present in outcrops and subsurface is assigned to the Patagonidic Orogeny, which might be dated back to the Barremian, prior to the deposition of the Los Adobes Formation, which might have conditioned the previous structures reactivation in the cordilleran segment of the SPC. In the PP, the reactivation of some faults during the Campanian is associated with the development of a syn-orogenic sedimentation.

Towards the end of the Cretaceous and during the Paleogene, the magmatic event of the Munro Batholith and the Pilcaniyeu Volcanic Belt were related to the extensional structures of a *rift* located above the old Patagónides Orogen. In the NPM, the uplifting of the Somún Curá Plateau might have occurred between the Paleocene and the Oligocene, in the framework of an extensional regime with no significant internal deformations. During the Neogene, the fundamental structuring of the SPC takes place, characterized by a fold and thrust belt structural style, with E-vergent thrust and intercalated backthrust. The propagation of the deformation front towards the foreland develops the wide sector of the Patagonian Broken Foreland and configures the characteristic structural relief of the PP, where there is evidence of Miocene structures overlapping with Pre-Neogene shear zones, faults and folds. The Neogene structures of the PP are reverse faults and folds that control the morphology of its characteristic ranges, which reach up to 1,800 m a.s.l in Chubut. The N and NW orientation of its different sectors is attributed to heterogeneities previous to the Neogene, linked with Mesozoic and Paleogene extensional faults, also controlled by Paleozoic deformation belts, and to contractional structures related to the Cretaceous and Miocene reversal phases.

Keywords. *North Patagonian Massif, Patagonian Precordillera, Septentrional Patagonian Cordillera, Patagonian Broken Foreland, tectonics.*

INTRODUCCIÓN

El Macizo Nordpatagónico (MNP), la Pre-cordillera Patagónica (PP) y la Cordillera Patagónica Septentrional (CPS) son regiones contiguas que comparten varios aspectos estratigráficos comunes y cuya principal diferencia radica esencialmente en la expresión morfológica de sus relieves estructurales neógenos (Fig. 1). En relación al MNP, la contigua PP ubicada en el sector preandino, posee relieves estructurales más marcados, lo que implica una

mayor participación de rocas paleozoicas en sus afloramientos. En el sector cordillerano se observa una mayor proporción de rocas relacionadas a la intensa actividad magmática del margen convergente andino desde el Jurásico, que intruyen y cubren al basamento paleozoico. El análisis estructural de estas tres regiones, permite evaluar la tectónica desde el Paleozoico y hasta el Mioceno en la provincia de Chubut.

La evolución de estas regiones durante el Paleozoico, se desarrolló a través de tres ciclos orogénicos continuos, caracterizados por estruc-



turas de carácter dúctil y frágil-dúctil, sedimentación marina y marino-continental, metamorfismo de muy bajo hasta alto grado y una profusa actividad ígnea. Estos ciclos que ocuparon el Paleozoico completo, son el Transpatagónico durante el Cámbrico-Ordovícico, el Intrapatagónico en el Silúrico-Devónico, y el Gondwánico entre el Carbonífero-Triásico medio (González *et al.* 2020, González y Giacosa 2021 este volumen). Con posterioridad a que depósitos volcano-sedimentarios de la etapa posorogénica Gondwánica, fueran acumulados en hemigraben durante el Triásico medio, y deformados y metamorfizados dinámicamente durante la subsiguiente compresión que acompañó la inversión de las cuencas (González *et al.* 2021b), un nuevo ciclo se instaura. En la PP, este ciclo comienza en el Triásico tardío con los granitoides de Gastre y Lipetrén, como parte del emplazamiento del Batolito de la Patagonia Central (Zaffarana *et al.* 2012, Lagorio *et al.* 2021 este volumen). A partir del Jurásico temprano y como parte del Ciclo Patagónico comienza el desarrollo de varias cuencas volcánicas y sedimentarias que ocuparon una parte importante del territorio provincial. Estas cuencas, que en numerosas ocasiones estuvieron controladas por recizamiento extensional de estructuras previas del basamento (Fígari *et al.* 2015, Giacosa 2020), fueron nuevamente deformadas durante el Cretácico superior, y sus relieves dieron origen a la cadena de los Patagónides (Keidel 1925).

Luego del levantamiento de los Patagónides, hay evidencias de la presencia de un régimen más localizado de *rifting* intracontinental, al cual se asocia el emplazamiento de un magmatismo cuyas principales expresiones son las plutonitas del Batolito Munro, asociado a la extensa faja volcánica de Pilcaniyeu y el cinturón del El Maitén en la Precordillera Patagónica, y, en el Macizo Norpatagónico el volcanismo de la Meseta de Somuncura (Rapela *et al.* 1998, Kay *et al.* 2007, Aragón *et al.* 2017, 2021 este volumen, Iannelli *et al.* 2017, Fernández Paz *et al.* 2018). Entre el Paleoceno y el Oligoceno y en el marco de un régimen extensional pero sin deformaciones internas significativas, habría ocurrido el levantamiento de la Altiplanicie de Somún Curá (Gómez Dacal *et al.* 2021 este volumen). Este levantamiento epirogénico habría tomado menos de 25 Ma, y en la actualidad, la meseta que alcanza una altura de 1.200 m s.n.m., tiene desniveles de hasta 700 m respecto al paisaje circundante.

Durante el Neógeno se configura la estructura de los sectores cordilleranos y extrandinos del Chubut y el desarrollo de depocentros sinorogénicos (Bilmes *et al.* 2021 este volumen). La estructura andina presenta un sector interno occidental con predominio de un estilo de piel gruesa, probablemente relacionado con la inversión de depocentros extensionales previos, en tanto que hacia el este hay una mayor participación de estilos epidérmicos. Las cuencas andinas ubicadas en este sector, corresponden a dos cuencas del Mioceno inferior a superior parcialmente sobreimpuestas, las cuencas de Ñirihuau-Ñorquinco y la de Collón Cura (Giacosa *et al.* 2005, Bechis y Cristallini 2006, Bechis *et al.* 2014, Orts *et al.* 2015).

La deformación del sector ubicado más al este, anteriormente ocupado por los Patagónides, produjo la reactivación e inversión de las estructuras preexistentes, la generación de nuevas fallas inversas y pliegues, a partir de las cuales se generó el levantamiento de bloques de basamento pre-neógeno y la configuración de cuencas intermontanas, como las cuencas de Gastre y Paso del Sapo. Esta reconfiguración de las regiones de la PP y el MNP, también tuvo desarrollo hacia el norte y sur de la región, a lo largo de lo que se define como el Antepaís Fragmentado Patagónico (Bilmes *et al.* 2013).

ESTRUCTURAS PALEOZOICAS

Introducción

Las rocas paleozoicas en Chubut ocupan un intervalo evolutivo muy prolongado, pero comparativamente a otras asociaciones litológicas, sus afloramientos son minoritarios. De manera general, se las encuentra en tres sectores y son asignadas a distintos complejos o formaciones (véase las Figs. 1, 2 y 21, González y Giacosa 2021 este volumen).

- a) en el sector oriental del MNP hay reducidos afloramientos de metamorfitas de bajo grado que son la parte austral de la faja ígneo-metamórfica Cambro-Ordovícica de rumbo NO desarrollada en la región de Valcheta-Mina Gonzalito-Sierra Grande, junto a rocas sedimentarias marinas del Ordovícico tardío-Devónico inferior. Más al sur, sobre el curso del río Chico, hay dos pequeños afloramientos de rocas plutónicas.



b) un segundo grupo, el más extenso de todos, aflora en varias sierras entre el río Chubut medio y el límite con Río Negro. Algunos afloramientos como La Potranca, La Rueda, Pichiñanes y El Escorial están sobre el borde occidental del MNP y corresponden a complejos ígneo-metamórficos, al granito milonítico La Rueda y las calizas de El Escorial.

En el sector oriental de la PP, afloran rocas ígneo-metamórficas en las sierras de Olte y Cutancunué, Taquetrén y Jalalabat, en los parajes Aguada del Pajarito y cañadón del Zaino, y los granitoides pérmicos en laguna del Toro. En el sector occidental de la PP, hay complejos ígneo-metamórficos y migmatitas en el río Chico (al este de Cushamen), Fofó Cahuel y cordón Mogote, metamorfitas de muy bajo grado en arroyo Pescado y sedimentitas de la cuenca neopaleozoica en las sierras de Tecka y de Tepuel.

c) el tercer grupo constituye el basamento de la CPS en Chubut y está ubicado en la parte oriental de la cordillera casi en el

borde con la PP. Afloran rocas metamórficas de alto grado en los cordones El Maitén y Leleque, y más al sur en Esquel, metasedimentitas de la Formación Esquel.

Estructuras Paleozoicas en el Macizo Norpatagónico

Sector oriental del Macizo Norpatagónico. En el área de Sierra Grande (Río Negro), donde mejor está expuesta la Formación El Jagüelito (Fig. 1), la misma está afectada por dos eventos tectónico-metamórficos que son de distribución regional en todo el sector oriental del MNP y que además se comparten con los afloramientos de Chubut. Durante el primero (D1-M1), el bandeamiento composicional arena/pelita SO está plegado por anticlinales y sinclinales decamétricos F1, apretados a isoclinales y volcados hacia el este, lo que indica una dirección de transporte tectónico o vergencia estructural oriental (Giacosa y Paredes 2001, von Gosen 2002, González *et al.* 2020).

Este bandeamiento SO tiene rumbo N a NNE e inclinación de alto ángulo (>65°) hacia el

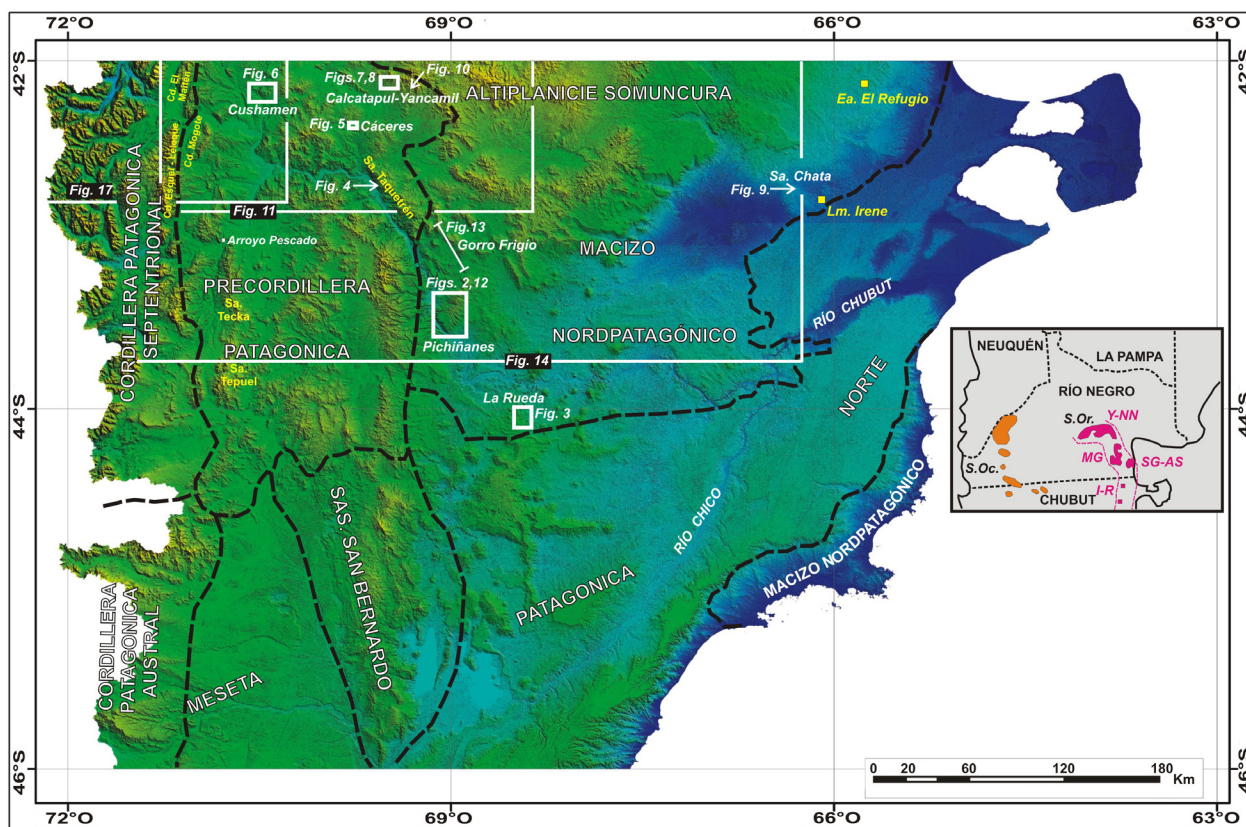


Fig. 1. Modelo de elevación digital de terreno de la provincia de Chubut, donde están señalados los límites de las regiones geológicas del Chubut, y la ubicación de los sitios mencionados en el texto y las figuras 2 a 14 y 17 del capítulo. La ubicación de las figuras 15, 16 y 18, 19 y 20 se encuentra en las figuras 14 y 17, respectivamente. Además, se indican otros rasgos morfoestructurales de la provincia. A la derecha en el inserto, se observa la continuidad hacia el norte de la faja de rocas del Paleozoico inferior del NE del Chubut: Yaminué-Nahuel Niyeu (Y-NN), Mina Gonzalito (MG), Sierra Grande-Arroyo Salado (SG-AS), Lomas Irene-El Refugio (I-R).



oeste, mientras que el clivaje de plano axial S1 asociado, es penetrativo y de rumbo variable entre NNE y NE, con inclinaciones también hacia el oeste, pero siempre mayores respecto de SO. En los afloramientos de Chubut hay variaciones del rumbo entre E y NO, con inclinaciones de alto ángulo hacia el sur, hasta subverticales (Haller 1981, Cortés 1987). Los pliegues F1 están acompañados por metamorfismo regional M1 en facies esquistos verdes, grado clorita a biotita (Giacosa y Paredes 2001, González *et al.* 2020).

Datos U-Pb en circones magmáticos y detríticos provenientes de los protolitos volcánicos y sedimentarios respectivamente de la Formación El Jagüelito, permiten acotar las edades de efusión y sedimentación al Cámbrico inferior-medio, y de deformación-metamorfismo D1-M1 al Ordovícico inferior (González *et al.* 2018). Esta última acotación temporal es coherente y está de acuerdo con la relación estratigráfica primaria de intrusión a partir de ~476 Ma de varios cuerpos ígneos post-orogénicos del Complejo Plutónico Punta Sierra, en las rocas ya deformadas y metamorizadas regionalmente de la Formación El Jagüelito. El dato U-Pb circón de 476 Ma es la edad de cristalización magmática del plutón más antiguo del complejo (Granodiorita Arroyo Salado, Varela *et al.* 1998, Pankhurst *et al.* 2006).

El segundo evento tectónico-metamórfico (D2-M2) afecta no sólo al basamento de la Formación El Jagüelito sino también a su cobertura sedimentaria de la Formación Sierra Grande (Busteros *et al.* 1998, Giacosa y Paredes 2001, Japas 2001, von Gosen 2002 y referencias citadas en estos trabajos). El evento tectónico D2 en la Formación El Jagüelito es equivalente al primero (D1) de la Formación Sierra Grande. La deformación D2 se distribuye en forma heterogénea dentro de las rocas metamórficas del basamento y entre éstas y las rocas sedimentarias de la cobertura, ocasionando además, despegue y deslizamiento friccional, por la diferencia de reología entre las rocas competentes del basamento e incompetentes de la cobertura.

En el basamento, las estructuras D2 son un clivaje de crenulación discreto S2 de los planos S0-S1, que lateralmente y en forma gradual pasa a bandas kink conjugadas (Giacosa y Paredes 2001, González *et al.* 2018, 2020a). El rumbo de los planos S2 y de los planos axiales de las bandas kink es variable entre E y NO y sus inclinaciones son de alto ángulo a subverticales,

principalmente hacia el S y SO. Pliegues apretados F2 de escala centimétrica exhiben ejes con buzamiento $>70^\circ$ hacia el O y ONO. Estas estructuras alternan con zonas de cizalla frágil-dúctil o fallas inversas de alto ángulo de rumbo NO e inclinación al SO. En estos sectores de D2 localizado, está acompañado de un metamorfismo dinámico en facies de esquistos verdes, considerado del Pérmico superior y asociado a la orogénesis Gondwánica (von Gosen 2002, Basei *et al.* 2005, Varela *et al.* 2007, 2009, 2011, González *et al.* 2014).

La Formación Sierra Grande también está afectada por estructuras de plegamiento y fallamiento D1 de rumbo NNO predominante. Anticlinales y sinclinales F1 abiertos a apretados, de cientos de metros de longitud de onda, tienen trazas axiales de rumbo variable entre NO y NNE y buzamientos dobles (de Alba 1964, Zanettini 1981, Cortés 1987, Japas 2001, von Gosen 2002). Si bien los pliegues son mayormente simétricos, una vergencia suave hacia el E-NE u O está combinada con y relacionada al movimiento de fallas inversas de alto ángulo, que son las mismas que afectan al basamento de la Formación El Jagüelito (von Gosen 2002, González *et al.* 2011). En varios afloramientos de la Formación Sierra Grande, los pliegues F1 mayores y las fallas están acompañados por microestructuras frágil-dúctil (p. ej., clivaje S1 discreto y localizado al entorno de pliegues de arrastre en los planos de falla), todas consideradas de edad pérmica y vinculadas a la compresión asociada al orógeno Gondwánico (Japas 2001, von Gosen 2002), lo cual también está de acuerdo con los datos aportados por los estudios paleomagnéticos (Rapalini 1998, Japas 2001).

Sector occidental del Macizo Norpatagónico. En el sector occidental y sur del MNP, si bien con escasas superficies expuestas de basamento, merecen citarse los afloramientos de la sierra de los Pichiñanes, La Rueda y La Potranca.

En la sierra de los Pichiñanes afloran paragneises, ortogneises y migmatitas intruidos por granitoides posorogénicos (Fig. 2), asignados al Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada aflorante en la sierra de Taquetrén, con quien comparte litologías, grados metamórficos y una evolución geológica en común (González y Giacosa 2021 este volumen).

Las estructuras corresponden a dos fases de deformación, una primera (D1) con pliegues



isoclinales y foliación de plano axial (S1) asociada, y la segunda (D2) con pliegues abiertos a isoclinales que por sectores se asocian a una foliación de crenulación (S2) de S1 y algo de transposición tectónica. Ambas foliaciones desarrolladas en condiciones de alto grado metamórfico, son intruidas por un enjambre de láminas graníticas tabulares de escala decamétrica y menores, sin evidencias de deformación dúctil. Uno de estos intrusivos tiene una edad U-Pb en circones de cristalización magmática de 318 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006). El dato permite acotar la edad de las deformaciones D1-D2 de la sierra de los Pichiñanes con anterioridad al Pennsylvaniano temprano. Como se describirá más adelante, las estructuras paleozoicas son nuevamente deformadas durante las fases tectónicas del Mesozoico y en el Mioceno.

En La Potranca afloran esquistos, gneises y migmatitas asignados al Complejo Ígneo-Metamórfico La Potranca, con una estructura compleja que es el resultado de al menos tres fases de pliegues superpuestos y fallas (González y Giacosa 2021 este volumen). Hay pliegues decamétricos isoclinales y apretados F1 y F2 respectivamente, que están asociados a foliaciones metamórficas de plano axial S1-S2, coplanares y de rumbo NO. Estas estructuras D1-D2 son las que están relacionadas con el metamorfismo regional M1-M2 de alto grado. Los pliegues F1-F2 están replegados por pliegues apretados F3 de rumbo NO, asociados a una deformación D3 del basamento, en la que también está involucrada la cobertura volcano-sedimentaria jurásica. Durante esta fase, cabalgamientos de rumbo

NO transportan tectónicamente hacia el SO, las rocas del basamento por encima de las rocas mesozoicas (González y Giacosa 2021 este volumen). La edad de las estructuras durante los eventos D1-M1 y D2-M2, son anteriores al Jurásico, en tanto que las estructuras compresionales durante D3, podrían ser del Cretácico superior o bien del Neógeno.

La faja de cizalla La Rueda constituye el afloramiento más austral en el MNP con evidencias de deformación gondwánica y está ubicado en el límite entre las cuencas de Cañadón Asfalto y Golfo San Jorge. La faja está desarrollada sobre un leucogranito con una notable fábrica milonítica planar y lineal penetrativa (S_{m1}-L_{m1}). Está cubierta en discordancia angular por volcanitas jurásicas y sedimentitas cretácicas; a su vez, las milonitas y su cobertura volcanosedimentaria están plegadas por una fase tectónica que podría ser equivalente en edad a D3 descrita en La Potranca. Esta deformación produjo la modificación en las orientaciones y la cinemática del cizallamiento gondwánico, por lo que encontramos cinemáticas normales e inversas en el mismo afloramiento (Fig. 3). La microtectónica de las milonitas indica una deformación dúctil en el cuarzo y micas, y frágil con incipiente recrystalización en el microclino (Giacosa *et al.* 2008), lo cual sugiere que el metamorfismo dinámico vinculado al cizallamiento dúctil de la faja de La Rueda tuvo condiciones de facies esquistos verdes alta en transición a anfibolita.

