

LAS EXPANSIONES DEL ARCO VOLCÁNICO EN LOS ÚLTIMOS 100 MILLONES DE AÑOS COMO FACTOR CONDICIONANTE DE LOS PROCESOS DE CONSTRUCCIÓN OROGÉNICA EN LOS ANDES DEL SUR

Andrés Folguera y Victor A. Ramos

Laboratorio de Tectónica Andina del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (UBA-CONICET)
E-mail: andresfolguera2@yahoo.com.ar

Resumen

Los Andes del sur han sido construidos a través del acortamiento que sufriera la litósfera durante estadios discretos en los últimos 100 Ma. La primer fase de acortamiento ocurrió en el Cretácico superior al tiempo de desarrollo de dos áreas de expansión del magmatismo de arco, potencialmente ligadas a episodios de subducción somera, de 200 y 800 km de amplitud latitudinal respectivamente. Estas zonas progresaron hacia áreas más reducidas de expansión del magmatismo de arco en el Eoceno, cuando probablemente las losas subducidas casi anhidras se siguieron somerizando provocando un pulso de levantamiento andino en el antepaís. Segmentos localizados de estas zonas de subducción subhorizontales cretácicas superiores podrían haberse verticalizado prematuramente dando lugar a pulsos magmáticos de intraplaca en el Paleoceno. Durante el Oligoceno superior todas las zonas de subducción subhorizontales previas han colapsado, generándose procesos de inyección astenosférica a nivel de gran parte del retroarco de los Andes del sur. De igual manera la extensión avanza desde el antepaís hacia los sectores internos del orógeno. Durante un prolongado período de tiempo quedarán inhibidos los procesos de alzamiento orogénico en la región hasta el Mioceno superior cuando tres nuevas zonas de subducción subhorizontal de más de 400 km de amplitud se desarrollan, evidenciadas por expansiones del arco, contemporáneas a la reconstrucción de los Andes. Nuevamente estas áreas son reactivadas extensionalmente hacia 5 Ma probablemente en el marco del empinamiento de las zonas de subducción someras desarrolladas en el Mioceno, conviviendo con procesos de inyección astenosférica a nivel del retroarco. Mientras que parte de estas zonas de subducción someras pueden ser explicadas por el hundimiento en la trinchera, de litósfera oceánica joven cercana a una dorsal centrooceánica en proceso de colisión, en particular aquellas contemporáneas a la colisión de las dorsales de Aluk/Farallones y de Chile, otros mecanismos asociados a otras zonas son menos claros. La alternancia de zonas de subducción someras y su posterior empinamiento en los últimos 100 Ma en los Andes del sur permiten explicar el desarrollo espacial y temporal de los principales flujos magmáticos en el arco y retroarco, así como la formación de sistemas Precordilleranos al este de la cadena andina.

Palabras clave: Ascenso de montañas, secuencias sinorogénicas, magmatismo de arco y subducción subhorizontal

Abstract

Arc expansions in the last 100 My as a conditioning factor of orogenic processes in the Southern Andes. The southern Andes have been built through the stacking of crustal sheets in discrete periods during the last 100 My. The first important shortening took place in Late Cretaceous at the time of eastward arc

expansions potentially linked to two areas of subducted slab shallowings of 200 and 800 km wide respectively. These shallowings have progressed to two smaller flat slabs in Eocene times, where rather anhydrous subducted slabs generated a discontinuous arc emplaced in the foreland area at the time of mountain building. Discrete segments of the former Late Cretaceous slab shallowings would have fallen down at this time producing early slab steepening settings where within plate products and extensional basins developed such as in the southern Chubut province. Then Late Oligocene times coincide with the final steepening of the broad Late Cretaceous to Eocene shallow subduction zone with the emplacement of voluminous volcanic plateaux in central Patagonia and extensional basins in the hinterland zone. Lately a long quiescence period was interrupted by the development of three Miocene shallow subduction settings more than 400 km long each, evidenced by arc expansions and associated with Andean construction. Most of these areas were extensionally reactivated in the last 5 Ma at the time of retraction and steepening of formerly shallow subduction zones, being associated with voluminous mantle derived materials and shallow asthenospheric injection. While some of these shallow subduction configurations could be explained by subduction of highly buoyant oceanic lithosphere related to seismic ridges, in particular those of the Aluk/Farallones and Chilean ridges, other mechanisms remain more speculative. The alternation of shallow subduction zones and their steepening in the last 100 My in the southern Andes explain location and timing of main magmatic fluxes in the arc and retroarc areas, as well as the presence of coeval foreland mountain systems east of the Main Andes.

Keywords: Mountain uplift, synorogenic sequences, arc magmatism, slab shallowing.

Introducción

Desde los estudios pioneros de [1], existe conciencia acerca de que la construcción orogénica en los Andes del sur no ha sido un proceso continuo, sino que ha actuado en fases discretas, en particular, en el Cretácico superior, el Eoceno superior y el Mioceno superior.

Las principales discordancias angulares reconocidas, hoy desmembradas en sucesivas láminas superpuestas por corrimientos que conforman la faja plegada y corrida andina, fueron producidas en estos estadios mencionados, lo cual demuestra la existencia de largos períodos de ausencia de construcción orogénica durante los últimos 100 My. El hecho de que estas fases de construcción hayan constituido intervalos discretos que afectaron áreas restringidas de los Andes y en particular hayan coincidido con comportamientos “anómalos” del arco volcánico, ha sido escasamente discutido.