No se cuenta con edades radimétricas del granito La Rueda y las relaciones de campo indi-

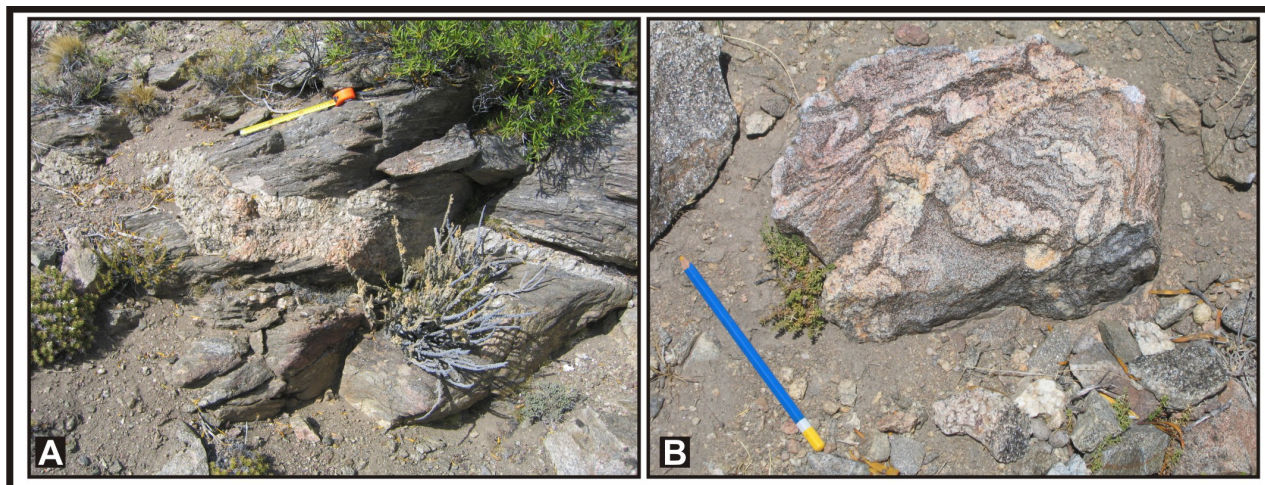


Fig. 2. Rocas metamórficas de alto grado y granitoides del Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada, en la sierra de los Pichiñanes ($43^{\circ}26'28,07''S$ / $68^{\circ}56'22,30''O$). A. Dique de pegmatita intruyendo a la foliación penetrativa de los paragneises. B. Migmatita estromatítica con dique de pegmatita que comunica las parcelas de magma entre los distintos leucosomas. Los pliegues F2 en el paleosoma del paragneis corresponden a la fase D2.

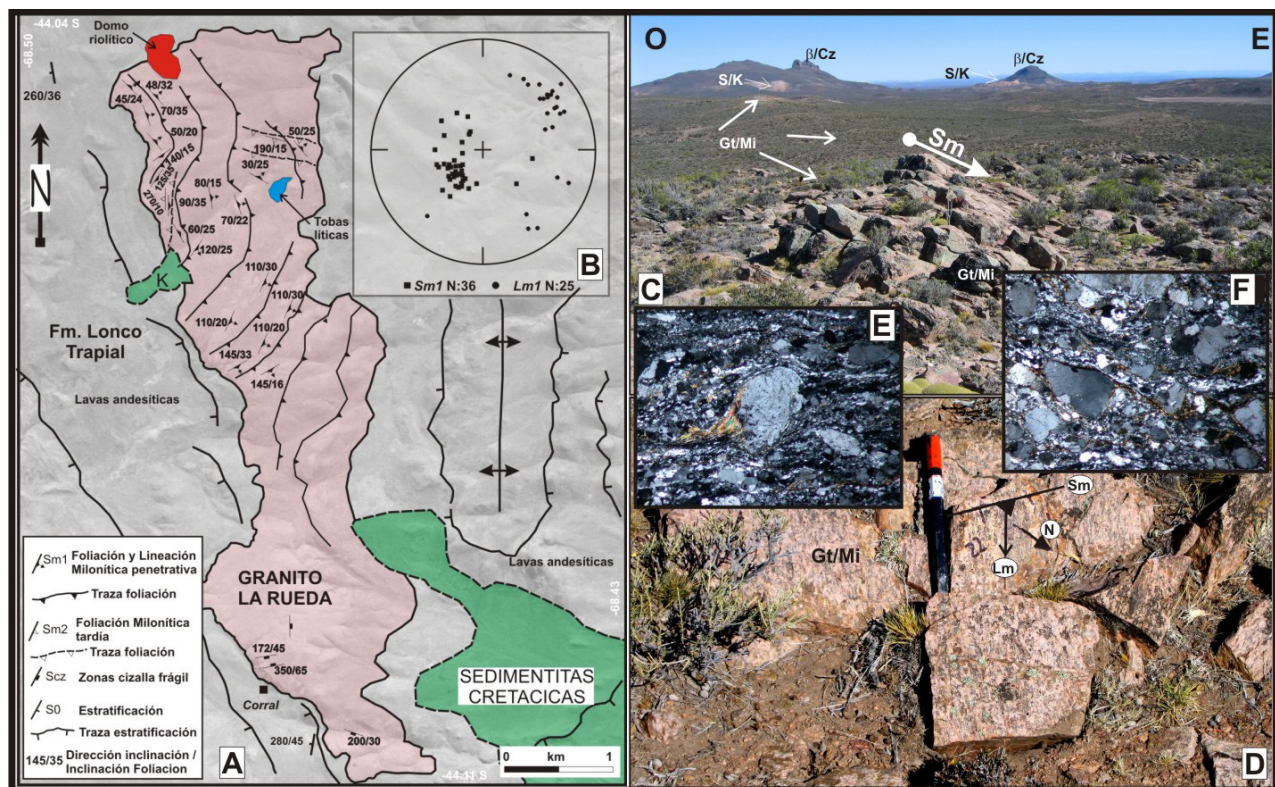


Fig. 3. Afloramiento del Granito La Rueda ubicado al sur del río Chubut ($44^{\circ}04'32,23''S / 68^{\circ}28'28,47''O$). A. Mapa estructural del granito milonítico La Rueda. El granito aflora como un cuerpo elongado en dirección N que está cubierto a ambos lados por lavas andesíticas del Jurásico suavemente plegadas y por algunos retazos de sedimentitas cretácicas que se apoyan en discordancia. Obsérvese la lineación milonítica inclinándose al este y la traza curvada de la foliación milonítica, producto del plegamiento (modificado de Giacosa *et al.* 2008). B. Estereograma con datos de foliación y lineación milonítica. C. Vista hacia el norte de los afloramientos que exhiben la fábrica planar de gran escala en el granito (Sm). Referencias: granito milonítico (Gt/Mi), sedimentitas cretácicas (S/K), basaltos cenozoicos (B/Cz), foliación milonítica (Sm), lineación milonítica (Lm). D. Detalle de la fábrica planar-lineal milonítica en el granito. E y F. Fábricas microscópicas porfiroclásticas del granito milonítico.

can que las rocas volcánicas jurásicas, así como las sedimentitas cretácicas apoyan en discordancia sobre las rocas con fábrica milonítica y carecen de efectos térmicos de contacto. Esto permite inferir que la edad de la milonitización es anterior a las estructuras extensionales del Jurásico, por lo que tentativamente fue asignada al Paleozoico superior (Márquez 2005, Giacosa *et al.* 2008).

Estructuras paleozoicas en la Precordillera Patagónica

Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada. Las rocas de este complejo afloran sobre la margen norte del valle del río Chubut medio, como una faja de orientación NO en la sierra de Taquetrén, donde fueron definidas por Renda *et al.* (2020). Sus rocas están cubiertas en discordancia angular por las rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas de la cuenca Cañadón Asfalto (Fig. 4a), y más al SE en la región del cerro Cóndor, las rocas de este complejo vuelven a aflorar en el núcleo del anticlinal de la sierra de los Pichiñanes, tal como fueron descritas previamente.

En la sierra de Taquetrén, el complejo presenta evidencias de unos tres eventos tectono-metamórficos. La foliación penetrativa S1 y S2 desarrollada en condiciones de facies anfibolita alta, es de rumbo NO e inclina al NE, con un transporte tectónico hacia el SO (Fig. 4b). Los datos geocronológicos indican que los eventos D1-M1 y D2-M2 se desarrollaron entre Devónico tardío y el Mississippiano tardío, y que sus fábricas fueron intruidas discordantemente por plutonitas gondwánicas del Complejo Plutónico Paso del Sapo del Pennsylvaniano medio (Fig. 4a). (Pankhurst *et al.* 2006, Renda *et al.* 2020). Finalmente, las rocas metamórficas y las plutónicas fueron milonitizadas en condiciones de metamorfismo dinámico (M3) equiparable a la facies esquistos verde alta-anfibolita baja, durante la fase D3 (=D1 de los granitoides), y en forma subsecuente intruidas por rocas del Complejo Plutónico Sierra de Taquetrén, de probable edad pérmica y carácter posorogénico.

Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres. Esta unidad de basamento está expuesta unos 30 km al NO de la sierra de Taquetrén, en inmediaciones de aguada del

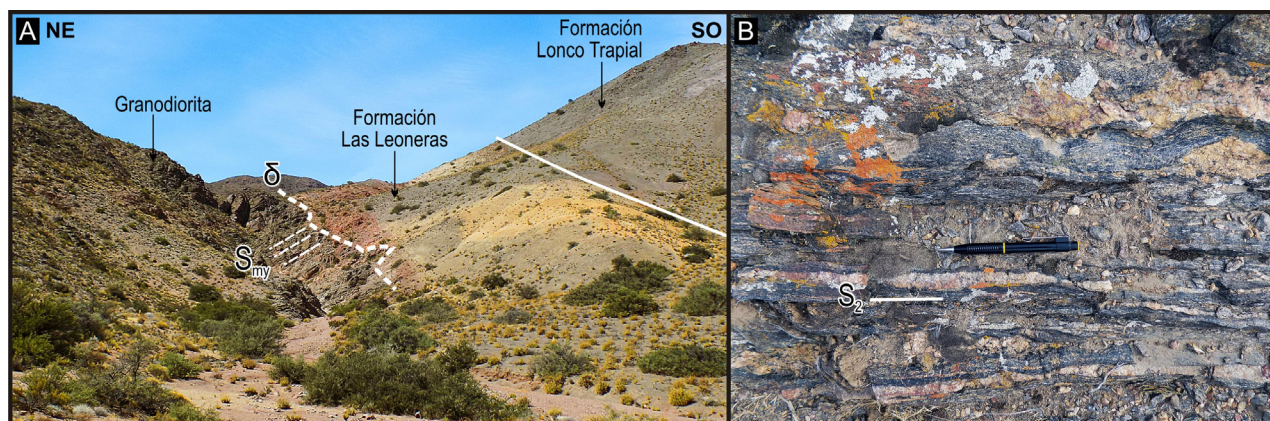


Fig. 4. Basamento paleozoico en la sierra de Taquetrén. A. Discordancia angular entre la granodiorita milonitizada del Complejo Plutónico Paso del Sapo del Pennsylvaniano medio (Smy), y las rocas sedimentarias y volcánicas del rift inicial de la cuenca de Cañadón Asfalto. B. Detalle de migmatitas estromatíticas con leucosomas tabulares paralelos a la fábrica metamórfica S₂, del Complejo Igneo-Metamórfico Lagunita Salada.

Pajarito y cañadón del Zaino. Integra un bloque tectónico regional limitado por fallas inversas de rumbo NO e inclinación al NE, localizado entre los bloques de basamento de la sierra del Medio y de río Chico - sierra de Huancache al norte y sur, respectivamente (véase Fig. 2, González y Giacosa 2021 este volumen).

En los afloramientos del puesto Raúl Cáceres, el complejo está constituido por una alternancia de paragneises, esquistos anfibólicos, fajas de migmatitas y bancos de anfibolitas, intruidos por un granitoide devónico de 371 Ma (Granito Cáceres, Pankhurst *et al.* 2006), así como por un enjambre longitudinal de diques aplopegmatíticos y láminas graníticas no deformadas, que intruyen a todas las rocas con carácter posorogénico (Fig. 5a).

El complejo fue afectado por al menos dos episodios de deformación y metamorfismo. El primero D1-M1 está caracterizado por pliegues isoclinales F1 con foliación de plano axial S1 de rumbo NE, e inclinación >55° hacia el NO (Fig. 5b), acompañado por metamorfismo regional M1 en facies anfibolita. El Granito Cáceres intruyó a las rocas ya deformadas y metamorfizadas regionalmente del complejo, y trunca la fábrica D1-M1 con contactos netos (Giacosa *et al.* 2014). Varios tabiques y *pendants* de las rocas metamórficas de caja yacen como inclusiones en el interior del cuerpo. Con posterioridad, el plutón y su roca de caja están afectados por fajas de cizalla dúctil discretas y heterogéneas, de rumbo NE, inclinación al NO y transporte tectónico al S-SE (González *et al.* 2021b). La foliación milonítica es paralela a las fajas y el metamorfismo dinámico asociado es de bajo grado, resultando una milonita granítica con porfiroclastos de fel-

despato alcalino y una matriz foliada con recristalización de cuarzo-biotita y *ribbons* de cuarzo y feldespato (Fig. 5c). Esta deformación milonítica es la primera (D1) en el protolito granítico del ortogneis y la segunda (D2) en su caja, la que, por fuera de las zonas de cizalla, tiene pliegues apretados decamétricos F2 de rumbo NE y transporte tectónico asociado al cizallamiento. En estas rocas de caja, el metamorfismo M2 asociado es retrógrado en facies esquistos verdes (González *et al.* 2021b).

Datos U-Pb en circones de un paragneis del complejo indican edades de ~401 Ma y 375 Ma para la sedimentación del protolito y el evento D1-M1 (González *et al.* 2021b), respectivamente, que son anteriores a la intrusión del Granito Cáceres a los 371 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006). Además, el paragneis registra eventos tectono-metamórficos a los 353, 324 y 300 Ma, quizá relacionados a D2-M2 y posteriores.

En el cañadón del Zaino, la fábrica D1-M1/D2-M2 de las rocas metamórficas es previa a la intrusión de un plutón de la Tonalita El Platero, datado por U-Pb en 329 Ma (Pankhurst *et al.* 2006), el que es prorogénico dentro el ciclo gondwánico. Un nuevo evento tectono-metamórfico D3-M3 en el basamento metamórfico, produjo la crenulación de los pliegues F1-F2, en pliegues abiertos a apretados F3 de todas las escalas, cuyos ejes tienen buzamiento de bajo ángulo hacia el S-SSO. Este evento D3-M3 se correlaciona con el evento D1 del plutón de la Tonalita El Platero, durante el cual se formó una foliación S1 sub-sólida de rumbo -E-O en los granitoides. Por último, las rocas metamórficas junto con la Tonalita El Platero están intruidos con contactos netos y discordantes, por la Grano-

diorita Laguna del Toro de 294 Ma (Pankhurst *et al.* 2006).

Estructura de la Formación Cushamen.

La Formación Cushamen fue definida como unidad formal sobre el río Chico al este de la Colonia Cushamen (Volkheimer 1964, Volkheimer y Lage 1981). A partir de entonces su nombre ha

sido utilizado para identificar las rocas metamórficas de basamento de un amplio sector del centro-norte de la Patagonia. Siguiendo el criterio de Volkheimer (1964) se asignan a esta unidad los afloramientos del río Chico, los de La Angostura de Chubut y los del extremo SO del cerro Fofo-Cahuel. Otros afloramientos anteriormen-

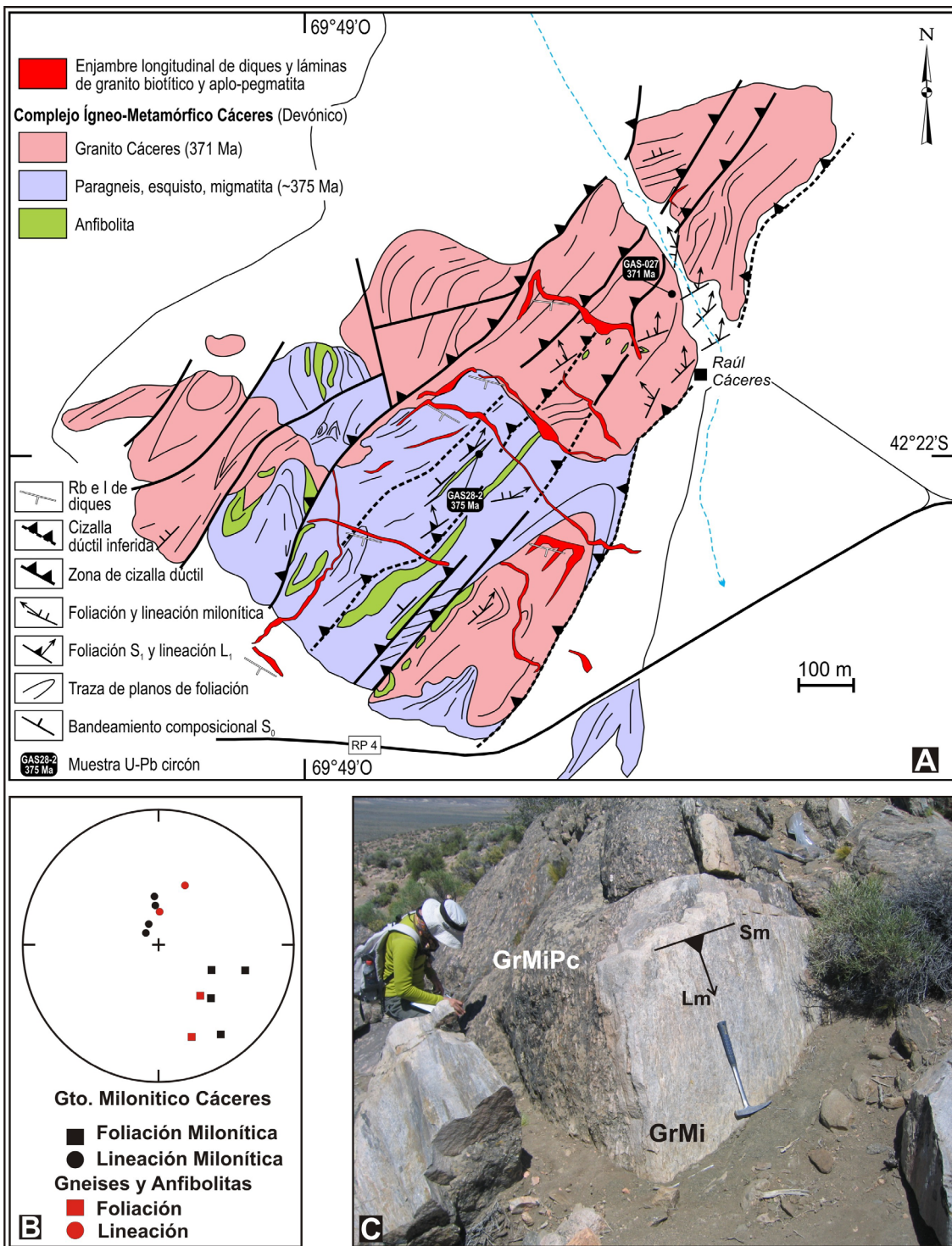


Fig. 5. Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres (42°21'49,17"S / 69°48'30,44"O). A. Mapa geológico del área de afloramientos adyacente al puesto Raúl Cáceres. B. Datos de foliación y lineación metamórfica en gneises y anfibolitas (rojo) y foliación y lineación milonítica (negro) en el Granito Cáceres del Devónico. C. Granitos miloníticos del Granito Cáceres. Se observan dos rocas milonitizadas, la facies porfirioclástica (GrMiPc) y otra de grano mediano equidimensional (GrMi) correspondiente a un dique leucocrático.

te asignados a la Formación Cushamen han sido recientemente redefinidos (véase González y Giacosa 2021 este volumen).

Las rocas en las localidades de río Chico, La Angostura y Fofó Cahuel (véase Fig. 2, González y Giacosa 2021 este volumen), son parte de una lámina tectónica limitada, al oeste y este respectivamente, por el cabalgamiento Ñorquinco-Fita Miche y la prolongación septentrional de la falla Río Chubut Medio (=frente de deformación Taquetrén y otros nombres). La unidad está com-

puesta principalmente por esquistos, paragneises, ortogneises y migmatitas, con intercalaciones de cuarcitas, metaconglomerados, anfibolitas y mármoles, que definen el bandeamiento composicional S0 de la sucesión (Fig. 6a, c).

La Formación Cushamen registra, al menos, cuatro eventos tectonometamórficos intercalados con periodos de emplazamiento de rocas plutónicas (Giacosa *et al.* 2004, von Gosen 2009). Durante los eventos compresivos D1-D2, el bandeamiento composicional S0 fue plegado

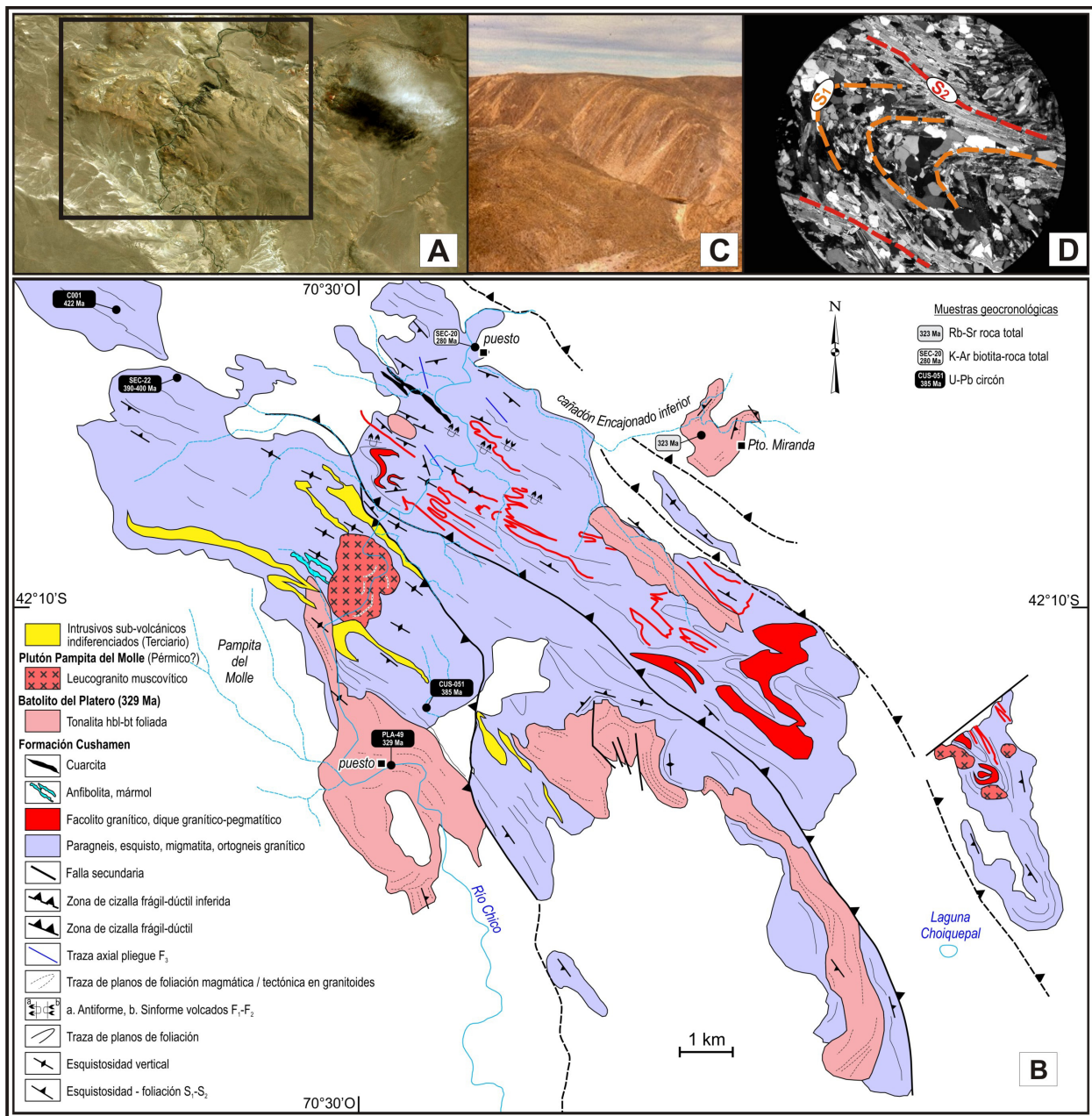
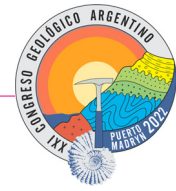


Fig. 6. La Formación Cushamen en la localidad tipo sobre el río Chico al este de Colonia Cushamen (42°09'42,08"S / 70°29'29,76"O). A. Recorte de imagen satelital donde se observa la fábrica penetrativa de orientación NO, que incluye fábricas dúctiles del basamento como la foliación de crenulación S2 e intrusiones de granitoides jurásicos y andesitas y dacitas del Paleógeno. B. Mapa estructural en un tramo del río Chico; ubicación en figura A (modificado de Giacosa *et al.* 2004). C. Fotografía que muestra la fábrica planar de alto ángulo que caracteriza a la unidad. D. Fotomicrografía de un esquistos cuarzomicaeo con foliación penetrativa de crenulación S2 y la foliación de plano axial S1 plegada.



como pliegues F1 volcados y asociados a una esquistosidad de plano axial S1, ambos de vergencia al SO, y luego afectados por una esquistosidad de crenulación S2 de rumbo concordante con S1. La fábrica D1-D2 es penetrativa y de distribución regional y su desarrollo fue acompañado por metamorfismo regional de alto grado (Fig. 6b, d, González y Giacosa 2021 este volumen).

Una faja de cizalla frágil-dúctil divide a la Formación Cushamen en dos bloques de basamento, uno al norte de la falla con facolitos graníticos y migmatitas y otro al sur con un ortogneis tonalítico. En el bloque austral, entre la formación de S1 y S2, o en forma contemporánea con el desarrollo de ésta última, se habría producido la intrusión del protolito de un ortogneis tonalítico (Giacosa *et al.* 2004), con formación de porfiroblastos de andalucita reemplazados pseudomórficamente por sillimanita. Se trata de un plutón de tonalita hornblendo-biotítica de grano grueso (=Tonalita El Platero, Volkheimer 1964) y foliación subvertical de rumbo O-NO. Un dato U-Pb circón de 329 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.* 2006) proviene de este cuerpo e indica su cristalización magmática en el Mississippiano superior.

El bloque de basamento al norte de la zona de cizalla contiene facolitos granítico-pegmatíticos que están emplazados en la zona de charnela de pliegues apretados F1 de escala hectométrica y ejes de rumbo NO-SE, que son concordantes con la actitud de la fábrica regional. Están asociados a diques de la misma composición que junto con los facolitos representan parcelas de magma colectados desde los leucosomas de las migmatitas estromatíticas asociadas. Un dato K-Ar muscovita de 282 ± 6 Ma (Duhart *et al.* 2002, Fig. 6b) para un dique granítico-pegmatítico indica una edad mínima o de enfriamiento post-cristalización de los cuerpos durante el Kunguriano, Pérmico (González y Giacosa 2021 este volumen).

Sobre la base de los datos U-Pb en circones detríticos, la depositación de los protolitos sedimentarios de la Formación Cushamen cubre el intervalo 422-385 Ma (Pridoliano-Givetiano), o sea entre el Silúrico más tardío y el Devónico medio. La intrusión de la Tonalita El Platero a los 329 Ma (Serpukhoviano, Mississippiano Superior) es posterior a D1-M1 y quizá también a D2-M2, o, de manera alternativa, puede ser aproximadamente sincrónica con este último evento. Así, la edad de los eventos tectono-

metamórficos D1-M1/D2-M2 queda comprendida a tiempos post-385 y pre-329 Ma (Frasniano, Devónico superior-Viseano, Mississippiano medio; véase González y Giacosa 2021 este volumen).

Los episodios tectónicos D3-D4 (Franzese *et al.* 1992, Giacosa *et al.* 2004) y el metamorfismo retrógrado asociado, en facies esquistos verdes, quedan acotados a tiempos posteriores al Viseano (post-329 Ma). Lo mismo ocurre con el emplazamiento del cuerpo intrusivo de leucogranito postorogénico que corta la fábrica D1-M1/D2-M2 de las rocas metamórficas. Desde un punto de vista regional, la edad de D3-D4 podría relacionarse con la deformación asociada al Ciclo Orogénico Gondwánico durante el Carbonífero superior-Pérmico.

Estructuras paleozoicas en las sierras de Tecka y Tepuel. Las sierras de Tecka y Tepuel constituyen el límite occidental de la Cordillera Patagónica (Fig. 1), con varios corrimientos miocenos de vergencia oeste, que estructuraron la sierra en al menos cuatro bloques tectónicos (Márquez y Giacosa 2000). Su basamento está formado por metamorfitas de bajo grado, sobre las que apoyan las rocas sedimentarias neopaleozoicas de la cuenca de Tepuel-Genoa (Limarino *et al.* 2021 este volumen). Las rocas metasedimentarias de la Formación Arroyo Pescado, tienen una estructura poco compleja en comparación con sus equivalentes de los complejos ígneo-metamórficos de alto grado descritos. Se caracteriza por pliegues F1 con una vergencia hacia el este (Spikermann 1977), que fueron formados durante el evento D1-M1, cuya edad puede acotarse al Mississippiano temprano (González y Giacosa 2021 este volumen).

Por su parte, las sedimentitas del Grupo Tepuel, ubicadas sobre el bloque tectónico occidental adyacente al río Tecka, incluyen algunas estructuras que definen una deformación compresiva dúctil penetrativa, que ha formado pliegues cerrados a isoclinales, volcados al NO, asociados a lutitas con fisilidad y lineaciones de crenulación y pencil (Márquez y Giacosa 2000). Estas estructuras podrían haber formado parte de una faja plegada y corrida gondwánica.

Estructuras paleozoicas en la Cordillera Patagónica Septentrional y adyacencias

Estructura del Complejo Metamórfico El Maitén. El Complejo Metamórfico El Maitén



incluye las rocas metamórficas de alto grado de los cordones de El Maitén y Leleque, sobre el borde oriental de la CPS y del cordón Mogote, ya dentro de la PP. Está formado por esquistos, paragneises, migmatitas y algunas anfíbolitas y ortogneises, y por un macizo migmatítico de grandes dimensiones en el cordón Mogote (González y Giacosa 2021 este volumen).

La fábrica metamórfica principal del complejo (D2) está representada por foliación (al menos S2) de rumbo E-O a NO, desarrollada en condiciones de facies anfíbolita durante M2, que a su vez está replegada en pliegues abiertos a apretados con ejes de rumbo variable entre N-S y NO (González y Giacosa 2021 este volumen). La asociación de minerales metamórficos que definen S2 está afectada por un metamorfismo retrógrado, desarrollado en facies esquistos verdes. La evolución estructural y metamórfica polifásica del Complejo Metamórfico El Maitén registra eventos metamórficos a 371, 342 y 328 Ma (Pankhurst *et al.* 2006).

El macizo migmatítico Mogote está compuesto por varios tipos de migmatitas que exhiben una deformación polifásica. Por un lado, la fábrica del paleosoma metamórfico, seguida de anatexis con formación de magmas graníticos y subsecuente emplazamiento de diatexitas y un facolito, probablemente sintectónicos con un evento D2, caracterizado por pliegues F2 de vergencia hacia el este. Una fase D3, dio lugar a un pliegue apretado F3 de escala kilométrica y orientación NNE y vergencia al este, cuya charnela cierra en el extremo norte del cordón. Este pliegue deforma la fábrica D2-M2 del complejo, y todas las estructuras previas son nuevamente deformadas durante el levantamiento neógeno del cordón, asociado a la falla Mogote sobre el pie oriental del cordón.

Estructuras paleozoicas en el cordón de Esquel. En el cordón de Esquel, afloran rocas metamórficas de bajo grado asignadas a la Formación Esquel que está caracterizada por una estructura de pliegues apretados F1 de rumbo ~N-S y clivaje S1 de plano axial asociado, que está bien desarrollado en las metapelitas. Estas estructuras están cubiertas en discordancia por la Formación Valle Chico depositada en la transición Devónico superior- Mississippiano inferior, que constituye la unidad basal del Grupo Tepuel y que fuera afectada por metamorfismo regional en grado anquizona. Por lo tanto se estima al evento D1-M1 de la Formación Esquel, como

acotado al Devónico inferior a medio, algo más antiguo que su equivalente de la Formación Arroyo Pescado (ver González y Giacosa 2021 este volumen).

ESTRUCTURAS MESOZOICAS

Precordillera Patagónica y Macizo Norpatagónico

El Mesozoico en la Patagonia y en casi todas las regiones de la provincia del Chubut, se caracteriza durante el Jurásico y el Cretácico, por un importante desarrollo de cuencas volcanosedimentarias. Durante su iniciación y evolución, es reconocido como determinante un régimen extensional, así como algunas fases intercaladas de inversión tectónica positiva (Allard *et al.* 2021 este volumen). Con anterioridad a la inceptión de estas cuencas, dos eventos geológicos ubicados en la región de Gastre, caracterizan la evolución tectomagmática del Triásico en la Precordillera Patagónica. Por un lado el desarrollo de pequeñas cuencas volcanosedimentarias durante el Triásico medio, afectadas por metamorfismo dinámico que marcan la finalización del Ciclo Gondwánico, y el posterior emplazamiento de granitoides durante el Triásico superior, que darían inicio al Ciclo Patagónico.

La Formación Calcatapul (Proserpio 1978) está compuesta por rocas metavolcánicas y metasedimentarias de bajo grado que han sido tradicionalmente consideradas parte del basamento metamórfico paleozoico en la región de Gastre, y que recientemente fueron reubicadas en el Triásico medio (González *et al.* 2021a). Las rocas afloran en dos pequeños sectores denominados Uribe y Yancamil. En el puesto Yancamil, el depocentro Yancamil fue labrado sobre un basamento *prerift* constituido por el Granito Yancamil de edad Pérmica (von Gosen y Loske 2004), y en el depocentro Uribe no se observa su basamento.

En ambos afloramientos las estructuras resultantes son similares, pero las más desarrolladas afloran en el puesto Yancamil y alrededores (Fig. 7a). Aquí la Formación Calcatapul presenta un notable bandeamiento SO de orientación NNO, que resulta de la alternancia de metaignimbritas y metatobas (Fig. 8a, b), junto a metaconglomerados y filitas, todos con una marcada foliación de plano axial S1. Las estruc-

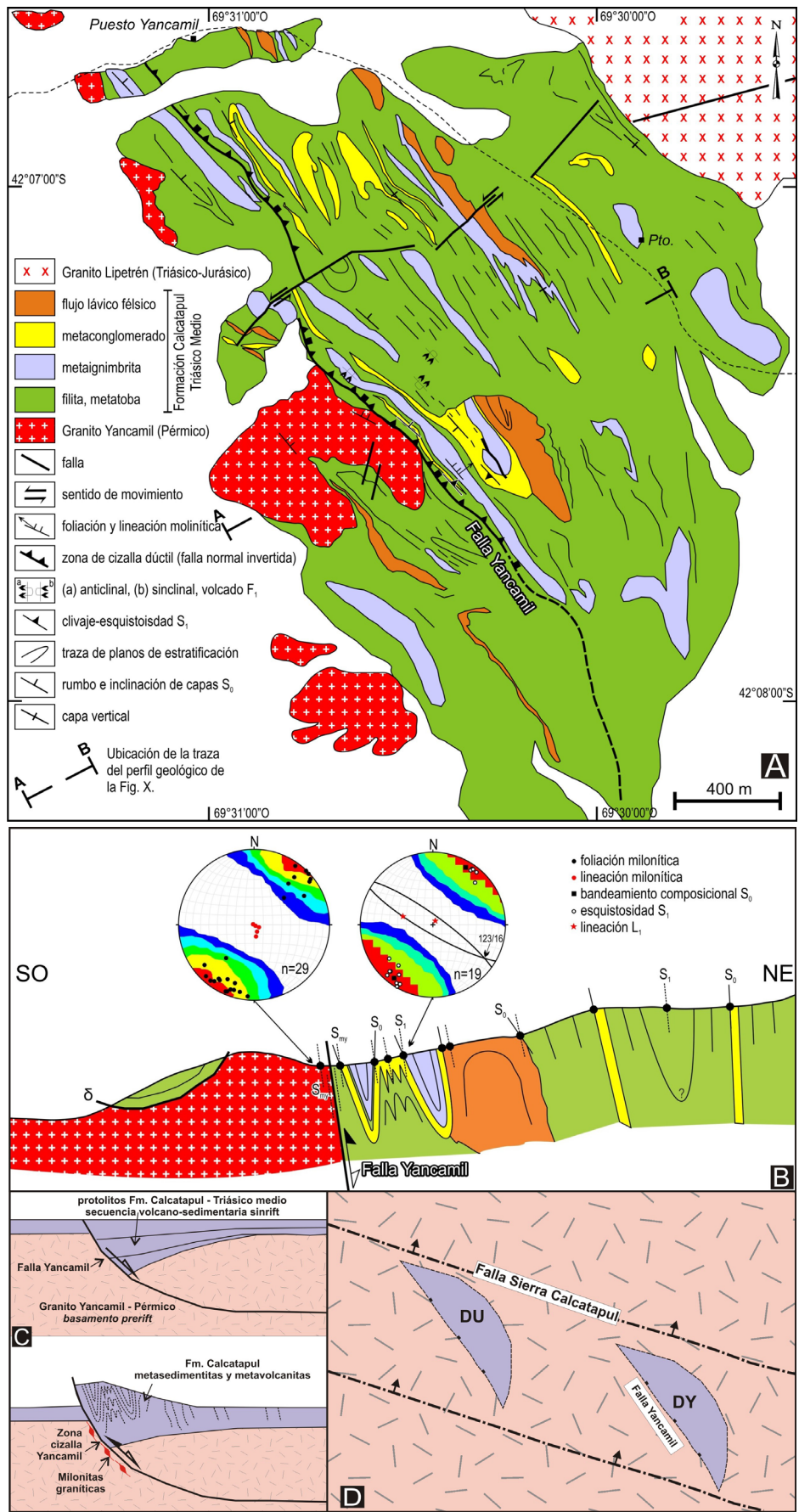


Fig. 7. A. Mapa estructural de la Formación Calcatapul en puesto Yancamil. B. Corte estructural A-B que muestra el aumento de la deformación en inmediación de la falla Yancamil. Ver la ubicación de la traza del perfil en la figura A. C. Bosquejo interpretativo del relleno de la cuenca Yancamil durante el Triásico medio, y su posterior inversión tectónica. D. Bosquejo que muestra la posible disposición de las dos pequeñas cuencas de Urubí y Yancamil de orientación NNO y su relación con las estructuras regionales NO.

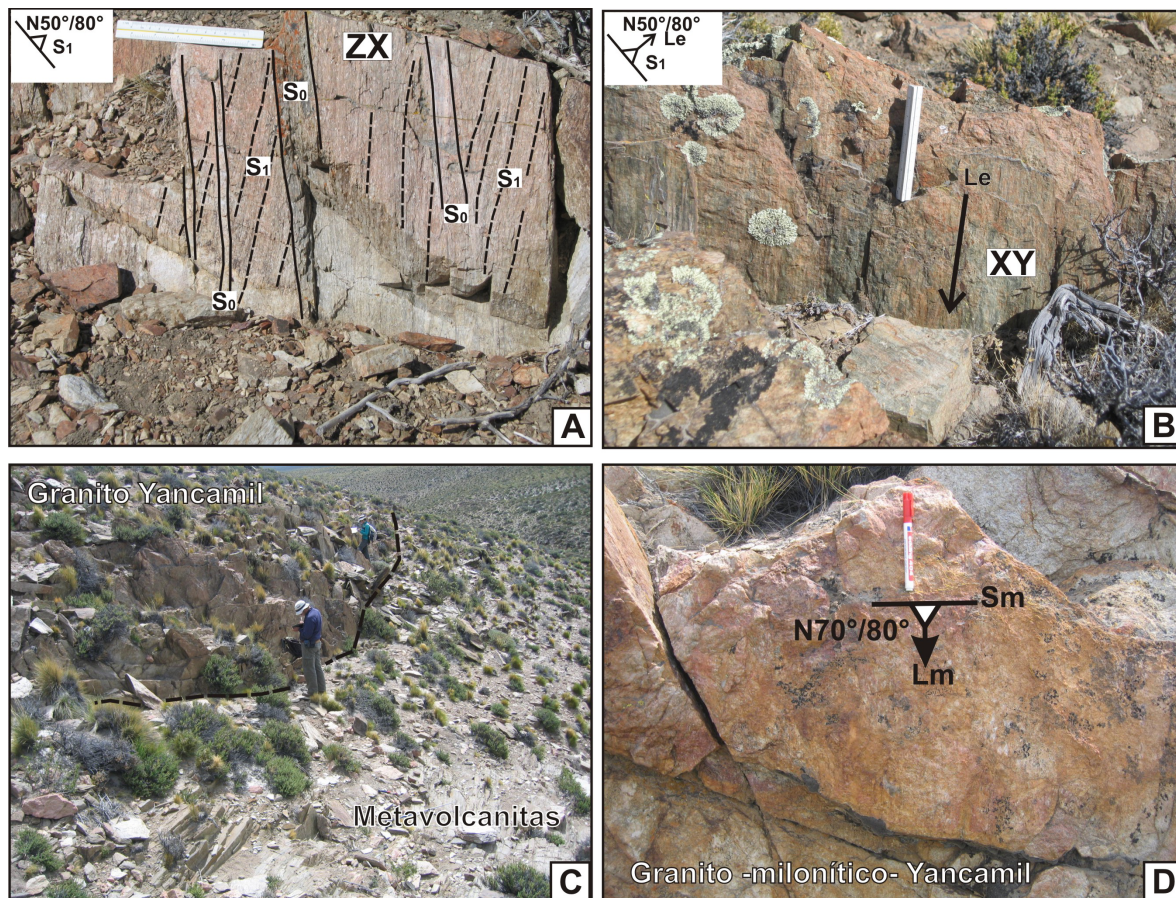


Fig. 8. Fotografías de campo en puesto Yancamil. A y B. Estructuras y microestructuras en la Formación Calcatapul, fotos tomadas en la quebrada ubicada al sur del puesto Yancamil ($42^{\circ}07'15,60''S / 69^{\circ}30'28,25''O$). En todos los casos se indica la ubicación aproximada de los ejes de las elipses de deformación XYZ (X: eje de máximo estiramiento, Z: eje de máximo acortamiento). A. Metaigneimbrita donde se observa la relación entre la estratificación (S_0) y la foliación de plano axial (S_1). B. Rocas metapicroclásticas con lineación de estiramiento (Le) bien desarrollada. C y D. Estructuras y microestructuras en el Granito Yancamil en el contacto con la Formación Calcatapul. C. Contacto entre el Granito Yancamil y las metavolcanitas. D. Foliación y lineación milonítica en el Granito Yancamil en el contacto inmediato con las metavolcanitas (zona de cizalla Yancamil).

turas son el resultado de una deformación heterogénea que va en aumento hacia el SO, donde se encuentra el borde de la cuenca (Fig. 7b). En la mayor parte de sus afloramientos, el Granito Yancamil carece de fábricas dúctiles penetrativas; sin embargo presenta una notable fábrica milonítica de orientación NNO, a lo largo de todo su borde oriental, en el contacto con las metavolcanitas de la Formación Calcatapul (Fig. 8c, d). Esta zona, con granitos miloníticos, representa el producto de la deformación dúctil-frágil a lo largo de la zona de cizalla Yancamil, de rumbo NNO y alto ángulo. Su estructura y fábrica comparte similitudes en la orientación y la geometría general, con la foliación y lineación metamórfica, de las metavolcanitas y metasedimentitas de la Formación Calcatapul (González *et al.* 2021a).