Los modelos de elevación digitales muestran que los Andes del sur son altamente variables en amplitud (Figura 1). Esta variabilidad se expresa en función de la existencia o no de sistemas montañosos precordilleranos, en particular de norte a sur el bloque de San Rafael, la Precordillera Neuquina, la Precordillera de Chubut, los Bernárdides y el macizo del Deseado occidental (Figura 1). Estos sistemas montañosos se han desarrollado diacrónicamente al este de los Andes Principales. Mientras que el bloque de San Rafael constituye un cordón Precordillerano en el sur de Mendoza, cuyo alzamiento ha sido determinado en Mioceno superior [2], la Precordillera Neuquina, la Precordillera de Chubut, los Bernárdides y el sector occidental del Macizo del Deseado habrían sido exhumados en forma previa en el Cretácico superior para luego reactivarse contraccionalmente en el Mioceno superior [3, 4, 5, 6, 7, 8].

Este trabajo describe la forma en la cual los Andes entre los 35° y los 54°S han crecido lateralmente a través del tiempo, invirtiendo sistemas de *rifts* y deformando prismas



Fig. 1. Principales rasgos tectónicos actuales en los Andes Centrales Australes y Patagónico Septentrionales. Note la presencia de sistemas montañosos ubicados al este de la zona de máximas alturas próxima al límite occidental de la placa Sudamericana. La presencia de estos sistemas precordilleranos produce grandes variaciones en amplitud del orógeno andino a estas latitudes. La línea gruesa blanca marca el límite oriental de la cordillera Principal.

sedimentarios alojados en el área de antepaís, durante tiempos específicos, conllevando a una morfología ampliamente variable según la latitud. Adicionalmente discute la distribución de rocas ígneas contemporáneas al proceso de crecimiento andino, particularmente sobre aquellas localizadas en la vertiente oriental andina. El objetivo principal es determinar un mecanismo común que pueda explicar la ocurrencia de fases contraccionales en los Andes del sur y su alternancia con períodos de relajamiento extensional, como función de las geometrías de subducción variables que pudieron alternarse en el tiempo.

Diversas propuestas entre las que se encuentran la de [9] (ver [10] por una revisión), han discutido la influencia decisiva que juega el desarrollo de zonas de subducción horizontal y subhorizontal en el crecimiento de fajas plegadas y corridas que experimentan bruscas ampliaciones laterales en el orden de los cientos de kilómetros. De la síntesis mencionada surge que la mayor parte del margen continental Sudamericano ha experimentado al menos alguna vez un episodio de subducción somero en los últimos 40 millones de años [9, 11, entre otros). Los Andes del sur han quedado fuera de este análisis debido a la ausencia parcial de propuestas equivalentes, con la remarcable excepción de las hipótesis expresadas en [12 y 13], que analizan la factibilidad de dos somerizaciones, una en el Eoceno superior y otra en el Cretácico superior respectivamente. Este trabajo explora estas hipótesis iniciales en el contexto del conocimiento actualizado acerca de la orogénesis en los Andes del sur.

Geología meso-cenozoica de los Andes Centrales Australes y Patagónico Septentrionales (35°-43°S)

Esta área se caracteriza por la presencia de un arco volcánico alojado en cercanías al área de divisoria de aguas, hacia la vertiente chilena andina (Figura 2) [14]. El basamento de los volcanes cuaternarios que constituyen el arco actual está formado por rocas magmáticas jurásicas a miocenas [15], que son predominantemente oligocenas a miocenas al norte de los 38°S, mientras que son cretácicas superiores y hasta miocenas al sur de esta latitud (Figura 3). Estas rocas magmáticas mesozoicas a neógenas constituyen una asociación calcoalcalina [16] con términos plutónicos que pasan a volcánicos sobre la vertiente oriental de los Andes a medida que la exhumación ha sido gradualmente menor [17, 18]. En general los intrusivos cretácicos, que constituyen los términos más voluminosos del magmatismo andino a estas latitudes, se alojan sobre la zona axial andina (Figura 2). Sin embargo, existen dos fajas de esta edad a más jóvenes hasta eocenas superiores que se han expandido sobre la vertiente oriental andina, a los 36°-38°S y al sur de los 41°S respectivamente (Figura 2) [12, 19, 20, 21, 22, 23).

El basamento de los volcanes del actual arco al norte de los 38°S, como fuera mencionado, está formado por depósitos volcanoclásticos oligocenos superiores a miocenos inferiores pertenecientes a las cuencas de Abanico y Cura Mallín (Figura 2), cuyo origen propuesto ha sido extensional [24-32]. Contemporáneos a estas acumulaciones, hacia el sur de los 38°S, se han emplazado en la región costanera pacífica basaltos poco diferenciados [33] y sobre la vertiente oriental andina basandesitas de la faja del Maitén [12, 20, 21].

A lo largo de estas cuencas terciarias andinas, plutones miocenos superiores se han emplazado [34]. Hacia el este intrusivos contemporáneos y sus equivalentes volcánicos se han esparcido sobre la vertiente oriental andina, particularmente en torno a los 36°30' S unos 500 km respecto de la trinchera oceánica y a los 42°S unos 300 km (Figura 2) [11, 35, 36, 37, 38].