Las rocas del relleno y su basamento granítico, fueron deformadas con anterioridad a la intrusión de los granitoides del Triásico superior

de Gastre. Las geometrías resultantes sugieren que la estructura en la zona de contacto fue una falla normal NNO de alto ángulo y bloque bajo al NE, donde se acumuló una cuña volcanosedimentaria. La posterior inversión positiva de esta falla con un acortamiento en dirección SO-NE y vergencia al SO, en condiciones metamórficas de facies de anfibolitas, formó la zona de cizalla Yancamil (Fig. 7c). La forma y distribución de sus afloramientos, así como su relación con las fallas regionales NO, sugieren su acumulación en dos pequeñas cuencas extensionales, con posible geometría de hemigrabenes de orientación NNO, los depocentros Uribe y Yancamil (Fig. 7d).

Tanto el Granito Yancamil como las volcanitas de la Formación Calcatapul fueron parte de Provincia Magmática Choiyoi en Patagonia, representando el granito una fase magmática tardía a posorogénica del Pérmico, y las volcanitas un magmatismo posorogénico, asociado a



colapso extensional (González y Giacosa 2021 este volumen). Por lo tanto la Formación Calcatapul representa el fin del Ciclo Orogénico Gondwánico en la región.

Los granitoides del Complejo Gastre-Lipetrén (Lagorio *et al.* 2021 este volumen), son un conjunto de plutonitas ácidas a mesosilíceas emplazadas en niveles corticales someros, como parte del Batolito de la Patagonia Central (Rapela *et al.* 1991). Las condiciones tectónicas dominantes durante su emplazamiento fueron originalmente adjudicadas a transurrencia dextral en un sistema de fallas de orientación NO (sistema de fallas de Gastre, Coira *et al.* 1975) y de magnitud continental Rapela *et al.* 1991, 1992). Otros estudios basados en la falta de evidencias cinemáticas durante este período han descartado este marco (von Gosen y Loske 2004) y sugieren que las condiciones estructurales corresponden a una deformación de baja temperatura al estado sólido de edad Triásico tardía, posiblemente relacionada con el acomodamiento de los sucesivos pulsos magmáticos que construyeron el Batolito de la Patagonia Central (Zaffarana *et al.* 2012).

Las cuencas del Mesozoico ocupan extensas áreas de la región extrandina de la Patagonia y sus afloramientos de rocas volcánicas y sedimentarias están muy extendidos en la provincia del Chubut. A diferencia del MNP donde los límites litológicos están pobremente definidos, en la PP caracterizada por serranías limitadas estructuralmente, que en ocasiones coinciden con los límites de las cuencas, el análisis estructural permite observar mejor la geometría de las estructuras y sus relaciones con el basamento paleozoico.

Las rocas del Mesozoico fueron principalmente parte del relleno de las cuencas de Agnia (Foix *et al.* 2021a este volumen), Cañadón Asfalto y Golfo San Jorge (Figari y Hechem 2021 este volumen, Allard *et al.* 2021a y b este volumen, Paredes *et al.* 2021a este volumen), y comparten algunas de sus principales características tectoestratigráficas. Su evolución tectoestratigráfica estuvo condicionada por fases extensivas y/o compresivas, cuya evolución espacio-temporal actualmente presenta modelos contrastantes. Existe un consenso general en definir sus inicios durante el Jurásico, en un régimen tectónico extensional con abundante volcanismo y un ciclo de sedimentación sinextensional durante el Jurásico medio a Neocomiano, en tanto que el ciclo cretácico del Chubutiano está

ampliamente distribuido en ambas cuencas, bajo condiciones tectónicas actualmente en discusión (véase Allard *et al.* 2021a y b este volumen). En este sentido, el control tectónico de esta sedimentación mayoritariamente continental, ha sido adjudicado a un régimen de subsidencia termal (Figari *et al.* 1999, 2015, Ranalli *et al.* 2011, Sylwan *et al.* 2011) o bien a una sedimentación controlada por fallas normales inducidas por la compresión andina del Cretácico tardío (Ramos 2015) denominada *synorogenic foreland drift stage* (Gianni *et al.* 2015). Entre los regímenes extensionales, son frecuentes regímenes contractionales que son causantes de inversión tectónica positiva. Podemos mencionar una importante fase de inversión tectónica positiva a mediados del Cretácico (Allard *et al.* 2011, Ranalli *et al.* 2011, Ramos 2015, Gianni *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016, entre otros), así como otras de menor jerarquía entre el Jurásico inferior y el superior (Allard *et al.* 2020, Navarrete *et al.* 2018, 2019).

La mayoría de los estudios sobre las fases de extensión y contracción están basados en el análisis de las secciones sísmicas, sin control de campo, por lo que mencionaremos algunas evidencias de indicadores de las direcciones de extensión y acortamiento, en afloramientos con rocas cuya acumulación se considera coetánea con la tectónica extensional. En las canteras de ignimbritas ("Pórfidos Patagónicos") de la región de sierra Chata, ubicadas en el sector oriental del MNP (Fig. 1), afloran sistemas de bandas conjugadas *kink* de cinemática extensional a partir de diaclasas de enfriamiento (*cooling joints*) verticales, en ignimbritas de la Formación Marifil del Jurásico temprano, que permiten interpretar una dirección de extensión local de orientación O-E a SO (Fig. 9a, b). Dado el carácter curvado de algunos microlitones en las bandas *kink* (Fig. 9c), esta extensión habría ocurrido antes del enfriamiento y sería aproximadamente coetánea con el volcanismo. Por rotación progresiva, estas bandas evolucionan a fallas normales conjugadas con zonas de brechas y harina de falla (Fig. 9d). La fase compresiva posterior en estas rocas, son sistemas conjugados transcurrentes de bandas *kink* que sugieren una dirección de acortamiento NNO-SSE, aunque la falta de control estratigráfico dificulta su correcta asignación temporal (Fig. 9e, f).

Al oeste, en el depocentro Lonco Trapial de la región de Gastre, las facies de lahares piroclásticos de la Formación Lonco Trapial del Ju-

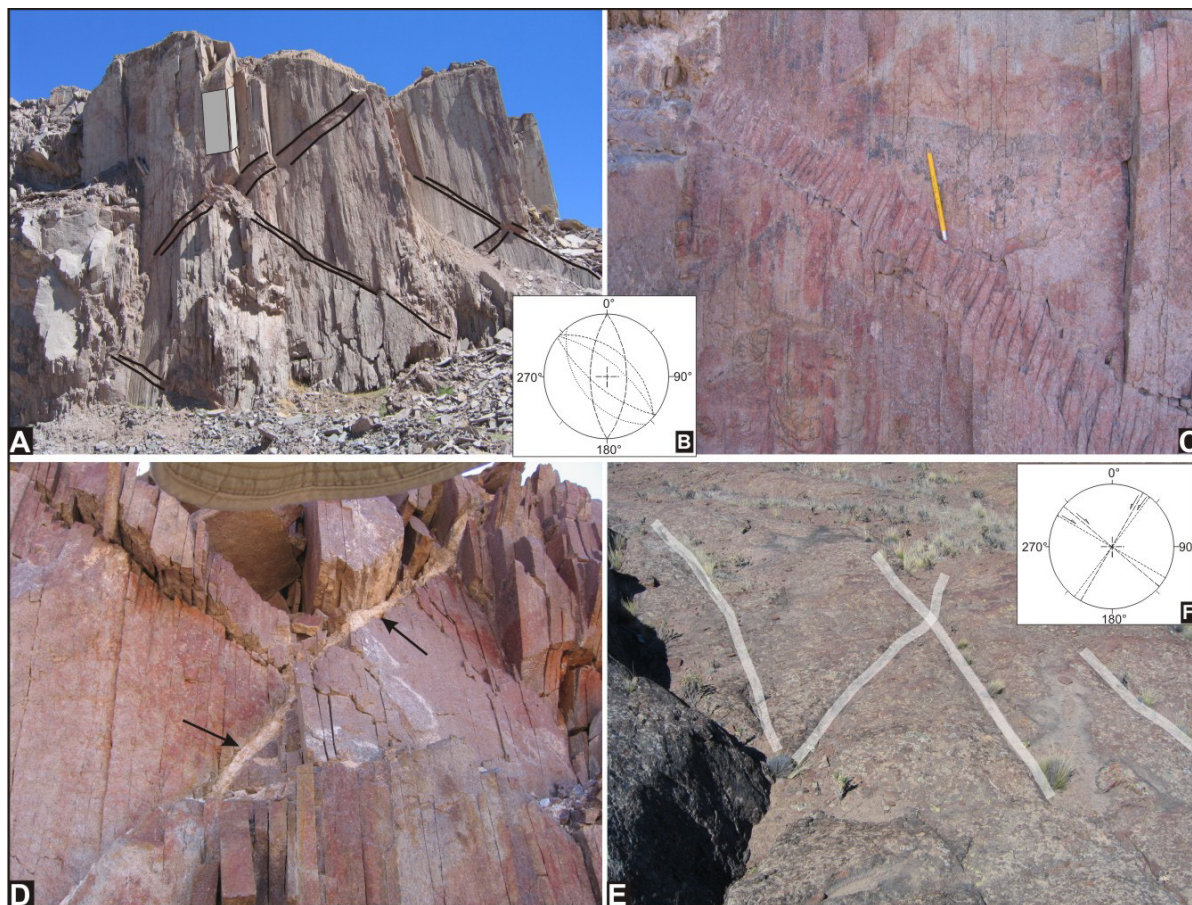


Fig. 9. Afloramientos de ignimbritas de la Formación Marifil en una de las canteras de "pórfitos patagónicos" de sierra Chata. A. Sistemas conjugados de bandas kink extensionales en un frente de cantera, que deforman el diaclasado (cooling joints) vertical. Este diaclasado está conformado por dos juegos verticales ortogonales originados durante el enfriamiento en las ignimbritas, los que se encuentran señalados en gris. B. Estereograma de tres sistemas conjugados de bandas kink. C. Detalle de uno de los juegos de bandas del sistema conjugado. Obsérvese que la banda conforma una faja de lajas rotadas en sentido horario y que estas lajas están curvadas internamente. D. Detalle de un sistema conjugado de bandas kink en el cual uno de sus juegos ha evolucionado a una zona de falla normal con gouge de falla, como consecuencia de la rotación y atricción de las lajas que conformaban la banda kink. E. Sistema conjugado de bandas kink transcurrentes. F. Estereograma de dos sistemas conjugados de bandas kinks transcurrentes.

rásico temprano (Busteros *et al.* 2008) presentan numerosas fallas normales mesoscópicas con cambios de espesor en los bloques de fallas, que junto a un untado de arcillas (*clay smear*) en los planos de fallas, sugiere una actividad extensional coetánea con la sedimentación. La orientación de los sistemas conjugados indica una dirección de extensión local N-S con variaciones al NNO y NNE (Fig. 10).

Como mencionamos, algunos depocentros importantes y sus afloramientos reflejan el levantamiento asociado a la inversión tectónica de fallas normales constitutivas de las cuencas o subcuencas. Tal el caso de los depocentros Lonco Trapial, Cerro Bayo y Navidad de la región de Gastre, donde dominan morfologías de orientación NO (Fig. 11a), que son el resultado de la orientación de las fallas normales y la subsiguiente inversión. El depocentro Navidad incluye los afloramientos del proyecto minero Navidad y sierra de Jalalabat (véase Ardolino *et*

al. 2017) que están limitados por una falla NO de más de 50 km de longitud con geometría lítrica y evidencias de inversión posteriores a la Formación Cañadón Asfalto (Fig. 11b; Bilmes *et al.* 2013, Savignano *et al.* 2016). Hacia el NE en la pampa de Gan Gan la cuenca continúa en el subsuelo, donde está controlado por una falla normal de alto ángulo, que limita una cuña de depósitos asignados a la Formación Lonco Trapial que apoyan sobre un basamento *prerift*, con menor grado de inversión (Fig. 11c, d).

De particular interés son las relaciones tectoestratigráficas entre las rocas del Jurásico y Cretácico que afloran en la sierra de los Pichiñanes (Fig. 12) y en el subsuelo del cerro Gorro Frigio (Fig. 13), ubicados al este del río Chubut en un sector que hemos señalado como el límite entre el MNP y la PP (Fig. 1). En relación a su evolución tectosedimentaria, Figari *et al.* (2015) han señalado tres megasecuencias, dos de ellas (J1, J2) como parte de una etapa de *rift*

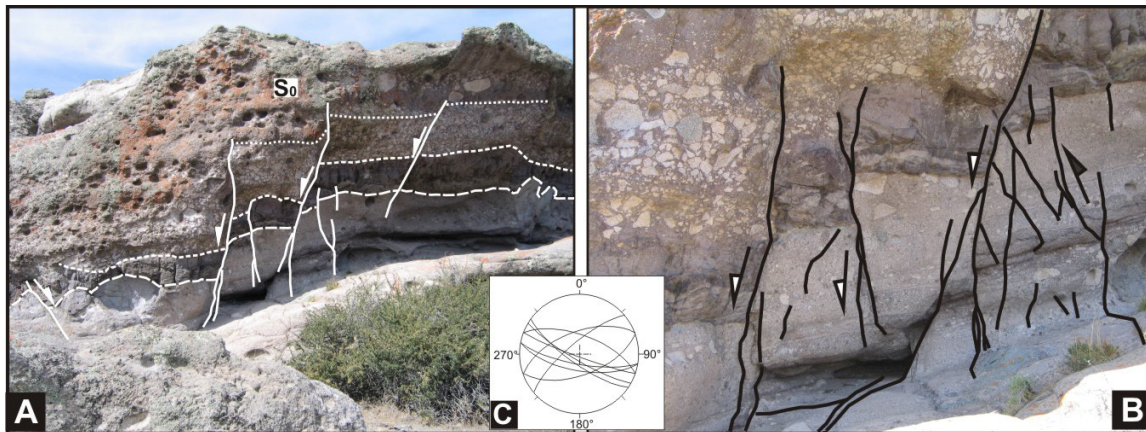


Fig. 10. Fallas normales e inversas en rocas piroclásticas y pelitas de la Formación Lonco Trapial, interpretadas como una facies de lahar (Busteros *et al.* 2008). Las rocas, dispuestas de manera subhorizontal, se encuentran ubicadas en la sierra de Lonco Trapial ($42^{\circ} 6'12,20''S / 69^{\circ} 4'57,00''O$). A. Fallas normales de alto ángulo y diseño planar, alguna de las cuales desplazan estratos de diferente espesor. B. Fallas normales y una falla inversa de alto ángulo. C. Estereograma de las fallas. Obsérvese que la mayoría de las fallas indican una dirección aproximada N-S de la extensión.

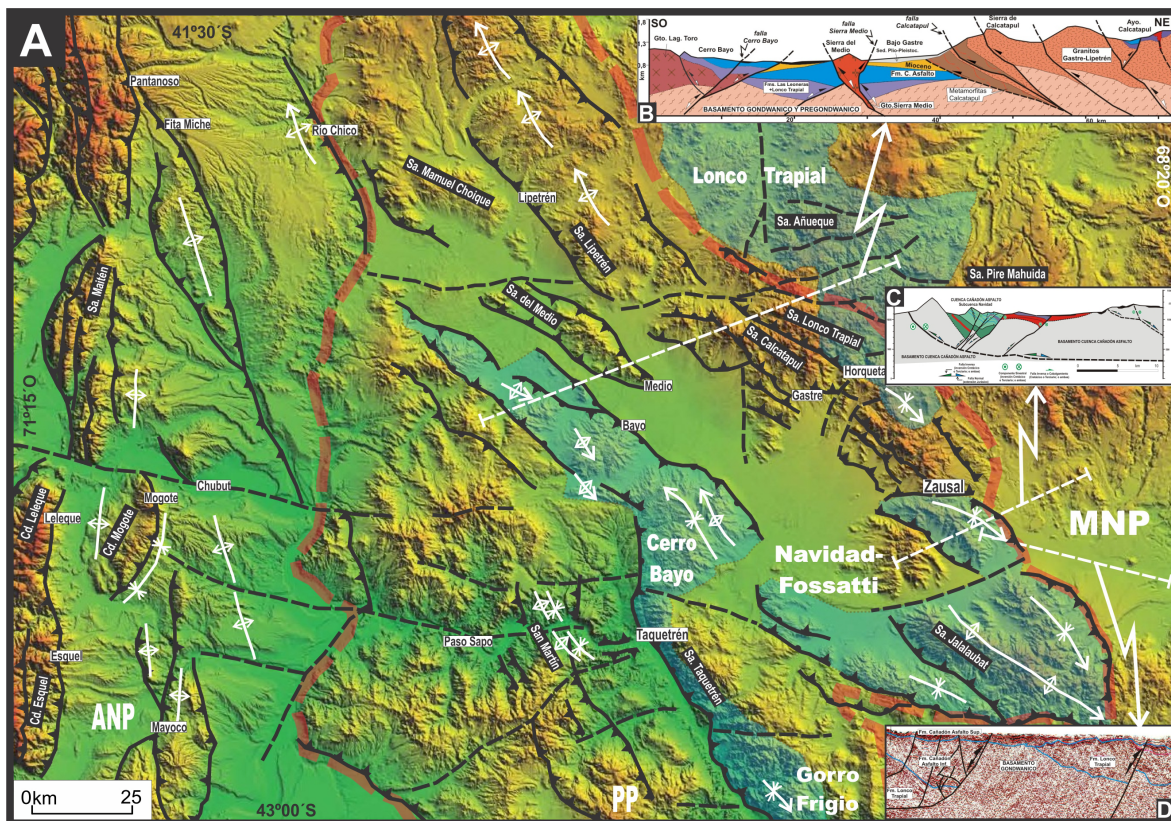


Fig. 11. A. Mapa estructural de la región N y NO de Chubut. Se observan los límites aproximados de los Andes Nordpatagónicos (ANP) al oeste, la Precordillera Patagónica (PP) y el Macizo Nordpatagónico (MNP) al este y el nombre de las principales sierras y fallas. Se aprecia la diferente orientación entre las estructuras y cordones de la cordillera y la precordillera. Se han señalado las principales fallas y pliegues de la región y en celeste algunos afloramientos de los depocentros del Jurásico, que como se observa, están circunscriptos a serranías limitadas por fallas inversas. Obsérvese que los pliegues principales son paralelos a las fallas inversas y están ubicados en su bloque superior. Sobre el sector cordillerano y pedemontano se han interpretado con líneas de trazos varios lineamientos, muchos de los cuales tienen orientaciones cercanas a O-E, que además de controlar varios valles transversales, suelen producir desacoples en el rumbo de las estructuras al norte y el sur. B. Corte estructural esquemático en la zona de Gastre. C. Corte estructural esquemático en la zona de Navidad. D. Sección sísmica interpretada en la zona de Navidad-Pampa de Gan Gan.

durante el Jurásico y otra (K) de *postrift* en el Cretácico post-Barremiano y una posterior fase de inversión tectónica cenozoica (post-maestrichtiana). Allard *et al.* (2011), indican una fase compresiva con inversión tectónica regio-

nal entre J2 y K, como origen de la discordancia entre los depósitos de las formaciones Cañadón Asfalto y Los Adobes.

Las evidencias en terreno y subsuelo permiten señalar tres arreglos estructurales que



sugieren una discordancia angular de carácter regional entre las dos unidades mencionadas: a) uno de los arreglos más comunes son afloramientos de la discordancia angular que separa las formaciones Cañadón Asfalto y Los Adobes (Fig. 12; véase fotos 9 y 16 de Silva Nieto *et al.* 2002); b) en la sección sísmica de Gorro Frigio se destaca la presencia de la discordancia erosiva preformación Los Adobes que se encuen-

tra plegada y en fase con un pliegue que deforma a los depósitos del Cretácico, sugiriendo dos fases de deformación superpuestas (Allard *et al.* 2011, Fig. 13), y c) la presencia en la sierra de los Pichiñanes, de afloramientos con superposición de plegamientos, donde pliegues apretados de rumbo NO en basaltos y calizas de la Formación Cañadón Asfalto, están a su vez deformados por un anticlinal y monoclinal de rum-

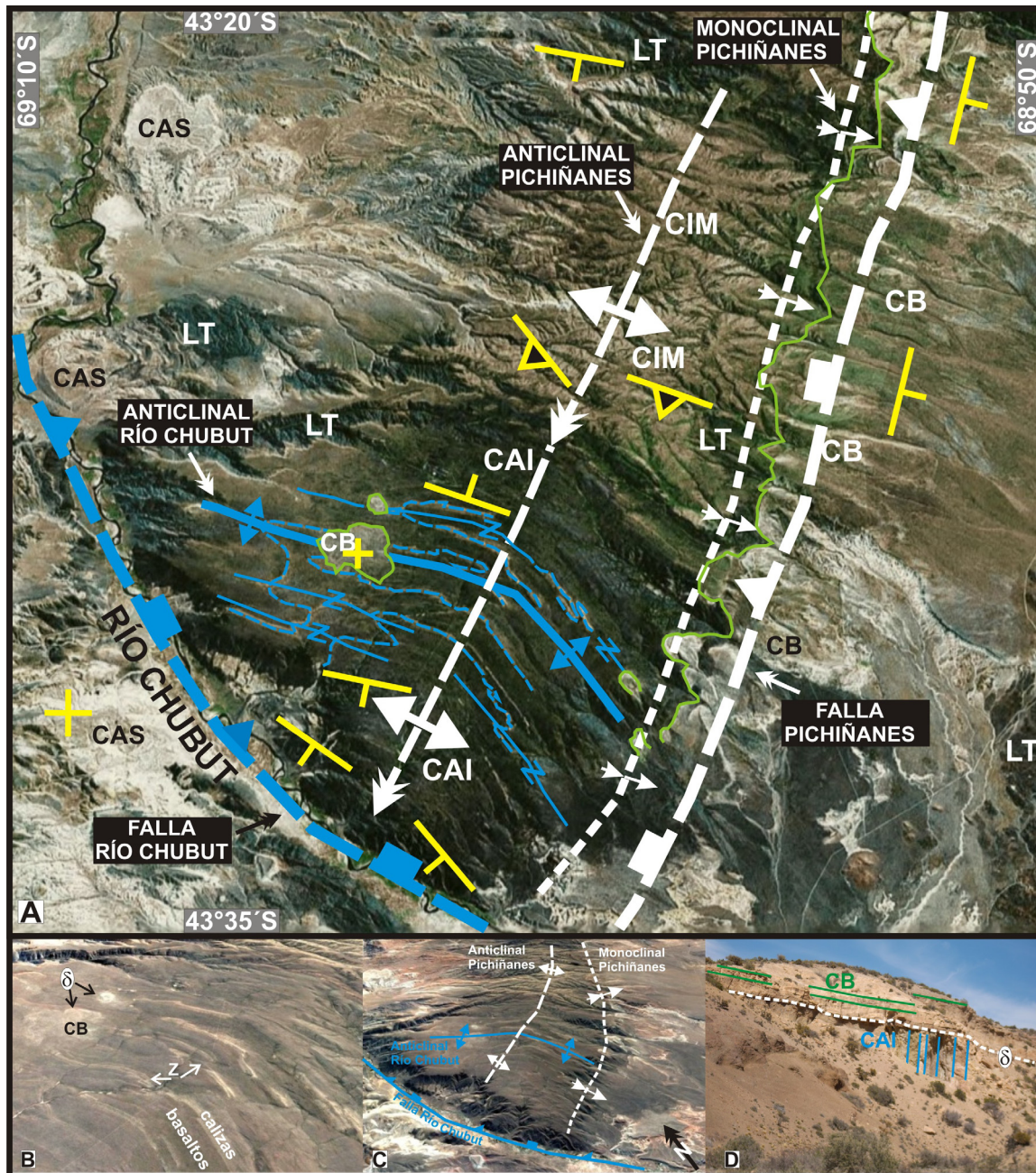


Fig. 12. A. Mapa estructural de la región adyacente a la localidad de Cerro Cóndor en la sierra de los Pichiñanes (modificado de Allard 2015). Litológicamente se distinguen el basamento del Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada (CIM) en el núcleo del anticlinal Pichiñanes, cubierto por volcanitas de tonos oscuros asignadas a la Formación Lonco Trapial (LT). Luego continúan los basaltos con intercalaciones de calizas de la Formación Cañadón Asfalto Inferior (CAI) y las sedimentitas clásticas de tonos claros de la Formación Cañadón Asfalto Superior (CAS). En tonos claros se distingue a las sedimentitas de la Formación Cerro Barcino (CB) en discordancia angular sobre la Formación Cañadón Asfalto Inferior. La misma relación presenta la Formación Los Adobes, pero no ha sido indicada. En color celeste se han dibujado las estructuras patagónicas y de color blanco las andinas. B. Detalle de la deformación patagónica donde se observan calizas con pliegues Z entre basaltos oscuros, y la discordancia angular (d) entre CAI y CB. C. Visual de la sierra de los Pichiñanes mostrando la falla del Río Chubut y las estructuras ándicas. D. Foto de campo que muestra la discordancia angular entre CAI y CB.

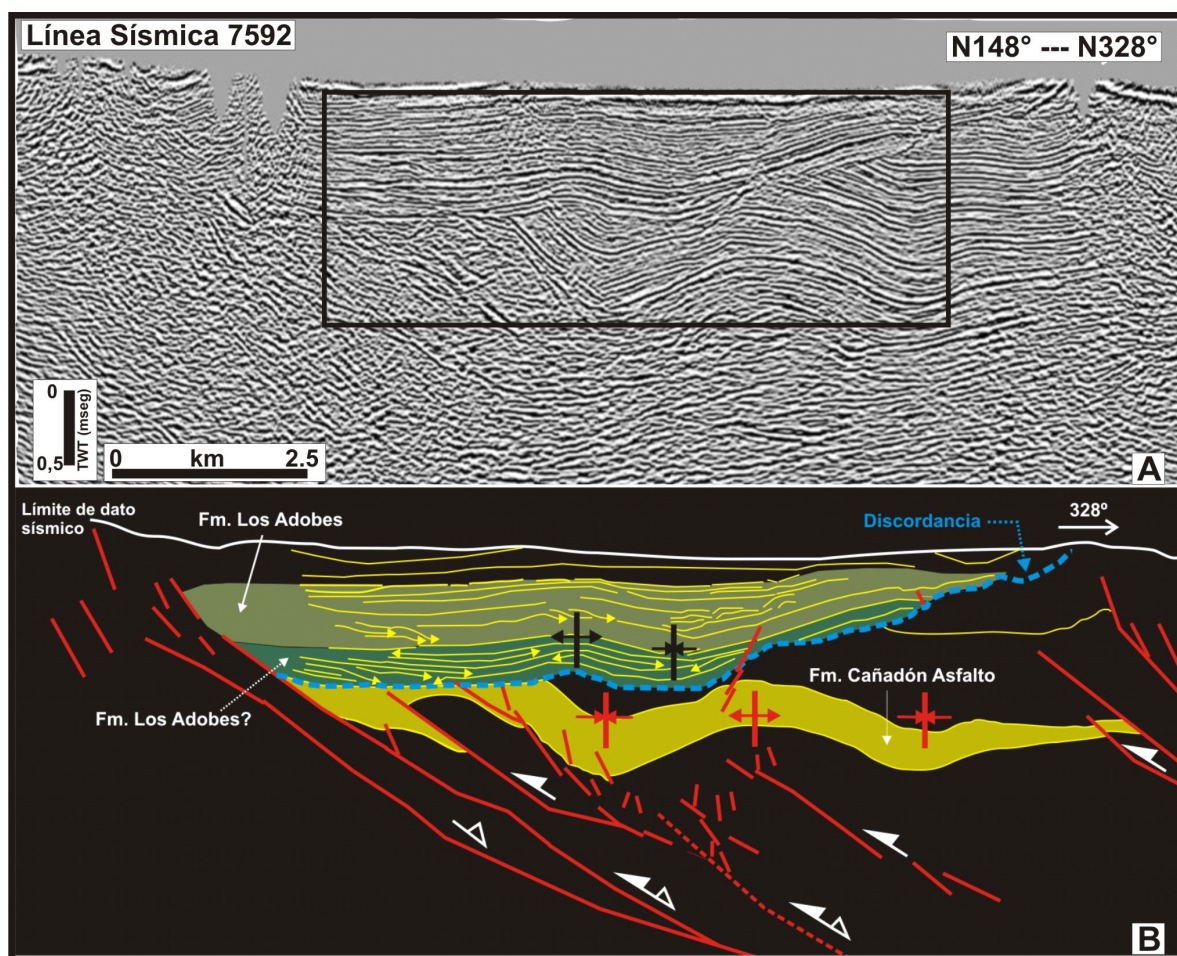


Fig. 13. A. Sección sísmica 7592 (ubicación en Fig. 1) y B. Interpretación de la discordancia entre los depósitos jurásicos de la Formación Cañadón Asfalto y cretácicos de la Formación Los Adobes (modificado de Allard 2015). Obsérvese en línea de trazos azul la discordancia patagónica plegada separando ambas formaciones. Compárese con la fotografía de campo de la Fig. 12D.

bo NNE, que afectan a la Formación Los Adobes y la discordancia angular en su base (Allard *et al.* 2011; Fig. 12).

Otra fase de deformación tiene lugar hacia fines del Cretácico. El desarrollo de discordancias progresivas en las sedimentitas de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán del Cretácico tardío-Paleoceno al oeste de la sierra de Taquetrén, ha sido asociado a la deformación sinorogénica durante la reactivación del Campaniano en el frente occidental de la Falla Taquetrén (Echaurren *et al.* 2016, su figura 8).

Relaciones entre estructuras mesozoicas y fábricas de basamento. Numerosos estudios en las cuencas del Mesozoico y en particular de aquellas con interés petrolífero, han mencionado de manera frecuente, aunque sin mayores detalles, la existencia de un control en sus inicios y posterior evolución, por parte de estructuras previas. Éstas fueron comúnmente referidas como "anisotropías, fábricas, lineamientos, heterogeneidades o debilidades corticales previas o de basamento".

La geometría y distribución de las heterogeneidades del basamento subyacente determinan la ubicación de muchos márgenes de cuencas, controlando la fisiografía y el tamaño del *rift* inicial. Además, la reactivación repetida de estas estructuras muestra cómo desempeñan un papel de larga duración en la evolución del sistema de *rift* a lo largo de múltiples eventos tectónicos. Se infiere que las estructuras del basamento premesozoico, habrían controlado el fallamiento normal en los límites de las cuencas y de los depocentros, las zonas de transferencia, el diseño y la geometría de sus bordes, así como los estilos estructurales resultantes, particularmente aquellos asociados a inversión tectónica (Giacosa 2020).

Basado en experimentos análogos, Gianni *et al.* (2021 este volumen) indican que la variación en la resistencia cortical en el sector del antepaís, ha tenido una influencia significativa en la distribución de la deformación entre el margen continental y el sector de intraplaca. Infieren que la resistencia de la corteza en el



antepaís de la Patagonia central, heredada de la extensión Mesozoica, permitió la distribución de la deformación contraccional entre el margen continental levantando los Andes Patagónicos y el sector de intraplaca, desarrollando el antepaís fragmentado Patagónico. Indican que esta deformación contraccional que toma la forma de inversión tectónica positiva, acomodaría un porcentaje relativamente bajo de acortamiento en el antepaís (3-4%).

Las estructuras extensionales de orientación NO, fueron uno de los principales factores de control en la configuración de las dos megasecuencias jurásicas de la etapa de *rift* en la cuenca Cañadón Asfalto (Figari *et al.* 2015). Varias de ellas, en particular las de mayor envergadura, habrían sido el resultado del recizallamiento extensional de las estructuras gondwánicas (Giacosa *et al.* 2017). Sin embargo, el ordenamiento estratigráfico de las unidades ígneo-metamórficas paleozoicas en este Relatorio (González y Giacosa 2021 este volumen), sugiere que las fábricas tectónicas asociadas a metamorfismo son en su mayoría anteriores, del ciclo silúrico-devónico (Ciclo Orogénico Intrapatagónico), sin menoscabo de la influencia de la Orogenia Gondwánica. Dado que la fábrica orogénica intrapatagónica tiene una trayectoria regional algo curvada, la morfología de las cuencas que heredaron su geometría por reactivación de estructuras del basamento, también muestran tales variaciones. De manera general las orientaciones que reflejan esta curvatura son N30°O entre 44°15' S y 42°40' S, N60°O entre 42°40' S y 41°00' S, y O-E entre 41°00' S y 39°00' S.

La sierra de Taquetrén (Fig. 1) ubicada sobre el borde oriental de la PP, es un relieve estructural de orientación N30°O, de más de 1.200 m s.n.m., que alcanza casi 100 km de largo y en sus extremos cambia a orientaciones N. Esta sierra constituye un buen ejemplo de la persistencia en el tiempo de repetidos episodios de inversión tectónica positiva y negativa, a partir de fábricas y estructuras paleozoicas. Su estructura frontal de orientación NO y vergencia O, es una importante zona de deformación denominada de varias maneras ("frente de deformación Taquetrén", Echaurren *et al.* 2016; "falla Río Chubut Medio", Bucher *et al.* 2019; "falla Río Chubut Medio-Taquetrén", Renda *et al.* 2019, entre otros), que muestra evidencias de recizallamiento extensional y compresional. Es una falla inversa de alto ángulo junto a dos fallas inversas sintéticas (Echaurren *et al.* 2016)

parte de cuya actual expresión morfológica son trazas de fallas rectilíneas.

Detrás de este frente de deformación, la falla principal tiene en su bloque superior, las estructuras dúctiles del Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada y el cinturón de milonitas graníticas del Complejo Plutónico Paso del Sapo, con ambas foliaciones que son paralelas a la falla principal (Renda *et al.* 2017). El sector norte de la falla de Taquetrén exhuma rocas ígneas y metamórficas junto con milonitas graníticas, y rocas sedimentarias y volcánicas de la fase inicial del *sinrift* del Jurásico inferior. Hacia el sur, los afloramientos representan las fases tardías y de *posrift* (Echaurren *et al.* 2016). Entre ambas etapas y a partir del Berriasiano y el Hauteriviano, una fase de compresión reactiva inversamente la falla de Taquetrén (Echaurren *et al.* 2016). Más tarde, un nuevo ascenso de la sierra estuvo asociado con la deformación de las rocas sedimentarias del Cretácico superior y Paleoceno, junto con las rocas volcánicas del Eoceno y la deposición de sedimentitas continentales del Mioceno (Ruiz 2006, Bucher *et al.* 2019).

Direcciones regionales de extensión y contracción. Basado en el análisis mesoscópico de sistemas de vetas de Ba y Ca y en las relaciones de orientación entre fallas y pliegues en sierra de los Pichiñanes y Gorro Frigio, se ha sugerido una dirección regional de extensión O-E para la etapa de *rift* (J1, J2) y ONO para la etapa de *posrift* (K), y direcciones de acortamiento NE y O-E para las fases de inversión del Barremiano y post-Paleoceno (Allard *et al.* 2011). Cuando se comparan estos resultados con otros sectores resultan orientaciones similares y algunas discrepancias. Así, las bandas conjugadas *kink* de cinemática extensional en lajas ignimbríticas de la Formación Marifil sugieren una dirección de extensión local O-E a NE, en tanto que las fallas normales en rocas piroclásticas en facies de lahar de la Formación Lonco Trapial, indican una dirección de extensión local N-S con variaciones al NNO y NNE.

Los afloramientos más conspicuos de rocas jurásicas y cretácicas en la PP de Chubut son sierras y cordones de rumbo N y NO, que testimonian procesos contraccionales, muchos de ellos como parte de la inversión tectónica de fallas normales limítrofes de las cuencas. Dado que las direcciones regionales de stress que deforman estructuras previas son cambiantes con el tiempo, los regímenes tectónicos dominantes no son uniformes. Por ejemplo algunas



de las fallas que limitan las sierras, poseen un régimen que se infiere como transpresivo sinistral en la región de Gastre y compresional (ortogonal) en la región del río Chubut, en tanto que indicadores cinemáticos de fallas del Mioceno indican una prevalencia de movimientos de inclinación respecto de los horizontales.

Síntesis. Si bien en la sierra de los Pichiñanes y el depocentro Gorro Frigio fue posible estudiar los efectos de las fases contraccionales pre y postformación Los Adobes, en otros sectores persiste la incertidumbre sobre la contribución individual de cada una de las fases. La fase del Cretácico ha sido fechada en el Barremiano (Allard *et al.* 2011), en tanto que la deformación Cenozoica estaría relacionada a los alzamientos del antepaís en el Neógeno (Bilmes *et al.* 2013). A pesar que la ubicación temporal de la discordancia preformación Los Adobes es cercana al Barremiano, recientes resultados termocronológicos señalan como probable una exhumación final durante el Cretácico tardío a Paleógeno, restringiendo la contribución de la inversión del Mioceno en el proceso de exhumación (Savignano *et al.* 2016). Bilmes *et al.* (2013) señalan que la estructuración principal en la región de Gastre ocurrió durante el Mioceno medio (16,1-14,8 Ma) en relación con la formación de una cuenca intermontana (cuenca de Gastre).

ESTRUCTURAS CENOZOICAS

Precordillera Patagónica y Macizo Norpatagónico

La historia cenozoica de la Precordillera Patagónica y el Macizo Norpatagónico posterior al Daniano (<62 Ma) está marcada por dos etapas tectónicas disimiles que serán responsables de la configuración morfoestructural final de la región. Una primera etapa extensional, durante el Paleoceno-Mioceno inferior (62-21 Ma), vinculada con generación de fallas normales asociadas con una profusa actividad magmática, y una segunda etapa contraccional, en el Mioceno (~21-10 Ma) caracterizada por inversión de fallas normales, reactivación de estructuras contraccionales previas y desarrollo de nuevas fallas inversas y pliegues.

Paleoceno-Mioceno temprano: magmatismo y estructuras extensionales. Esta etapa está representada por las unidades magmá-

ticas del cinturón de Pilcaniyeu, el cinturón de El Maitén y la Provincia Magmática de Somuncurá (Fig 14; Rapela *et al.* 1988, Kay *et al.* 2007, Aragón *et al.* 2013, 2018, 2021 este volumen, Iannelli *et al.* 2017, Fernández Paz *et al.* 2018).

En el extremo oriental de la Precordillera Patagónica, se dispone el cinturón de Pilcaniyeu (-60-42 Ma) y hacia el extremo occidental lindante con la Cordillera Patagónica Septentrional se desarrolla el cinturón del El Maitén (-33-20 Ma; Fig 14). El cinturón de Pilcaniyeu está compuesto por una asociación bimodal de rocas volcánicas dominada por ignimbritas riolíticas con andesitas y basaltos subordinados agrupados en la Formación Huitrera (Aragón *et al.* 2011, Iannelli *et al.* 2017) y su equivalente plutónico compuesto por tonalitas y granodioritas (Batolito Munro; Aragón *et al.* 2017, Zaffarana *et al.* 2018). Por su parte, el cinturón del El Maitén son principalmente andesitas y dacitas y en menor medida basaltos e ignimbritas riolíticas asignados a la Formación Ventana (González Bonorino 1973, Rapela *et al.* 1988, Fernández Paz *et al.* 2018).

En la región más extrandina del antepaís norpatagónico, propiamente en la región del Macizo Norpatagónico se dispone la Provincia Magmática de Somuncurá (-29-17 Ma; con la Superunidad Quiñelaf y equivalentes; Ardolino *et al.* 1993, Remesal *et al.* 2002, Kay *et al.* 2007, Cordenons *et al.* 2017, Salani *et al.* 2021 este volumen, Fig 14). Esta unidad representa un extenso volcanismo máfico sincrónico con el desarrollo del cinturón de El Maitén pero de petrogénesis disímil. Las rocas de la meseta de Somuncura no presentan deformación sincrónica a su depositación y su origen ha sido vinculado con un ascenso astenosférico que habría desencadenado al volcanismo (Kay *et al.* 2007, Cordenons *et al.* 2017). Por su parte las sucesiones volcánicas de los cinturones de El Maitén y Pilcaniyeu registran deformación sinextensional, cambios de facies asociados con fallas normales y geometrías de relleno "en cuña" (Orts *et al.* 2012, Echaurren *et al.* 2017, Fernández Paz *et al.* 2018). Algunas de estas estructuras extensionales serán invertidas posteriormente en la etapa contraccional miocena (Bucher *et al.* 2018, 2019a).