Sobre el área de antepaís se desarrollan a estas latitudes grandes plateaus volcánicos, Particularmente entre los 34°30' y los 38°S un conjunto de lavas máficas e ignimbritas subordinadas se acumularon en dos períodos discretos conformando la Provincia efusiva de la Payenia. El más joven de estos estadios ocurrió a partir del Plioceno superior, mientras que las volcanitas que forman su basamento fueron eruptadas entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (Figura 2) [11, 31, 39, 40]. Ambas secciones volcánicas poseen impronta de intraplaca [32, 41]. Hacia el sur se desarrolla el plateau de Somuncura entre los 40° y los 43°30' S, otro plateau volcánico de composición máfica, ligado en estudios previos a la acción de un punto caliente de corta duración [11]. Estos plateaus volcánicos descriptos se asientan sobre secuencias sedimentarias de edad cretácica superior hasta neógena, alojadas en el área de antepaís (Figura 2). Particularmente entre los 36° y los 40°S, parcialmente cubierta por las volcanitas de la Payenia, se desarrolla la cuenca del Grupo Neuquén, cuya base fuera recientemente datada en 97 Ma [42]. A partir de la datación de zircones detríticos, esta cuenca se ha determinado posee una alimentación parcial del área andina, ausente en los términos de las secuencias directamente infrayacentes [42]. Este hecho es indicativo de que su origen es sinorogénico respecto de las fases de alzamiento iniciales de los Andes. Hacia el sur de los 41°S, una cuenca parcialmente contemporánea a la anterior es la cuenca del Grupo Chubut, también ligada a un origen sinorogénico [43]. Finalmente la región del antepaís es parcialmente cubierta por amplias cuencas sinorogénicas de edad neógena entre los 34° y los 40°S, cuyos detritos tienen una clara procedencia del área andina (Figura 2) [38, 44-46].

Geología meso-cenozoica de los Andes Patagónicos Meridionales (43°-52°S)

En el segmento andino localizado entre los 43° y los 52°S, uno de los rasgos más prominentes es el batolito patagónico con casi 200 km de ancho. Esta gran masa batolítica se

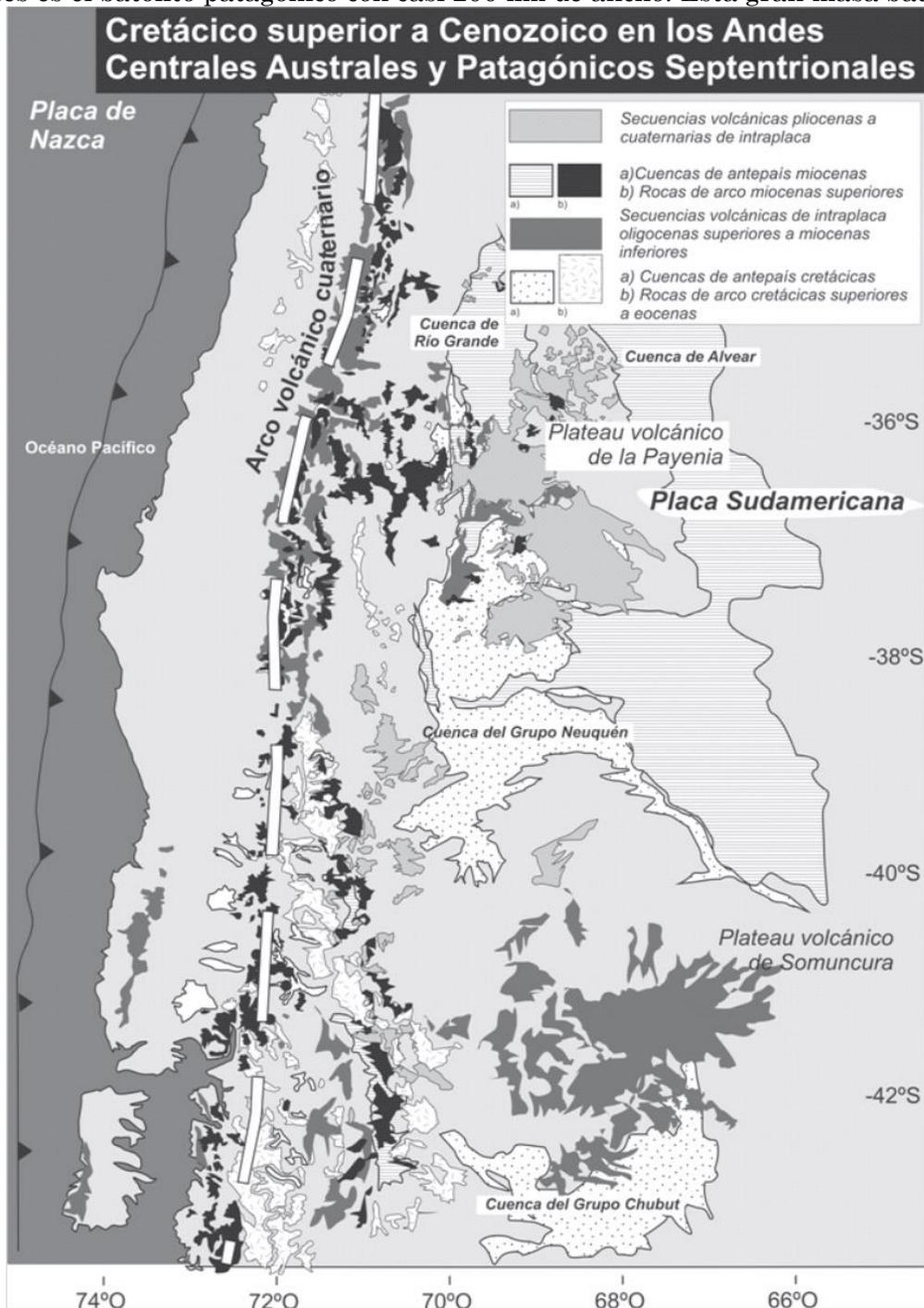


Fig. 2. Principales rasgos de los Andes Centrales Australes y Patagónicos Septentrionales. Note el desarrollo oriental anómalo de secuencias de arco cretácicas a eocenas y miocenas superiores respecto del arco volcánico cuaternario. Note también el desarrollo de grandes plateaus volcánicos de intraplaca.