Mioceno temprano-Mioceno superior: deformación contraccional y conformación del Antepaís Patagónico Fragmentado. Esta etapa está representada por sedimentación sincrónica con el desarrollo de estructuras contrac-

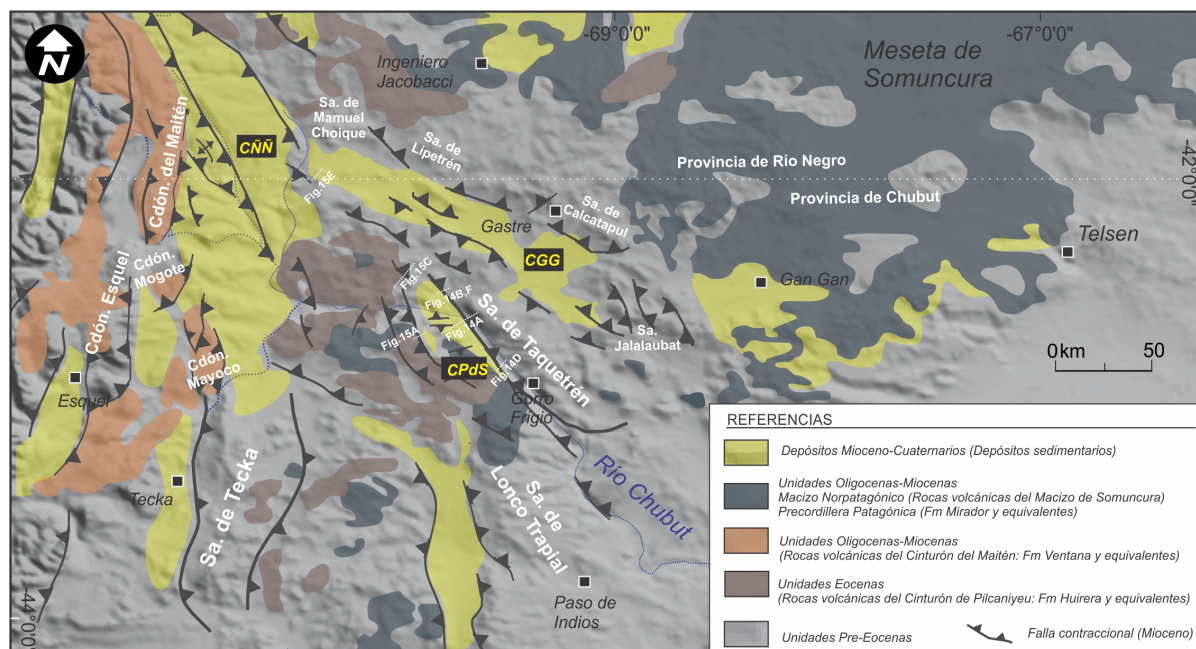


Fig. 14. Mapa geológico de la Precordillera Patagónica y el Macizo Norpatagónico con un detalle de las unidades paleógenas y neógenas. CGG: cuenca de Gastre, CPs: cuenca de Paso del Sapo, CÑÑ: cuenca de Niriuhau-Norquinco.

cionales que dan origen a la conformación del Antepaís Patagónico Fragmentado (Bilmes 2012, Bilmes *et al.* 2013). Representa una importante fase de reconfiguración del paisaje morfoestructural de la región, que incluyó, a más de 500 km hacia el este de la trinchera, el levantamiento de las sierras de Tecka y de Taquetrén, entre otras, y la generación de cuencas intermontanas como las de Gastre y de Paso del Sapo (Fig. 14). Las estructuras contraccionales aprovecharon en gran medida heterogeneidades previas de la corteza e incluyen la inversión de fallas normales mesozoicas y paleógenas, la reactivación de fallas inversas mesozoicas y la generación de nuevas fallas inversas. La evolución de estas estructuras está asociada en muchos casos con el desarrollo de discordancias progresivas y pliegues en depósitos miocenos de las formaciones La Pava, Collón Cura y La Mimosa. Sobre la base de los distintos controles temporales de estas unidades, ha sido posible acotar el lapso de edades de la deformación (Márquez y Giacosa 2000, Giacosa *et al.* 2005, Orts *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, 2014, Ramos *et al.* 2015, 2016, Bucher *et al.* 2018, 2019b). Los estilos de deformación de esta etapa pueden sintetizarse analizando la evolución en particular de algunas de las principales sierras de la región.

Reactivación e inversión de estructuras paleozoicas y mesozoicas. La evolución de la sierra de Taquetrén está vinculada con la falla del Rio Chubut Medio (Figs. 14, 15a). Como se

mencionó, esta estructura registra repetidos episodios de inversión tectónica positiva y negativa durante el Mesozoico a partir de fábricas y estructuras paleozoicas, que también serán reactivadas durante el Neógeno. La falla yuxtapone en contacto tectónico rocas jurásicas de la Formación Lonco Trapial (Fig. 15 b, c, d, e) por arriba de depósitos de la Formación Collón Cura. El desarrollo de estratos de crecimiento (Fig. 15 f, g) datados entre 14,6 y 10 Ma, acotan la actividad neógena de la falla del Rio Chubut Medio al Mioceno medio-superior (Bucher *et al.* 2019a, 2019b). Al norte de la sierra de Taquetrén, como parte de las serranías de la cuenca neógena de Gastre, fallas asociadas a los depocentros mesozoicos de Lonco Trapial, Cerro Bayo y Navidad (Fig. 11a) también registran una actividad neógena que incluye el levantamiento de bloques de basamento preneógeno con rotación y plegamiento de estratos de las formaciones miocenas La Pava y Collón Cura (Bilmes 2012, Bilmes *et al.* 2013).

Inversión de estructuras paleógenas.

Además de la reactivación o inversión de fábricas o estructuras paleozoicas y mesozoicas, existen durante la etapa miocena, evidencias de inversión de estructuras paleógenas. La falla San Martín (Fig. 16a, b), estructura que define el límite oeste de la cuenca miocena de Paso del Sapo, es un ejemplo bien documentado de este caso, en donde se registra inversión de una falla normal que desplaza verticalmente rocas

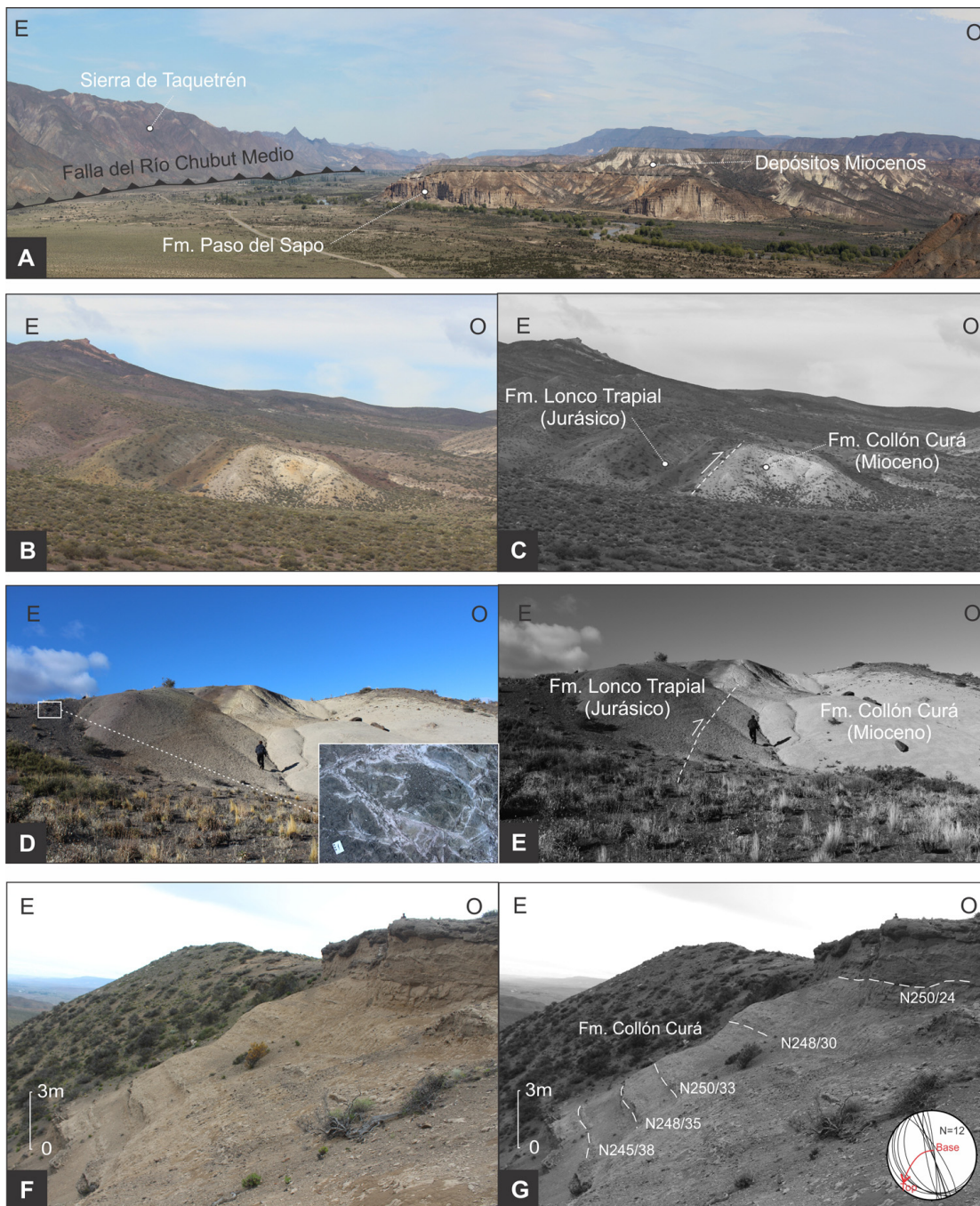


Fig. 15. Reactivación e inversión de estructuras paleozoicas-mesozoicas. A. Vista panorámica de la falla del Río Chubut Medio. B, C, D, E. Vistas de detalle del frente de deformación de la falla donde se superponen rocas jurásicas por encima de depósitos neógenos. B y D corresponden a fotos panorámicas y C y E sus interpretaciones. F, G. Estratos de crecimiento en depósitos neógenos en el margen oeste de la falla del Río Chubut Medio. Diagrama estereográfico con el ploteo de los datos de rumbo e inclinación de los estratos de crecimiento. Ubicación de fotografías en figura 14. Modificado de Bucher *et al.* (2019a).

paleógenas y desarrolla discordancias progresivas en sedimentos miocenos (Bucher *et al.* 2018, 2019a). De igual manera, en el extremo oeste de la Precordillera Patagónica, muchas de las fallas normales paleógenas asociadas con el cinturón de El Maitén han sido invertidas durante el Neógeno, dando lugar a la conformación de numerosas sierras de orientación N-S como la sierra de El Maitén y el cordón del Mayoco (Fig. 14). La deformación neógena en esta región ha

sido acotada entre los -18-10 Ma sobre la base de depósitos sintectónicos deformados (Orts *et al.* 2012, Ramos *et al.* 2015, Butler *et al.* 2020).

Estructuras sin herencia de fábricas o estructuras pre-neógenas. Si bien gran parte de las estructuras contraccionales neógenas son el resultado de la reactivación de fábricas previas, también se registran evidencias de deformación asociadas con estructuras nuevas tales como corrimientos de piel fina como aquellos

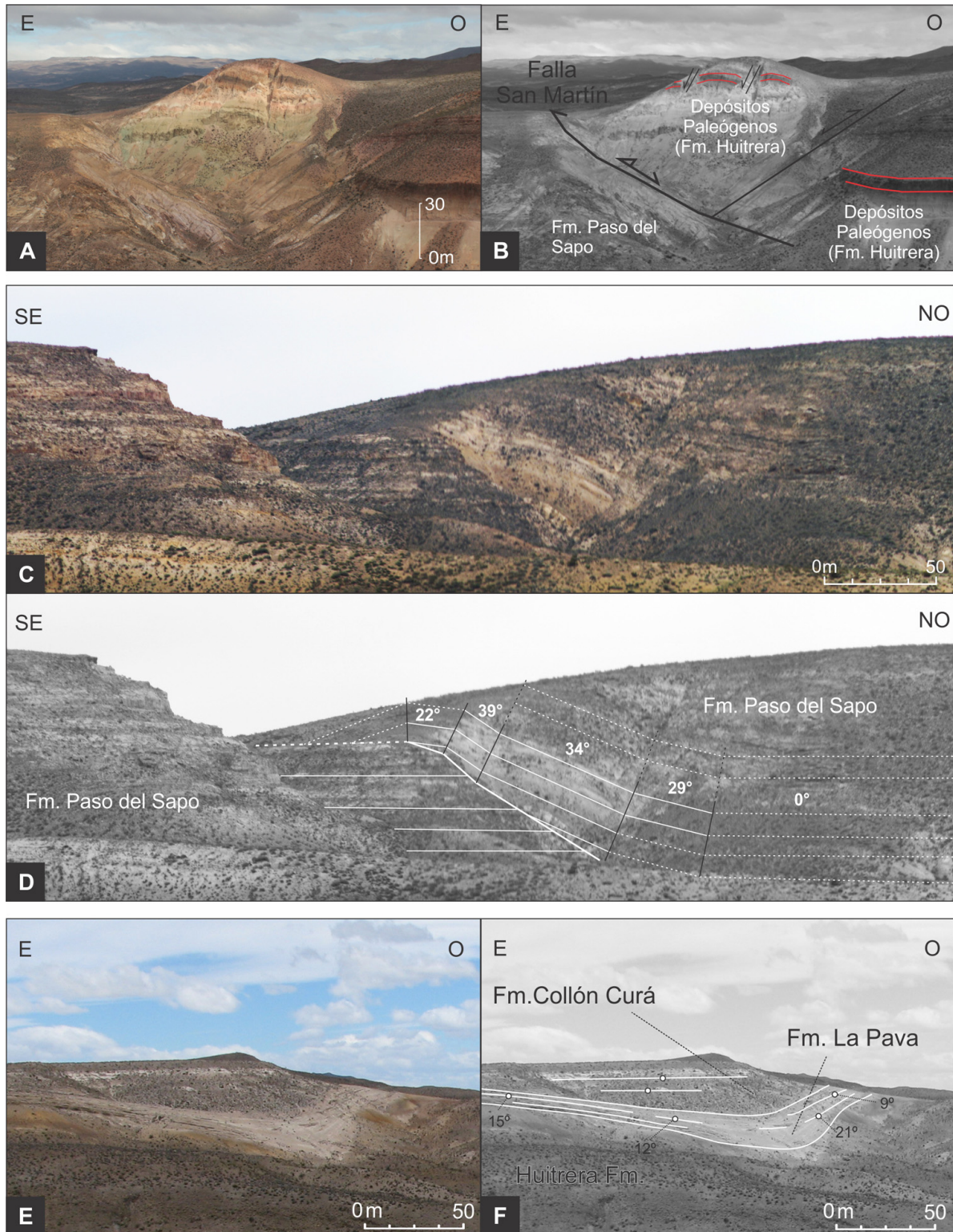


Fig. 16. Inversión de estructuras paleógenas y estructuras sin herencia de fábricas o estructuras preneógenas. A, B. Vista panorámica de una falla normal paleógena invertida (Falla San Martín, Bucher *et al.* 2019). C, D. Fotografías panorámicas de un corrimiento de piel ?na. E, F. Estratos neógenos plegados en la margen oriental del río Chico. Ubicación de fotografías en figura 14.

en la Formación Paso del Sapo en las márgenes del río Chubut (Ruiz *et al.* 2011, Bilmes *et al.* 2013, 2014; Fig. 16c, d), así como anticlinales y sinclinales abiertos en los depósitos miocenos de las formaciones La Pava y Collón Cura en la margen oriental del río Chico (Fig. 16e, f). Sin

embargo, es importante resaltar que, al menos en lo que se refiere a la historia miocena, estas estructuras representan una jerarquía y abundancia mucho menor que las estructuras asociadas a fábricas o estructuras previas preneógenas.



Cordillera Patagónica Septentrional

Como se ha descrito en las secciones anteriores, los Andes Norpatagónicos se han caracterizado durante el Neógeno, por una importante propagación del frente de deformación hacia el sector del antepaís, involucrando su fragmentación y el desarrollo del actual Antepaís Fragmentado Patagónico (*sensu* Bilmes *et al.* 2013). Previamente, un evento similar desarrollado en el Cretácico temprano alto y asociado a la orogenia patagónica habría condicionado la reactivación de estructuras previas en este segmento (Echaurren *et al.* 2016).

En este contexto, el sector interno de la faja plegada y corrida Norpatagónica en la Cordillera Patagónica Septentrional (Fig. 1) está caracterizada por láminas de corrimientos de piel gruesa que exhuman el flanco oriental del Batolito Patagónico (Hervé *et al.* 2000), y que exponen en superficie rocas de basamento (Figs. 17, 18 y 19a, b; Petersen y González Bonorino 1947, Thomson 2002, Giacosa y Heredia 2004a, García Sansegundo *et al.* 2009). El basamento del

sector occidental del retroarco está compuesto mayormente por rocas metamórficas e ígneas deformadas durante la orogenia gondwánica en el Carbonífero tardío y el Triásico (García Sansegundo *et al.* 2009, von Gosen 2009, von Gosen y Loske 2004) e intruidas por granitoides mesozoicos y cenozoicos. Este basamento es intruido por el Batolito Subcordillerano del Jurásico inferior que se dispone de manera oblicua con respecto al eje cordillerano y al Batolito Patagónico (Fig. 17; Gordon y Ort, 1993; "Subcordilleran belt" en Rapela *et al.* 2005). Estas rocas son cubiertas por las sucesiones volcanosedimentarias relativamente concomitantes que se desarrollaron en un ambiente de intraarco en un sistema de estructuras de orientación NNE (Giacosa y Heredia 2004b, Orts *et al.* 2012).

Los sectores internos están caracterizados por la exposición del Batolito Patagónico, un dominio plutónico paralelo a la línea de costa Pacífica de ~2.000 km de largo y 120 km de ancho promedio, asociado con cuerpos menores satelitales esparcidos hacia ambas pendientes

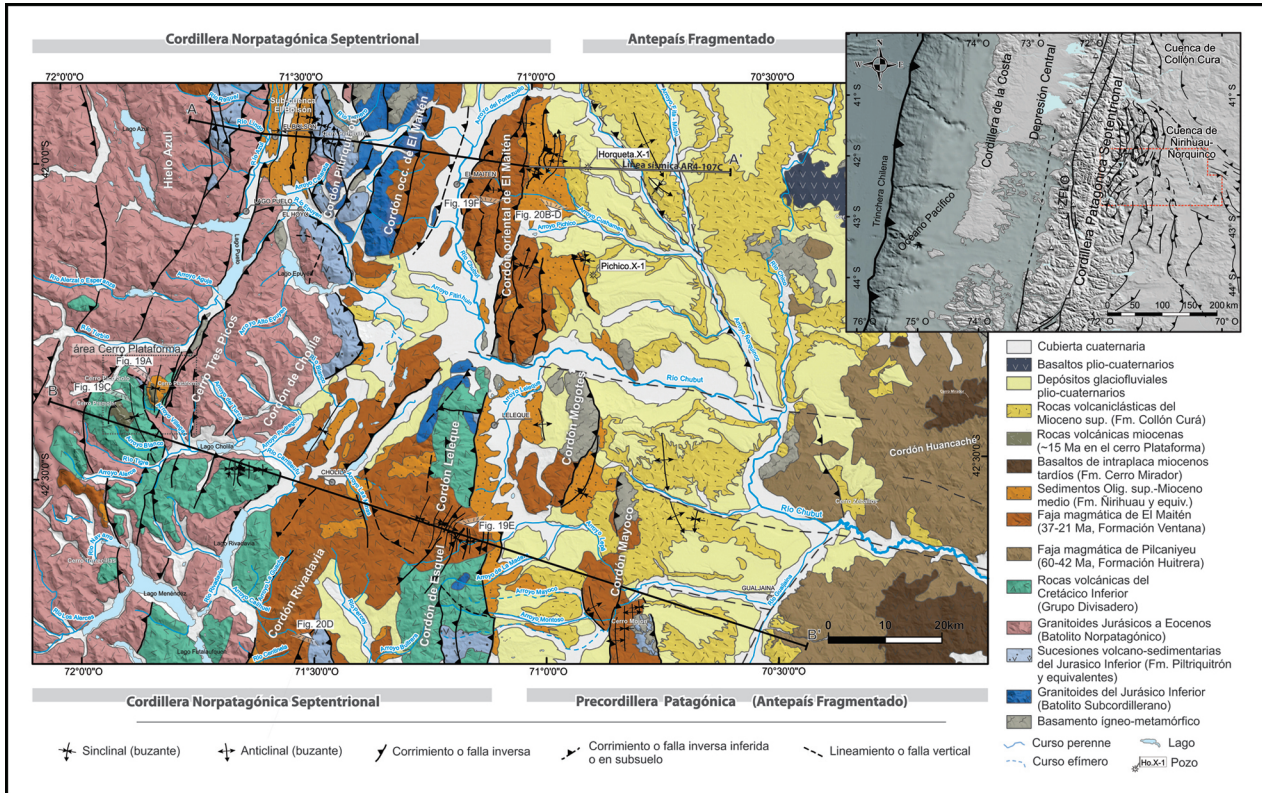


Fig. 17. Mapa geológico de la faja plegada y corrida Norpatagónica y la porción austral de la cuenca de Nirihuau - Norquínco (modificado de Orts *et al.* 2012). Nótese dos dominios particulares: la Cordillera Patagónica Septentrional, y hacia el este la Precordillera Patagónica (antepaís fragmentado). El sector cordillerano se caracteriza por la presencia de granitoides jurásicos a cretácicos (Castro *et al.* 2011) intruyendo sucesiones volcanoclasticas mesozoicas (Skarmeta y Charrier 1976, Ramos 1982) y localmente sucesiones cenozoicas. El sector precordillerano está conformado por sucesiones paleozoicas (Pankhurst *et al.* 2006, Varela *et al.* 2005), intruidas por granitoides del Jurásico inferior (Gordon y Ort 1993), cubiertos en discordancia por sucesiones del Jurásico medio a Cretácico y Cenozoico (Rapela *et al.* 1988, Giacosa y Heredia 2004b). Se indican las ubicaciones de los perfiles sísmicos de reflexión 2D, pozos y las secciones estructurales A-A' y B-B' que se exhiben en la Fig. 18.