compone de cuerpos con edades jurásicas superiores a neógenas, al igual que en el segmento norte anteriormente analizado, pero con un desarrollo areal mucho más importante (Figura 3). El arco volcánico actual se emplaza sobre estas rocas con la excepción del segmento comprendido entre los 44° y los 47°S que se ubica parcialmente sobre las secuencias

correspondientes a la cuenca de Traiguén (Figura 3), de composición volcánica y sedimentaria con una edad oligoceno superior a miocena inferior, cuya génesis ha sido ligada a procesos extensionales [47, 48]. Hacia el este se desarrollan sobre el área de antepaís grandes plateaus volcánicos contemporáneos a esta cuenca, tales como la Meseta Cuadrada, la Meseta de Kankel y Meseta Buenos Aires (Figura 3) [18, 49]. Esta última ha sido asociada a la formación de una

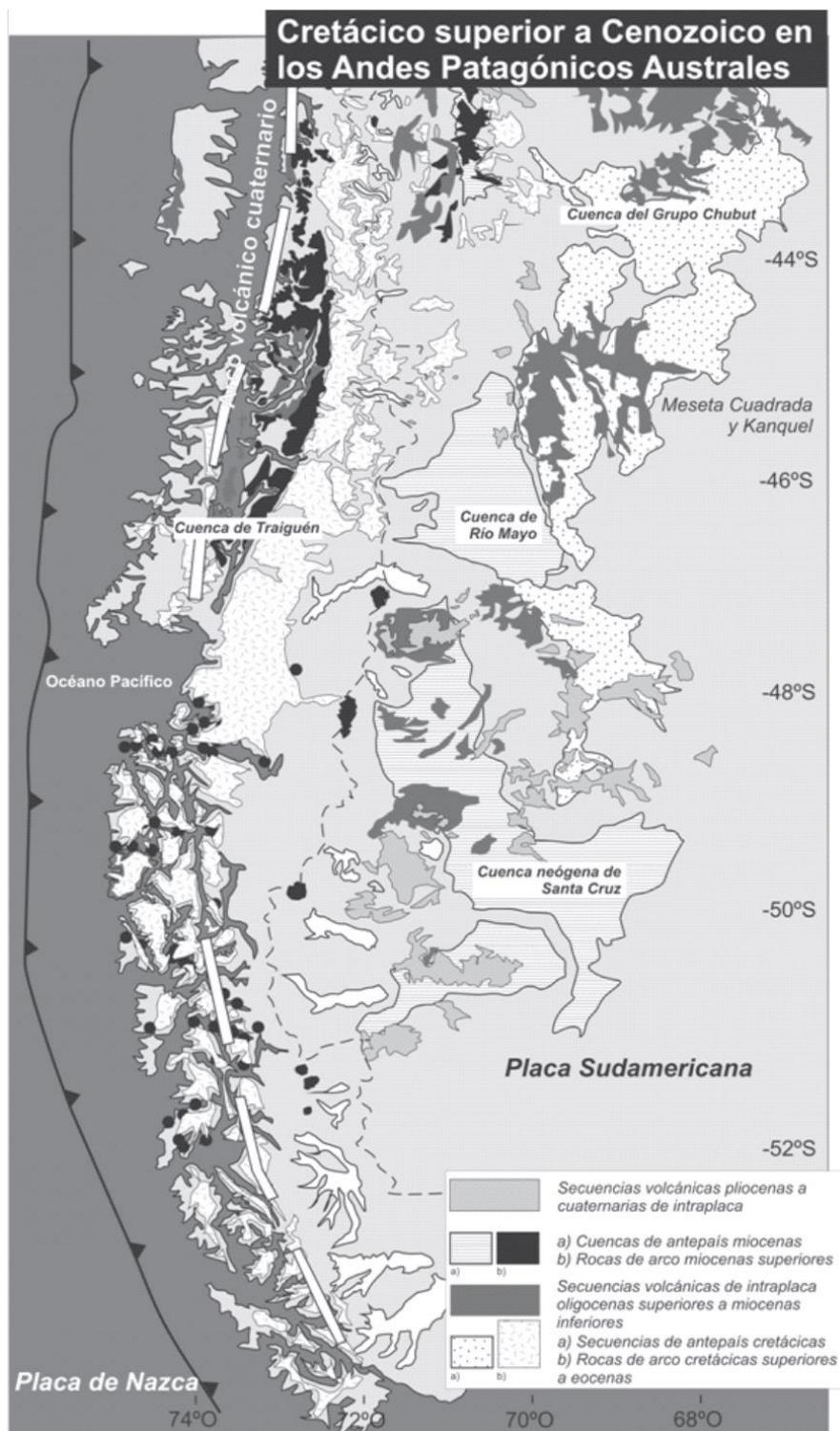


Fig. 3. Principales rasgos de los Andes Patagónicos Australes. Note las expansiones anómalas sobre la vertiente oriental andina de rocas con afinidad de arco de edad cretácica superior al norte de los 48°S y miocena superior hacia el sur. En forma equivalente al sector norte analizado se desarrollan grandes plateaus máficos en el área de antepaís.

ventana astenosférica al sur de los 46°S debido a la subducción de la dorsal sísmica de Chile que separa las placas Antártica y de Nazca (Figura 1) [50] en los últimos 14 millones de años. Estos plateaus volcánicos miocenos se encuentran al sur de los 46°S parcialmente superpuestos a plateaus volcánicos máficos de edad Eocena que conforman una faja discontinua de afloramientos entre los 47° y los 50°S (Figura 3) [18].

Como se ha mencionado, los cuerpos intrusivos neógenos están emplazados en el área andina preferentemente a través de este sector. Sin embargo al sur de los 47°S una serie de cuerpos miocenos superiores han alcanzado la zona extraandina (Figura 3). Éstos pertenecen a una zona de expansión del magmatismo neógeno que había sido identificada por [16] y cuya naturaleza ha sido determinada como de arco [51]. [52] han propuesto que la misma estaría relacionada a un episodio de somerización de la placa de Nazca en forma previa a la colisión del punto triple entre esta placa, la de Nazca y la Sudamericana. Más recientemente [53] han planteado la posibilidad sin embargo que dicha expansión pudiera relacionarse con erosión tectónica de la zona de antearco a estas latitudes.

Entre los 47° y los 52°S se desarrolla en el área de antepaís un amplio plateau volcánico cuaternario disectado por la acción glaciaria y fluvial (Figura 3). Estas secuencias volcánicas se emplazan sobre secuencias sedimentarias correspondientes al Grupo Chubut (ver sección anterior) y miocenas superiores pertenecientes a la cuenca de Santa Cruz, ambas asociadas a sedimentación sinorogénica durante las fases de alzamiento andino en la región [7, 51].

La evolución cretácica superior a eocena de los Andes de sur

Entre los 40° y los 48°S las secuencias e intrusivos cretácicos tardíos describen en planta una faja curvada hacia el este. Los productos orientales corresponden a secuencias volcánicas del Grupo Divisadero, una secuencia calcoalcalina relacionada con la actividad de un arco volcánico (Figura 4) [18, 54]. [55] demostraron a través de la datación sistemática de productos magmáticos que componen el batolito patagónico a estas latitudes, que el mismo creció lateralmente a través de la migración de la actividad magmática hacia el este desde los 140 Ma, alcanzando la vertiente oriental andina actual hacia los 100 Ma. El Grupo Divisadero constituye los términos volcánicos coetáneos a aquella actividad magmática más oriental (Figura 4). Estas secuencias han sido incorporadas en la faja plegada y corrida andina en forma previa a los 90 Ma [48, 56, 57], constituyendo los sectores más internos de la zona de deformación cretácica superior. Esta faja de deformación se habría expandido fuertemente hacia el este, en donde sistemas extensionales jurásicos fueron invertidos conformando los Bernárdides, un sistema precordillerano asociado a la cordillera Patagónica tal como fuera indicado en la Introducción (Figura 4) [5]. Esta faja de deformación oriental se ha producido con anterioridad a los 80 Ma hecho evidenciado por la discordancia angular que separa las secuencias cretácicas superiores de las secuencias volcánicas de la Formación tres Picos Prieto del Cretácico más alto (Figura 4) [58, 59]. Una vez deformado el antepaís con el consecuente desarrollo de los Bernárdides la transgresión atlántica maastrichtiana a daniana que cubriera amplias secciones de la plataforma patagónica, encontró en éstos una barrera infranqueable hacia el oeste [60, 61].

Entre los 36° y los 39°S se identifica una situación equivalente a la descrita, en la cual una faja de intrusivos y volcanitas cretácicas superiores se han desarrollado en la vertiente oriental de los Andes (Figura 4) [23, 62]. En forma equivalente a la expansión antes mencionada, estas rocas constituyen la posición más oriental de un tren de migración que

comienza en la depresión central chilena a estas latitudes en donde se alojan intrusivos cretácico superiores con afinidad de arco (Figura 4) [63]. Durante la migración de la actividad magmática hacia el este, en la vertiente occidental de los Andes a estas latitudes se desarrolló un *gap* en la actividad del arco [64]. Esta actividad magmática permaneció en el antepaís hasta el Eoceno superior, fecha a partir de la cual retrocedió extinguiéndose en la vertiente oriental andina [11, 62, 65].

En forma equivalente al sector antes mencionado, la deformación contraccional cretácica tardía avanzó diferencialmente entre los 36° y los 39°S en forma coincidente con la zona de expansión magmática cretácica a eocena, conformando la Faja plegada y corrida del Agrio, un cordón precordillerano al este de la cordillera Principal (Figuras 1 y 4). El estudio de