andinas (Hervé *et al.* 2000). Particularmente, el segmento al norte del golfo de Penas (47°S) correspondiente al Batolito Norpatagónico (NPB) está constituido por rocas intrusivas del Jurásico medio hasta el Mioceno (Pankhurst *et al.* 1999, Castro *et al.* 2011, Aragón *et al.* 2021 este volumen) las cuales intruyen localmente al basamento Paleozoico superior en la Cordillera Patagónica Septentrional. Estos pulsos de emplazamiento de granitoides han sido vinculados a la cinemática de la zona de subducción, interpretándose que la inyección de magma habría sido favorecida durante los estadios en los cuales la tasa de convergencia se habría incrementado (Hervé *et al.* 2000, Adriasola *et al.* 2006). Algunos *roof pendants* de las sucesiones volcanosedimentarias jurásicas inferiores son incluidos en estas rocas plutónicas (González Bonorino 1944, González Bonorino 1974, Diez y Zubia 1981, Giacosa *et al.* 2001). El emplazamiento de los plutones más jóvenes ha sido parcialmente controlado por la zona de fallas de Liquiñe Ofqui (ZFLO), y sus gradientes de exhumación (Adriasola *et al.* 2006). Gran parte de las rocas expuestas al este del Batolito Norpatagónico

corresponden a las rocas volcánicas del Grupo Divisadero (Skarmeta y Charrier 1976) del Cretácico inferior alto que cubren en discordancia a las sucesiones volcanoclásticas jurásicas y que ocasionalmente son intruidas por granitoides del Cretácico superior (Sepúlveda y Viera 1980). Sus composiciones varían desde andesitas, basaltos y hasta riolitas, y poseen afinidad calcoalcalina relacionada a la actividad de un extenso arco magmático (Skarmeta y Charrier 1976, Ramos 1982, Gianni *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016, 2021 este volumen). En este sector y en el área precordillerana aledaña, también se distribuyen amplios afloramientos de la faja magmática oligocena de El Maitén integrada por rocas andesíticas, dacíticas y basálticas que describen una faja de orientación N (Figs. 14, 17 y 19). Los productos asociados a este volcanismo se han acumulado en depocentros extensionales con geometrías de cuña que fueron reconocidos a partir de observaciones de campo en la Formación Ventana (Figs. 19d, e, f; Orts *et al.* 2012, Echaurren *et al.* 2016, Fernández Paz *et al.* 2018).

En el sector interno, las rocas sedimentarias neógenas son escasas, siendo el cerro Pla-

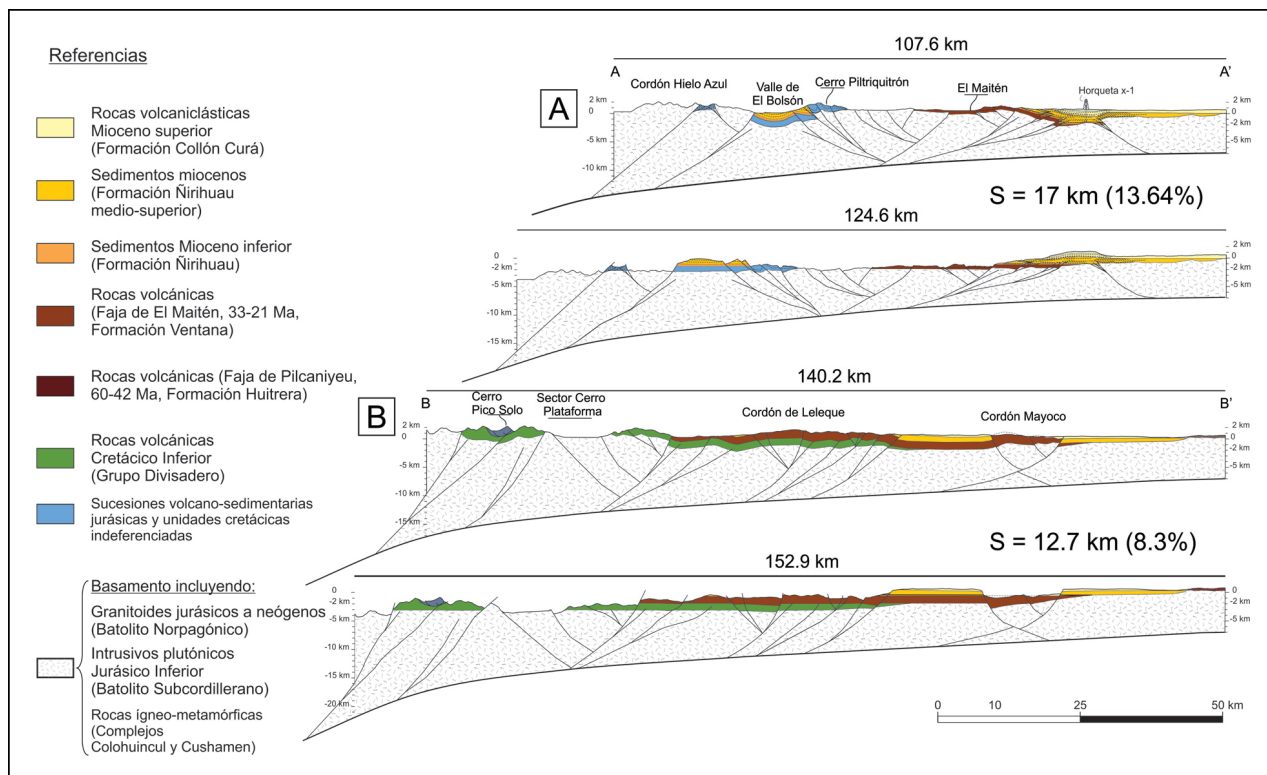


Fig. 18. Secciones estructurales balanceadas desde la divisoria de aguas argentino-chilena hasta el sector del antepais entre los 40°30' y 42°45'S (véase la Fig. 17 para su ubicación; modificadas de Orts *et al.* 2012, 2015). A. Sección desde el cerro Lindo hasta la región del antepais hacia el este del cordón de El Maitén. Nótese la presencia de una serie de corrimientos de vergencia oriental al este del cordón de El Maitén que son solapados por depósitos sinorogénicos miocenos. B. Sección desde la divisoria de aguas cercana al lago Cholila donde fallas inversas de alto ángulo deforman las rocas volcánicas de arco del Cretácico inferior y el Mioceno. Hacia el este, los depocentros extensionales son invertidos en el cordón de Leleque, continuando hasta el sector del antepais con el levantamiento de estructuras aisladas que canibalizan los depósitos sinorogénicos.



taforma una exposición particularmente prominente, desarrollada en el sector interno cordillerano (Figs. 17 y 19c, 20). En este sector hacia el noreste, a lo largo de un corredor estructural de orientación NNO, se desarrolla el depocentro de la subcuenca de El Bolsón (Figs. 17 y 18; Giacosa y Heredia 2004b, Bechis *et al.* 2014). Por otro lado, el relleno sedimentario cenozoico en las

estribaciones orientales de la Cordillera Patagónica Septentrional y el sector precordillerano corresponden a dos cuencas parcialmente sobreimpuestas, las cuencas de Ñirihuau - Ñorquinco y Collón Cura (Figs. 14 y 17). Estas sucesiones del Mioceno inferior a superior están caracterizadas por presentar secciones condensadas que se solapan (relaciones de *onlap*) so-

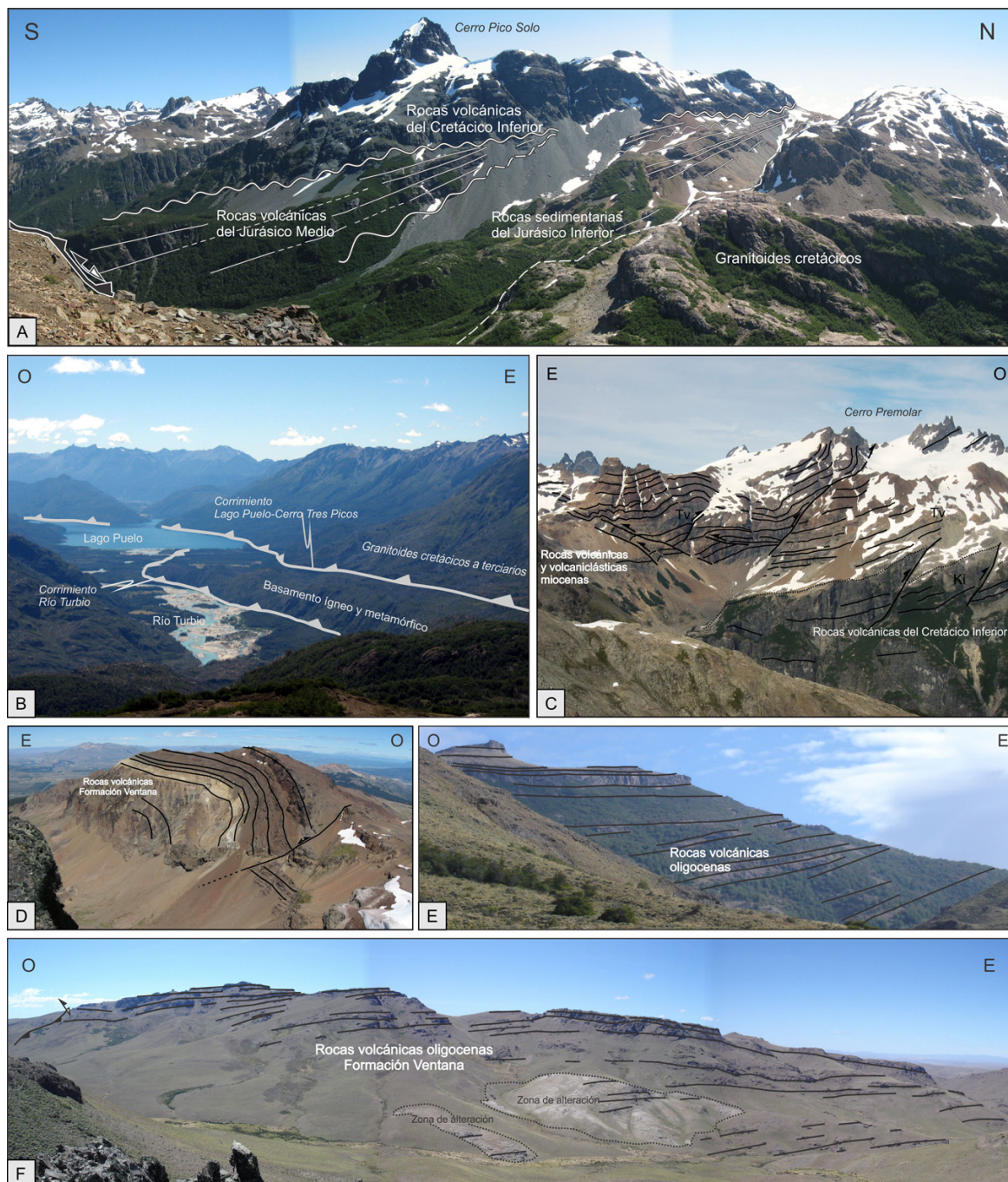


Fig. 19. A. Cuña extensional parcialmente invertida que aflora en el faldeo del cerro Pico Solo al oeste del cerro Plataforma (ubicación en Fig. 17). La base está representada por una sucesión clástica de edad jurásica temprana de -197 Ma (U-Pb en circones, Orts *et al.* 2012), cubiertas en discordancia angular por sucesiones volcánicas del Jurásico medio con geometría de cuña. Luego se disponen, en marcada discordancia angular, las rocas volcánicas del Grupo Divisadero de edad cretácica inferior alta. B. Retrocorrimientos en el área del lago Puelo - cerro Plataforma que levantan el basamento paleozoico y los granitoides cretácicos a cenozoicos del cerro Tres Picos (vista hacia el norte desde la base del cerro Plataforma). C. Rocas volcánicas deformadas del Mioceno que cubren a rocas del Grupo Divisadero en el cerro Premolar. D, E, F. Cuñas extensionales con distinto grado de inversión tectónica en la Formación Ventana en los cordones Rivadavia, Leleque y El Maitén Oriental, respectivamente (modificado de Orts *et al.* 2012, Echaurren *et al.* 2016, Fernández Paz *et al.* 2018; ubicación en Fig. 17).



bre los flancos de las estructuras cenozoicas (Ramos *et al.* 2011, Orts *et al.* 2012, Ramos *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016).

Estilo de deformación y reactivación de estructuras en la Cordillera Patagónica Septentrional y el sector precordillerano aledaño. Los corrimientos de vergencia oriental, así como las estructuras doble-vergentes y retro-corrimientos, definen amplias fajas de deformación con una vergencia general hacia el este que son típicas de este sector (Figs. 17 y 18).

La mayor parte de la deformación de piel gruesa estaría relacionada a la inversión de depocentros extensionales previos (Giacosa y Heredia 2004a), aunque las partes internas (occidentales) pueden estar acomodando contracción por medio de otros mecanismos como fallas primarias de alto ángulo con componente transpresiva relacionadas a ramificaciones de la zona de fallas de Liquiñe Ofqui (Lavenu y Cembrano 1999, Thomson 2002). También algunos de estos corrimientos de piel gruesa son insertados en los estratos cenozoicos conformando estructuras frontales como han sido documentados en el sector norte de la cuenca de Ñirihuau - Ñorquinco (Giacosa *et al.* 2005, Bechis y Cristallini 2006, Bechis *et al.* 2014, Orts *et al.* 2015).

Las fallas normales posteriormente invertidas, se relacionan a dos etapas extensionales principales:

- a) Etapa del Jurásico temprano a medio: se vincula con la acumulación de unidades volcanosedimentarias (Formación Piltriquitrón y equivalentes). Estas sucesiones fueron datadas para el ámbito de la Cordillera Norpatagónica en -197 Ma como edad máxima de sedimentación para este conjunto de estratos (Orts *et al.* 2012). Estas unidades son relacionadas a un sistema de intrarco coetáneo con la intrusión del Batolito Subcordillerano, así también como con el desarrollo progresivo de la cuenca de Cañadón Asfalto en la zona del antepaís (Fig. 19a; Giacosa y Heredia 2004b, Suárez y Márquez 2007, Cúneo *et al.* 2013, Figari *et al.* 2015).
- b) Etapa del Eoceno tardío a Mioceno temprano: se relaciona a la ocurrencia de la faja magmática de El Maitén (Rapela *et al.* 1988, Fernández Paz *et al.* 2018; Fig. 17). Este volcanismo, en ocasiones interdigitado con secciones marinas y a su vez cubierto por otra sección marina que pasa a continental

(Ramos 1982, Cazau *et al.* 1989, Bechis *et al.* 2014), ha sido relacionado a procesos sinextensionales en base a su geoquímica (Rapela *et al.* 1988, Aragón *et al.* 2011, Fernández Paz *et al.* 2018), y a evidencias de campo donde se documentaron geometrías en cuña para estas secciones oligocenas (Fig. 19d, e, f; Orts *et al.* 2012, Echaurren *et al.* 2016, Fernández Paz *et al.* 2018). Esta etapa extensional fue descrita a su vez por medio de datos sísmicos y de pozo en las secciones basales de la Formación Ñirihuau (Mioceno inferior; Mancini y Serna 1989, Giacosa *et al.* 2005, Orts *et al.* 2015).

Levantamiento andino neógeno y sedimentación sinorogénica. Las estructuras neógenas se asocian espacialmente con la cuenca de Ñirihuau - Ñorquinco (Figs. 14, 17, 18; Giacosa y Heredia 1999, 2004a, Paredes *et al.* 2009, Bechis *et al.* 2014). Las facies proximales asociadas con el frente deformacional emergente presentan discordancias progresivas que son indicativas de sedimentación al momento de la deformación (Figs. 18, 20; Ramos *et al.* 2011, 2015, Orts *et al.* 2012).

Esta cuenca se encuentra dividida en dos depocentros principales, una depozona frontal abierta y amplia conocida como la cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco, con alternancia de sistemas aluviales, fluviales y lacustres y la subcuenca de El Bolsón con predominancia de depósitos marinos localizada en un depocentro en el sector cordillerano (Figs. 17, 18; ver Bilmes *et al.* 2021 este volumen y referencias allí citadas). Este depocentro occidental ha sido interpretado como una cuenca de *piggy-back* transportada a medida que avanzaba el frente de deformación en la cuenca frontal (Fig. 18a; Giacosa y Heredia 2004b). Aquí, estratos de crecimiento en el cerro Plataforma, han sido datados por el método U-Pb en circones en 18,3 Ma (Fig. 20a; Orts *et al.* 2012), mientras que estratos de crecimiento ubicados más al sur en otro depocentro aislado en base del cordón Rivadavia (Echaurren *et al.* 2016) arrojaron edades comprendidas entre 16,9 y 12,5 Ma (Butler *et al.* 2020).

El relleno sedimentario de la cuenca de Ñirihuau - Ñorquinco alcanza más de 3.500 m en el sector norte de la faja plegada y corrida, mientras que en su sector sur, en la provincia de Chubut y en la transición con el sistema precordillerano, alcanza espesores de hasta

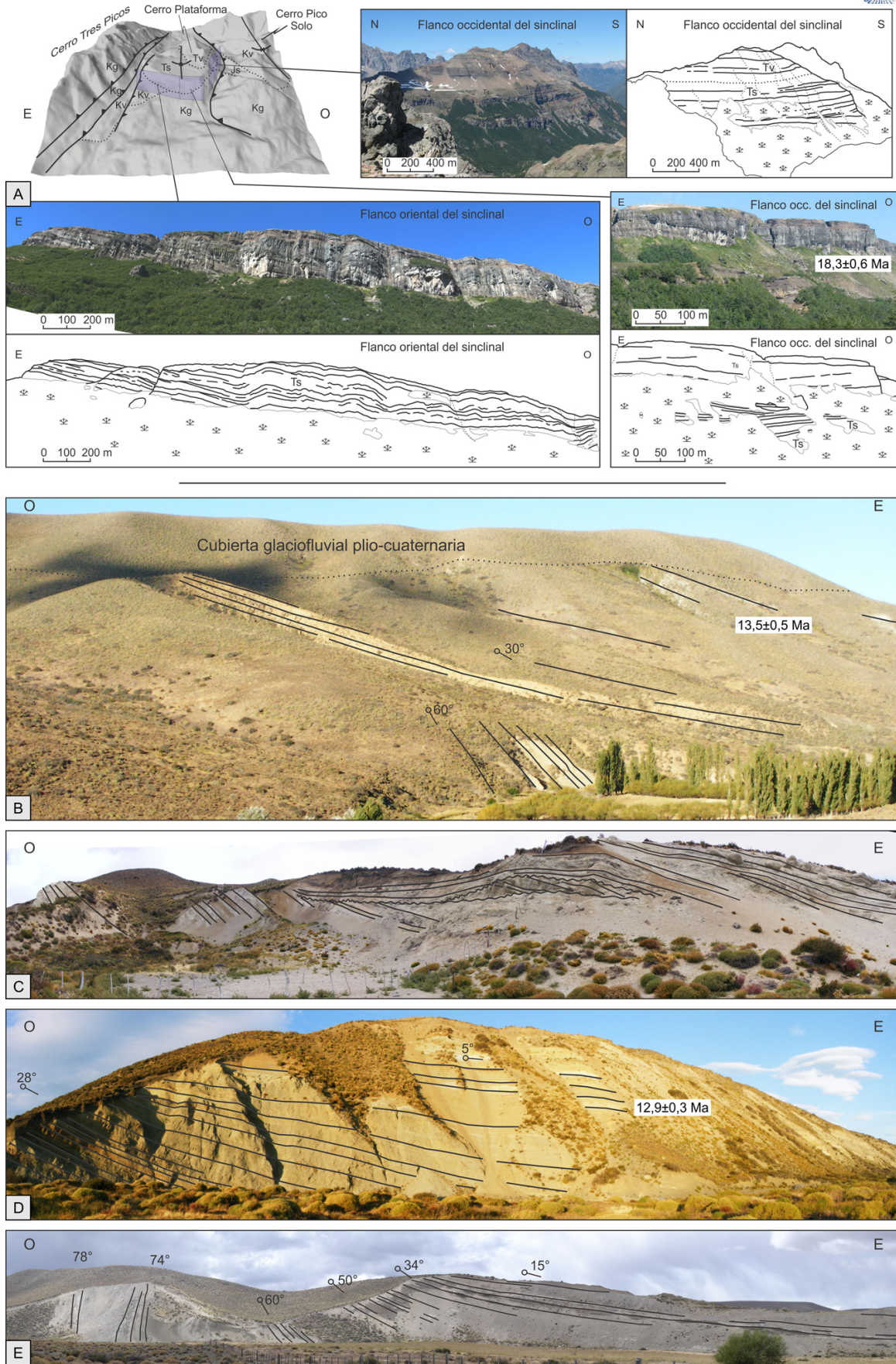


Fig. 20. A. Estratos de crecimiento en las sucesiones sedimentarias con relaciones de onlap hacia ambos flancos del sinclinal del cerro Plataforma (ubicación del área en Fig. 17; modificado de Orts *et al.* 2012). Js: sucesiones del Jurásico inferior y medio; Kg: granitoides cretácicos; Kv: rocas volcánicas del Grupo Divisadero; Ts: Formación Cerro Plataforma; Tv: rocas volcanoclásticas miocenas. B, C, D, E. Estratos de crecimiento, discordancias angulares y progresivas en las sucesiones sedimentarias de las formaciones Ñirihuau y Collón Curá asociados a las estructuras que produjeron el levantamiento del cordón de El Maitén Oriental (ubicación en Fig. 17; modificado de Ramos *et al.* 2015).