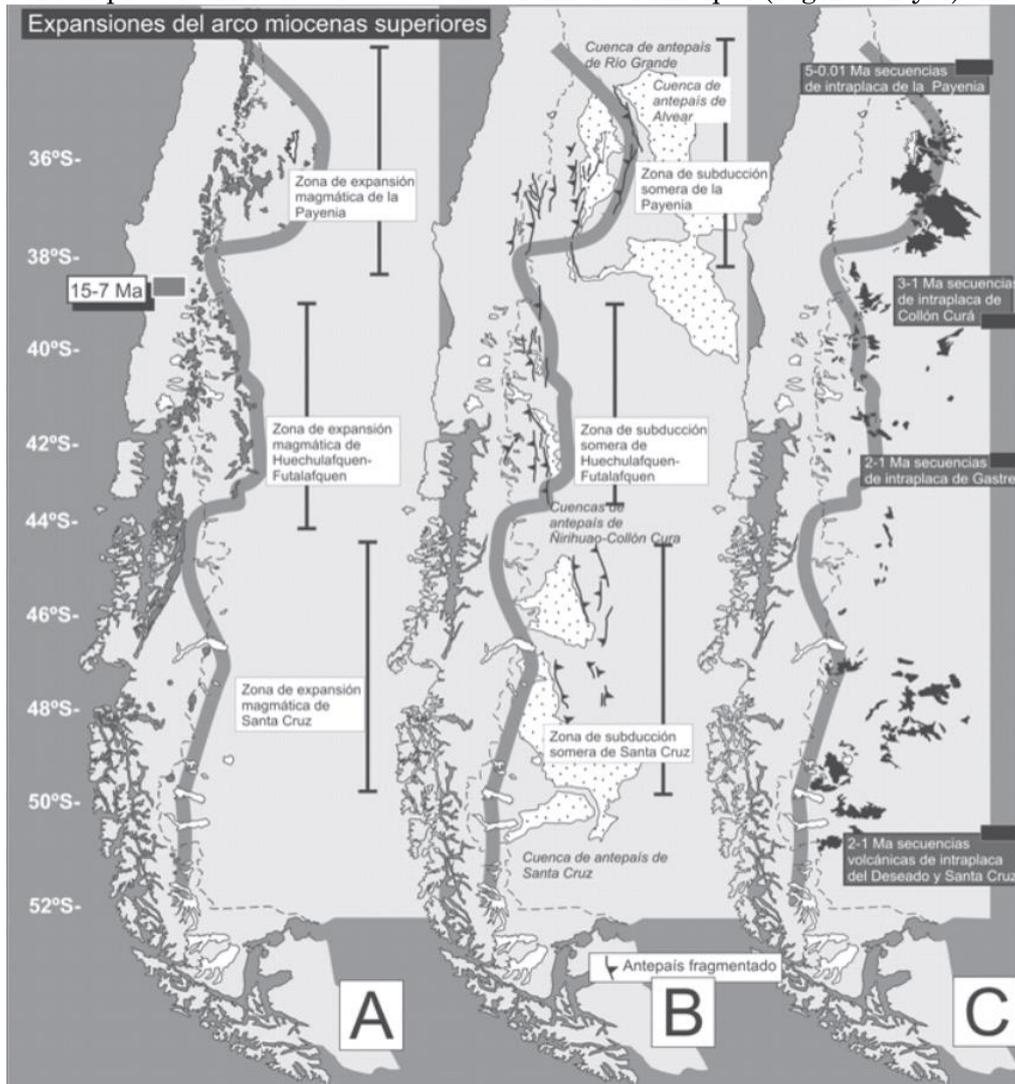


Fig. 4. A, B) Desarrollo de la faja plegada y corrida cretácica superior a eocena, batolito Patagónico oriental y propuesta de zonas de subducción someras: En el norte expansión magmática de Collipili asociada a la cuenca de antepaís de los Grupos Neuquén y Malargüe; hacia el sur la expansión magmática de Pilcaniyeu; y más hacia el sur la expansión magmática de Divisadero asociada a la cuenca de antepaís del Grupo Chubut. C) Las zonas que experimentaron expansiones del arco en el Cretácico superior-Eoceno son afectadas por extensos plateaus máficos en el área de antepaís desde el Cretácico más alto hacia el Oligoceno.

las trazas de fisión en secuencias mesozoicas del frente orogénico ha revelado una exhumación hacia los 90 Ma tiempo a partir del cual comenzaba a desarrollarse el tren de migración magmática hacia oriente [8].

Entre los 39° y los 42°S una tercer zona de expansión magmática cretácica superior a eocena se ha desarrollado (Figura 4) [12, 20, 21, 22, 66]. Los términos más orientales de dicha expansión pertenecen al cordón de Pilcaniyeu denominado así por [12, 20, 21]. Entre los 41° y los 43°30'S el cordón de Pilcaniyeu se sobrepone a la franja latitudinal cubierta por el Grupo Divisadero, mientras que hacia el sur la primer y más oriental faja desaparece (Figura 4). En su lugar lavas tholeíticas de la Formación Tres Picos Prieto datadas en 80 Ma se desarrollan en la región del antepaís [59]. Estas secuencias indican que al sur de los 43°30'S la actividad del arco hacia 80 Ma se extinguió en el área del antepaís, mientras que al norte de esta latitud fue continua hacia el Eoceno superior (Figura 4).

Al sur de los 43°30'S y hasta los 46°S entre el Cretácico más alto y el Eoceno un episodio de magmatismo máfico ocurrió cortando las estructuras contraccionales previamente creadas (Figura 4) [59, 67]. Estas secuencias se interdigitaban con secuencias marinas de procedencia atlántica que en el registro sísmico muestran un carácter sinextensional [68]. Este episodio volcánico derivó en la formación de cuencas sedimentarias interdigitadas con productos de intraplaca hacia el Oligoceno que ocuparon amplias regiones del retroarco [69, 70-73].

Finalmente, las dos proyecciones orientales del arco volcánico en el Cretácico superior que se instalan en el área de antepaís hasta el Eoceno coinciden con el desarrollo latitudinal de dos cuencas de antepaís en la región, la cuenca del Grupo Neuquén y la del Grupo Chubut (Figura 4). Mientras que la zona más septentrional aquí descrita se desarrolla entre los 90 y los 60 Ma siguiendo las edades de sus términos más occidentales y orientales [23, 43] y coincide con el desarrollo del Grupo Neuquén de menos de 97 Ma [42], la zona de expansión del arco meridional entre los 41° y los 48°S coincide con el del Grupo Chubut de edad Aptiana-Albiana [74].

La evolución tectónica oligocena a miocena temprana de los Andes del sur

Después del ciclo de expansiones del arco cretácicas a eocenas sobre la región del antepaís, entre los 36° y los 39°S se concentró actividad máfica e ignimbrítica subordinada desde la región costanera pacífica hasta el frente orogénico (Figura 4). La actividad del arco había permanecido hasta los 44 Ma sobre la vertiente oriental andina [23, 65] cuando sufrió una repentina retracción hacia la zona de divisoria de aguas actual [11, 75]. Estas secuencias de antearco se encuentran interdigitadas con la cuenca de Cura Mallín desarrollada entre los 27 y 19 Ma y considerada una cuenca extensional a partir de estudios superficiales y sísmicos (Figura 4) [24, 25, 27, 28, 30]. A la altura de la Cordillera de la Costa en forma levemente previa hacia los 35 Ma, secuencias conformadas por el apilamiento de flujos máficos se interdigitaron con secuencias clásticas de antearco, al tiempo que el arco se retiraba de la región del antepaís (Figura 5) [33].

En esta área de antepaís entre los 27 y 23 Ma se desarrolló un plateau volcánico de 300 km de diámetro correspondiente a la Formación Palaoco considerada como formado por productos de intraplaca [11, 76].

La evolución tectónica del sector en el Oligoceno al Mioceno inferior entre los 42° y los 48°S muestra algunas similitudes respecto a la franja 36°-39°S así como ciertas diferencias. Las similitudes se observan en el sector 42°-43°30'S. Allí, al tiempo de retracción del magmatismo, a medida que la faja magmática de Pilcaniyeu era abandonada, la faja del Maitén se desarrollaba hacia el oeste en cercanías al frente de levantamiento andino (Figura

4) [12]. Contemporáneamente, el plateau volcánico de Somuncura comenzó a desarrollarse sobre el área de antepaís, mientras que el sector costanero Pacífico era parcialmente cubierto por flujos máficos equivalentes a los descritos hacia el norte (Figura 4) [33, 77].

Sin embargo, hacia el sur la situación es diferente. Entre los 43°30' y los 48°S no ha habido un avance hacia oriente de las secuencias de arco como se registra entre los 42° y los 43°30'S, en su lugar, cuerpos alcalinos han alcanzado el área de antepaís entre el Cretácico más alto y el Oligoceno [18, 50, 67, 78]. El clímax de actividad máfica en el antepaís a estas latitudes es alcanzado con la erupción de la Meseta Cuadrada y Kanquel que ocupan una faja longitudinal similar a la de la meseta de Somuncura hacia el norte (Figura 4) [41]. Estos productos volcánicos se han interdigitado con secuencias que muestran indicadores de sedimentación sinextensional [73, 76]. Al mismo tiempo, en la misma franja latitudinal (Figura 4) se han identificado secuencias sinextensionales en la parte interna de la faja plegada, correspondientes a los depocentros que conforman la cuenca de Traiguén [47, 48].

De esta manera el área de desarrollo de las secuencias volcánicas máficas desde el antearco hacia el antepaís, que han convivido con el desarrollo de depocentros extensionales en el Oligoceno superior al Mioceno inferior, coincide con las zonas de levantamiento orogénico que han afectado el área del antepaís en el Cretácico superior, en particular los Bernárdides entre los 42° y 48°S, el sector occidental del macizo del Deseado (Figura 4) [6, 58] y el sector coincidente con la Faja de Pilcaniyeu en donde se desarrolla una faja de retrocorrimientos posterior a las erupciones mesosilíceas eocenas y anterior a los flujos máficos oligocenos [4].

La evolución tectónica miocena superior de los Andes del sur

Los Andes del sur registran abundante actividad de arco en la forma de cuerpos plutónicos en la zona de la cordillera Principal y secuencias volcánicas hacia el este sobre la vertiente oriental de la zona de máximos relieves (Figura 5) [16, 34, 51, 79]. Durante los últimos años ha habido diferentes propuestas acerca de la posibilidad de que expansiones orientales de esta actividad en los últimos 18 a 15 millones de años pudieran estar relacionadas con episodios de subducción somera. Entre éstas Kay et al. [11] proponen sobre bases químicas que el volcán Chachahuén, ubicado a los 38°S, unos 500 km de la trinchera, pudiera relacionarse con una posición excepcionalmente oriental del arco volcánico mioceno. Más recientemente Litvak et al. [37, 38] han extendido este análisis a otros centros volcánicos en la región demostrando que esta expansión del arco representa una franja de unos 400 km en dirección latitudinal entre los 34°30'-38°S (Figura 5). Los productos más proximales de esta expansión se encuentran en la cordillera Principal con una edad media de 17 Ma [78], mientras que los más distales alcanzaron el bloque de San Rafael (Figura 5) hacia los 14 Ma, residiendo en esta posición hasta los 4 Ma [37, 38]. El levantamiento orogénico de la cordillera Principal ocurrió al tiempo y latitudes de la expansión magmática entre los 15 y 8 Ma [78], mientras que el área del antepaís se fragmentó dando lugar al levantamiento del bloque de San Rafael. Una cuenca de antepaís, la cuenca de Río Grande (Figura 5), se desarrolló hacia el este del frente de levantamiento andino entre los 18 y 8 Ma [45], para ser luego canibalizada parcialmente por el frente orogénico entre 8 y 6 Ma [46], al tiempo de emplazamiento del arco en la región.

Hacia el sur entre los 40° y los 44°S, fenómenos similares al descrito se han registrado, aunque probablemente con menor intensidad (Figura 5). [79] describe un conjunto de granitoides con edades de 16 a 13 Ma emplazados sobre la vertiente oriental andina al este del arco volcánico actual representado por el volcán Tronador (Figura 5). Hacia el este productos volcánicos contemporáneos que van de basandesitas a ignimbritas han sido descritos (Figura 5) [36, 79]. La química de los productos mesosilíceos revela que se han

eruptado en un arco volcánico [79, 80]. Esta expansión del arco, en forma similar a aquella de la Payenia, coexiste con el levantamiento de montañas en la región y el desarrollo de una cuenca de antepaís representada por las Formaciones Ñirihuao y Collón Cura (Figura 5) que representan el lapso 21-13 Ma [82].