3.000 m, como al oeste del cordón oriental del El Maitén (Figs. 17, 18a). Allí se han descripto discordancias progresivas en secciones medias de la Formación Ñirihuau cuyas edades fueron establecida mediante U-Pb en circones entre 14-13 Ma (Fig. 20b, c, d). En este sector, el principal depocentro de la Formación Collón Cura se encuentra desplazado hacia el este por el avance del frente de deformación. Esta unidad también se encuentra asociada a discordancias progresivas y estratos de crecimiento (Fig. 20e; Ramos *et al.* 2011, 2015, Orts *et al.* 2012, Echaurren *et al.* 2016), datados en 11,2 Ma (Ramos *et al.* 2015). Estas relaciones junto con las descriptas en la región de Gastre (Fig. 14; Bilmes *et al.* 2013, Bilmes *et al.* 2021 este volumen) indican una rápida y amplia progresión de la deformación de la faja plegada y corrida andina a estas latitudes.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adriasola, A.C., Thomson, S.N., Brix, M.R., Hervé, F. y Stöckhert, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Sciences* 95(3): 504-528.
- Allard, J. 2015. Arquitectura, estilos fluviales y controles externos sobre la sedimentación continental del Cretácico en la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina Ph.D. Thesis, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Facultad de Ciencias Naturales, 526 pp.
- Allard, J., Giacosa, R. y Paredes, J. 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación Los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 18º Congreso Geológico Argentino, Actas CD: 998-999, Neuquén.
- Allard, J., Foix, N., Bueti, S., Sánchez, F. y Atencio, M. 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina): Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group. *Journal of South American Earth Sciences* 97, 102405.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509, 218-237. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.012>
- Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C.E. y Aguilera, Y.E. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore-to back-arc. *Geosciences Frontiers* 4, 377-388. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2012.12.004>
- Aragón, E., Castro, A., Giacosa, R., Rodríguez, C., D'Eramo, F., Pinotti, L., Díaz-Alvarado, J., Aguilera, Y., Cavarozzi, C., Demartis, M., Hernando, I., Fuentes, T. y Ribot, A. 2017. El batolito Munro: magmatismo post-orogénico Paleoceno en el *rift* de los Patagonides: Patagonia extrandina. 20º Congreso Geológico Argentino, Actas S12: 13-18, S.M. Tucumán.
- Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J., Pinotti, L., D'Eramo, F., Demartis, M., Coniglio, J., Hernando, I. y Rodríguez, C. 2018. Mantle derived crystal-poor rhyolitic ignimbrites: Eruptive mechanism from geochemical and geochronological data of the Piedra Parada caldera, Southern Argentina. *Geoscience Frontiers* 9: 1529-1553.
- Ardolino, A.A. y Franchi, M. 1993. El Vulcanismo cenozoico de la Meseta de Somún Curá - Provincias de Río Negro y Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235. Buenos Aires
- Ardolino, A., Lizuain, A., Salani, F. y Pezzuchi, H. 2017. Hoja Geológica. 4369-II Gan Gan, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, (inédito), Buenos Aires.
- Basei, M.A., Varela, R., Passarelli, C., Siga Jr., O., Cingolani, C., Sato, A.M. y González, P.D. 2005. The crystalline basement in the north of Patagonia: isotopic ages and regional characteristics. En: Pankhurst, R., Veiga, G. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. Abstracts, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, 62.
- Bechis, F. y Cristallini, E.O. 2006. Inflexiones en estructuras del sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 18-25.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V.A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41°-43° S): Paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 72-93.
- Bilmes, A. 2012. Caracterización estratigráfica, sedimentológica y estructural del sistema de bajos neógenos de Gastre, provincias de Río Negro y de Chubut. Universidad Nacional de La Plata, La Plata 219.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J., Veiga, G. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland:



- the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Veiga, G.D. y Franzese, J.R. 2014. Relleno intermontano en el antepaís fragmentado patagónico: Evolución neógena de la cuenca de Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 311-330.
- Bucher, J., García, M., López, M., Milanese, F., Bilmes, A., D'Elia, L., Naipauer, M., Sato, A.M., Rapalini, A. y Franzese, J. 2019a. Tectonostratigraphic evolution and timing deformation in the Miocene Paso del Sapo Basin: Implications for the Patagonian broken foreland. *Journal of South America Earth Sciences* 94. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102212
- Bucher, J., Milanese, F.N., López, M., García, M., Elia, L.D., Bilmes, A., Naipauer, M., María, A., Funes, D., Rapalini, A., Valencia, V.A., Ventura, R., Hauser, N., Cruz, L., Franzese, J. y Lil, C. 2019b. U-PB geochronology and magnetostratigraphy of a north Patagonian syn-orogenic Miocene succession: Tectono-stratigraphic implications for the foreland system configuration. *Tectonophysics* 766: 81-93.
- Butler, K.L., Horton, B.K., Echaurren, A., Folguera, A. y Fuentes, F. 2020. Cretaceous-Cenozoic growth of the Patagonian broken foreland basin, Argentina?: Chronostratigraphic framework and provenance variations during transitions in Andean subduction dynamics. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102242.
- Busteros, A., Lema, H., Giacosa, R. y Zubia, M. 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 241, 85 pp., Buenos Aires.
- Busteros, A., Silva Nieto, D. A., Lagorio, S. y Lizuaín, A. 2008. Depósitos laháricos jurásicos al Nordeste de Gastre, Chubut. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 817-818, S.S. Jujuy.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M. y Liu, D.-Y. 2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4): 508-530.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J. y Spalletti, L. 1989. Cuenca de Ñirihuau. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 299-318. Tucumán, Argentina.
- Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V. 1975. Tectónica de basamento en la región occidental del Macizo Norpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30, 3: 361-383.
- Cortés, J. M. 1987. Descripción Geológica de la Hoja 42h, Puerto Lobos, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 202, 95 pp., Buenos Aires.
- Cordenons, P.D. 2017. Geología y petrología del Complejo Volcánico Sierra de los Chacays, Provincia de Chubut, Patagonia extraandina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Cúneo, N., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A. y Bowring, S. 2013. High-precision U-Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Canadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research* 24 (3-4): 1267-1275.
- De Alba, E. 1964. Descripción geológica de la Hoja 41j, Sierra Grande, provincia de Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 97, 70 pp., Buenos Aires.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°-44° S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677: 99-114.
- Fernández Paz, L., Litvak, V.D., Echaurren, A., Iannelli, S.B., Encinas, A., Folguera, A. y Valencia, V. 2018. Late Eocene volcanism in North Patagonia (42°30'-43°S): Arc resumption after a stage of within-plate magmatism. *Journal of Geodynamics* 113: 13-31.
- Feruglio, E. 1949. Descripción Geología de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Tomo I 334 pp., Buenos Aires.
- Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, S., Martínez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas, 197-237. Buenos Aires.
- Figari, E., Scasso, R., Cúneo, R. y Escapa, I. 2015. Estratigrafía y Evolución geológica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22 (2): 135-169.
- Franzese, J., Días, G. y Dalla Salda, L. 1992. Las estructuras de las Metamorfitas Cushamen, Provincia de Chubut. VI Reunión Microtectónica. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Monografías, 8: 27-30.
- García Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2009. Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences* 98: 1599-1608.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 1999. La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos entre los 41° y 42°S, SO de Argentina, *Acta Geológica Hispánica* 32 (1): 103-111.
- Giacosa, R. y Paredes, J. 2001. Estructura de las metamorfitas del Paleozoico temprano en el



- arroyo Salado. Macizo Nordpatagónico, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (2): 141-149.
- Giacosa, R., Heredia, N., Césari, O. y Zubia, M. 2001. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche (provincias de Río Negro y Neuquén). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 279, 67 pp., Buenos Aires.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2004a. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18: 61-72.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2004b. Estructura de los Andes Nordpatagónicos en los cordones Piltriquitrón y Serrucho y en el valle de El Bolsón. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 91-102.
- Giacosa, R., Márquez, M., Nillni, A., Fernández, M., Parisi, C., Afonso, J., Paredes, J. y Sciutto, J. 2004c. Litología y estructura del basamento ígneo-metamórfico del borde SO del Macizo Nordpatagónico al oeste del río Chico, (Cushamen, Chubut, Argentina; 42°10' S - 70° 30' O). *Revista Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 569-577.
- Giacosa, R.E., Afonso, J.C., Nemesio Heredia, C. y Paredes, J. 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 157-170.
- Giacosa, R., Márquez, M. y Fernández, M. I. 2008. Estructura e interpretación tectónica del granito milonítico La Rueda: región central del Chubut. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas, 835-836, S.S. Jujuy.
- Giacosa, R., González, P., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S. y Rossi, A. 2014. Complejo ígneo-metamórfico Cáceres: una nueva unidad metamórfica de alto grado en el basamento de Gastre, Macizo Nordpatagónico (Chubut). 19° Congreso Geológico Argentino, Actas S21-19:1450-1451, Córdoba.
- Giacosa, R., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S. y Hernando I. 2017. Estructuras preandinas y andinas en la región occidental del Macizo Nordpatagónico (41°-43°S). 20° Congreso Geológico Argentino, Actas ST13: 60-65, S.M. Tucumán.
- Giacosa, R. 2020. Basement control, sedimentary basin inception and early evolution of the Mesozoic basins in the Patagonian foreland. *Journal of South American Earth Sciences* 97, 102407.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M., 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649, 81-99.
- González, P., Greco, G., Varela, R., Naipauer, M., Sato, A.M., Llambías, E., García, V. y Campos, H. 2011. Patrón metamórfico invertido en la Formación El Jagüelito de la Herradura del Salado, basamento Norpatagónico, Río Negro. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD 85-86, Neuquén.
- González, P.D., Sato, A.M., Varela, R., Greco, G., Naipauer, M., Llambías, E. y Basei, M. 2014. Metamorfismo y estructura interna de la Formación El Jagüelito en el arroyo Salado Inferior, Macizo Norpatagónico, Río Negro. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, T8-22, Córdoba.
- González, P., Sato, A.M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M., Sato, K., Llambías, E., Chemale, F. y Castro Dorado, A. 2018. Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks. *Gondwana Research*, 63 186-225.
- González, P.D., Naipauer, M., Sato, A.M. Varela, R., Basei, M., Cábana, M.C., Vlach, S., Arce, M. y Parada, M. 2020. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of the Transpatagonian Orogen related to Gondwana assembly. *International Journal of Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01939-0>
- González, P.D., Giacosa, R., Lagorio, S., Ballivian Justiniano, C., Sato, A.M., Cábana, M.C., Basei, M., Busteros, A. y Silva Nieto, D. 2021a. U-Pb geochronology of the meta-volcanic rocks from Sierra de Calcatapul: implications for the Middle Triassic syn-rift volcanism and tectonic evolution of northern extra-Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 103170.
- González, P.D., Giacosa, R., Oriolo, S., Schulz, B., Lagorio, S., Ballivian Justiniano, C., Sato, A.M., Cábana, M.C., Basei, M., Krause, J., Busteros, A. y Silva Nieto, D. 2021b. U-Th-Pb petrochronology and Paleozoic tectonic-metamorphic evolution of Central Patagonia revisited. *Earth-Science Reviews*. Enviado a publicar y aún no aceptado.
- González Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao, provincia de Río Negro. Fundación Bariloche, Publicación Departamento Recursos Naturales y Energía 16: 1-53.
- Gordon, A. y Ort, M.H. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en la provincias de Río Negro y Chubut (41°-42°30' L.S.). 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 120-127, Mendoza.
- Haller, M. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 43h, Puerto Madryn, Provincia del Chubut (1:200.000). Servicio Geológico Nacional, Boletín 184, 49 pp., Buenos Aires.
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V.A., Pankhurst, R.J. y Suárez, M. 2000. The Southern Andes, En: Cordani, U.G. *et al.* (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. International Geological Congress, Rio de Janeiro: 605-634.



- Hervé, F., Haller, M., Duhart, P. y Fanning, M. 2005. Shrimp U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. XVI Congreso Geológico Argentino Actas II: 97-100, La Plata.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C. y Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology* 45 (3): 301-317.
- Iannelli, S.B., Litvak, V.D., Fernández Paz, L., Folguera, A., Ramos, M.E. y Ramos, V.A. 2017. Evolution of Eocene to Oligocene arc-related volcanism in the North Patagonian Andes (39-41°S), prior to the break-up of the Farallon plate. *Tectonophysics* 696-697: 70-87.
- Japas, S. 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 91-121.
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Gorring, M.L. y Ramos, V.A. 2007. The Somuncura large igneous province in Patagonia: Interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology* 48: 43-77.
- Keidel, J. 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales* 4: 251-312.
- Lavenu, A. y Cembrano J. 1999. Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21(12): 1669-1691.
- Limarino, C., Massabie, A., Rossello, E., López Gamundí, O., Page, R. y Jalfín, G. 2000. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 29: 319-348.
- Márquez, M. 2005. Las milonitas del Granito La Rueda; sus connotaciones geológicas y tectónicas. XVI Congreso Geológico Argentino Actas I: 367-368, La Plata.
- Márquez, M. y Giacosa, R. 2000. Deformaciones dúctiles paleozoicas y corrimientos terciarios en el Neopaleozoico del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (4): 398-402.
- Navarrete, C.R., Gianni G., Echaurren, A. y Folguera, A. 2018. Lower Jurassic to Early Paleogene Intraplate Contraction in Central Patagonia. En: Folguera *et al.* (Eds.), *The evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 10, 245-271, Springer Earth System Sciences.
- Navarrete, C., Gianni, G., Christiansen, R., Kamerbeek, Y., Periale, S. y Folguera, A. 2019. Jurassic intraplate contraction of southern Patagonia: The El Tranquilo Anticline area, Deseado Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 94. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102224>
- Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J. y Ramos, V.A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S). *Tectonics* 31: 1-24.
- Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M., Ruiz, F., Rojas Vera, E. y Lince Klinger, F. 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics* 86: 26-41.
- Paredes, J.M., Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2009. Sedimentary evolution of Neogene continental deposits (Ñirihuau Formation) along the Ñirihuau River, North Patagonian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28(1): 74-88.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society* 156 (4): 673-694.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76, 235- 257.
- Petersen, C.S. y González Bonorino, F. 1947. Observaciones geológicas en el Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2 (3): 177-222.
- Proserpio, C. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut (1:200.000). Ministerio de Economía, Secretaría del Estado de Minería, Boletín 159, 76 pp., Buenos Aires.
- Ramos, M.E., Orts, D.L., Calatayud, F., Pazos, P.J., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011. Estructura, estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca de Ñirihuau en las nacientes del río Cushamen, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 210-224.
- Ramos, M.E., Tobal, J.E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D.L., Giménez, M. y Ramos, V.A. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (?42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 64: 467-485.
- Ramos, V.A. 2015. Evolución de la cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72 (1), 16-24.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 1: 75-88.
- Rapela, C., Días, G., Franzese J., Alonso, G. y Benvenuto A. 1991. El Batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 121-138.
- Rapela, C. y Pankhurst, R. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault



- System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey B. C. *et al.* (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Break-Up, Geological Society of London Special Publication 68: 209-220.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Hervé, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. En: Vaughan, A.P.M. *et al.* (Eds.), Terrane Processes at the Margins of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 246(1): 217-239.
- Ranalli, J., Peroni, G., Boggetti, D. y Manoni, R. 2011. Cuenca Cañadón Asfalto, modelo tectosedimentario. Simposio Cuencas Argentinas: visión actual, VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas, visión actual: 185-215, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Buenos Aires.
- Rapalini, A. 1998. Syntectonic magnetization of the mid-Paleozoic Sierra Grande Formation: further constraints on the tectonic evolution of Patagonia. *Journal of the Geological Society* 155: 105-114.
- Remesal, M.B., Méndez, M.J. y Gagliardo, M.L. 2002. Petrología de la secuencia volcánica cenozoica en el área del arroyo Ranquil Huao: Meseta de Somún Curá. *Patagonia Extraandina. Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3): 260-270.
- Renda, E., Oriolo, S. y Vizán, H. 2017. Comparación estructural entre dos unidades de la Formación Mamil Choique: granitoide de Sierra del Medio (~253 Ma) y granodiorita Paso del Sapo (~314 Ma). 20º Congreso Geológico Argentino, Actas 141-145, S.M. Tucumán.
- Renda, E., Álvarez, D., Prezzi, C., Oriolo, S. y Vizán, H. 2019. Inherited basement structures and their influence in foreland evolution: A case study in Central Patagonia, Argentina, *Tectonophysics* 772, 228232.
- Ruiz, L. 2006. Estudio sedimentológico y estratigráfico de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán en el valle medio del río Chubut. Trabajo final de licenciatura (inédito), 98 pg., Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, C., Paolini, M. y Zattin, M. 2016. (Un)coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonia Andes: new insights from the Esquel-Gastre sector (41°30' - 43° S). *Tectonics* 35: 2636-2656.
- Sepúlveda, E.G. y Viera, R.M. 1980. Geología y área de alteración en el cerro Colorado y alrededores, Chubut noroccidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (2): 195-202.
- Silva Nieto, D., Cabaleri, N., Salani, F., González Díaz, E. y Coluccia, A. 2002. Hoja Geológica 4639-27, Cerro Cóndor, provincia del Chubut. *Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín* 328, 74 pp., Buenos Aires.
- Skármeta, J. y Charrier, R. 1976. Geología del sector fronterizo de Aysén entre los 45° y 46° de latitud sur, Chile. 4º Congreso Geológico Argentino., Actas 1: 267-286, Bahía Blanca.
- Suárez, M. y Márquez, M. 2007. A Toarcian retro-arc basin of central Patagonia (Chubut), Argentina: Middle Jurassic closure, arc migration and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 34(1): 63-79.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F. y Padva, D. 2011. Cuenca del Golfo San Jorge. 8 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas, visión actual, 139-183, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Buenos Aires.
- Thomson, S.N. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin* 114(9): 1159-1173.
- Varela, R., Basei, M., Sato, A., Siga Jr., O., Cingolani, C. y Sato, K. 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1, 71-76.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. y Passarelli, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes Norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica, *Revista Geológica de Chile* 32(2): 167-187.
- Varela, R., Sato, K., González, P.D., Sato, A.M. y Basei, M. 2007. Descifrando la edad y significado del plutonismo Paleozoico en Sierra Grande, Noreste Patagónico, Argentina. 5º Congreso Uruguayo de Geología, Abstract 132, Montevideo, Uruguay, 1p.
- Varela, R., Sato, K., González, P., Sato, A. y Basei, M. 2009. Geología y geocronología Rb-Sr de granitoides de Sierra Grande, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 274-283.
- Varela, R., González, P., Basei, M., Sato, K., Sato, A., Naipauer, M., García, V., González, S. y Greco, G. 2011. Edad del Complejo Mina Gonzalito: Revisión y nuevos datos. 18º Congreso Geológico Argentino, Abstracts CD, 127-128. Neuquén.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42º y 42º 30' y los meridianos 70º y 71º. *Revista Asociación Geológica Argentina* 19 (2): 85-107.
- Von Gosen, W. 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 591-623.



- Von Gosen, W. 2009. Stages of Late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geological Magazine* 146 (1): 48-71.
- Von Gosen, W. y Loske, W. 2004. Tectonic History of Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the "Gastre Fault System". *Journal of South American Earth Sciences* 18: 73-88.
- Zaffarana, C., Montenegro, T. y Somoza, R. 2014. The host rock of the Central Patagonian Batholith in Gastre: further insights on the Late Triassic to Early Jurassic deformation in the region. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (1): 106-126.
- Zaffarana, C., Lagorio, S., Orts, D., Busteros, A., Nieto, D.S., Giacosa, R., Ruiz González, V., Boltshauser, B., Puigdomenech Negre, C., Somoza, R. y Haller, M. 2018. First geochemical and geochronological characterization of Late Cretaceous mesosilicic magmatism in Gastre, Northern Patagonia, and its tectonic relation to other coeval volcanic rocks in the region. *Geological Magazine* 1-10.
- Zanettini, J.C.M. 1981. La Formación Sierra Grande (provincias de Río Negro y Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (2): 160-179.