Un poco más hacia el sur, entre los 45° y 50°S, otra expansión oriental del arco ha sido recientemente descrita (Figura 5). [16] ya habían identificado una serie de frentes magmáticos calcoalcalinos correspondientes a las distintas posiciones que el arco había adoptado a estas latitudes a través del tiempo. Los miembros más jóvenes de este frente de expansión oriental se emplazan en la vertiente argentina de los Andes, con una zona de máxima expansión hacia los 47°S [52, 83, 84, 85]. Nuevamente este frente de migración del arco ha coexistido con el levantamiento del sector del antepaís, particularmente la reactivación neógena de los Bernárdides y sector occidental del Macizo del Deseado [7, 86], así como con el desarrollo de la cuenca de antepaís de la Formación Santa Cruz entre los 19 y 15 Ma [87].

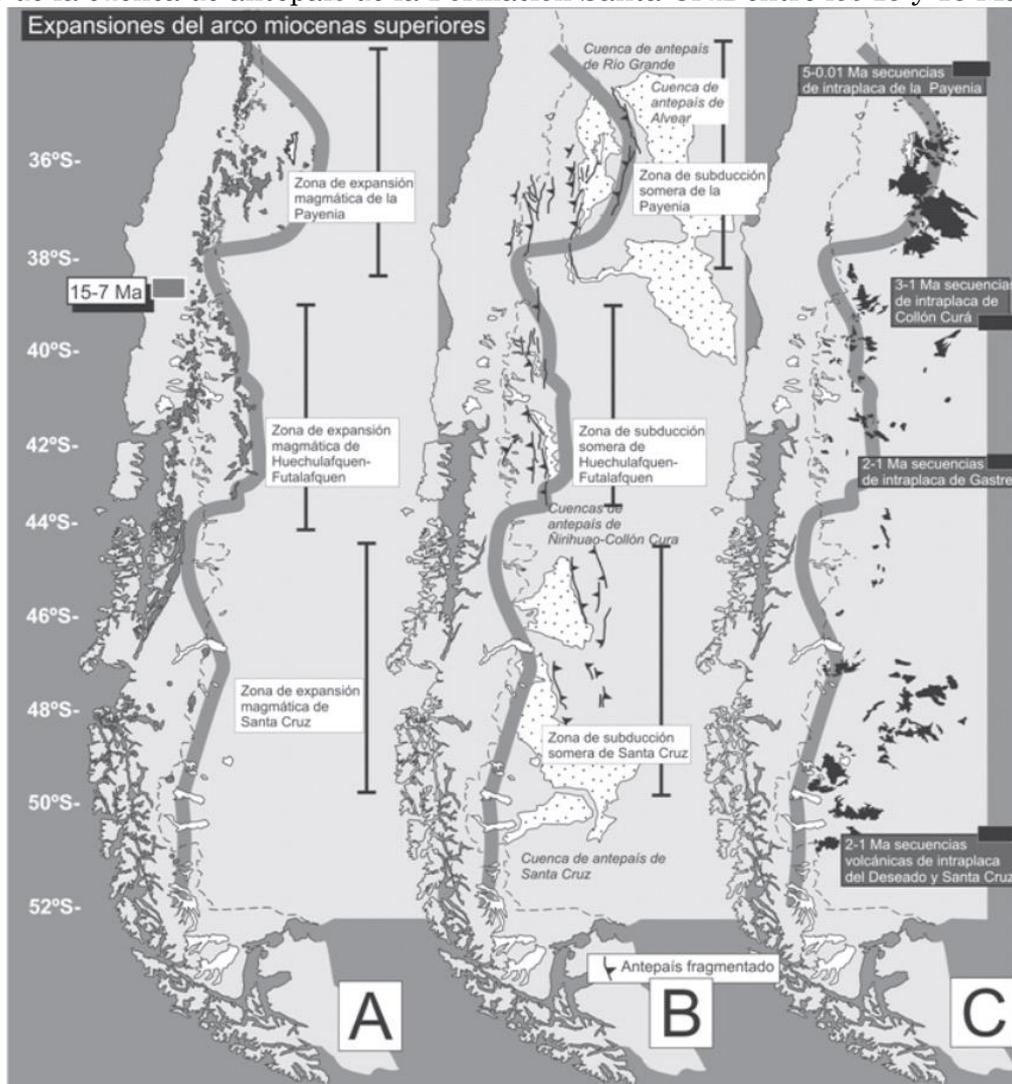


Fig. 5. A) Zonas de subducción someras en el Mioceno superior inferidas a partir de las rápidas expansiones orientales que sufrieron las secuencias con afinidad de arco. B) Cuencas de antepaís sincrónicas a las expansiones de la actividad del arco y desarrollo de deformación contraccional concomitante en el área de antepaís. C) Desarrollo de plateaus volcánicos en el área del antepaís durante el Plioceno al Cuaternario asociados a procesos extensionales registrados en la región.

La evolución tectónica pliocena a cuaternaria de los Andes del sur

Con posterioridad al ciclo de expansiones del arco volcánico miocenas en los Andes del sur, el área de antepaís fue parcialmente cubierta por plateaus volcánicos de cientos de kilómetros de diámetro (Figura 5). De este conjunto, el plateau volcánico más importante en términos de superficie es el de la Payenia cuya edad se encuentra en un intervalo acotado entre 1.8 y 0.01 Ma (Figura 5) [88, 89]. Su desarrollo latitudinal coincide con la zona de expansión del arco mioceno a estas latitudes entre 34°30' y 38°S. La química de las rocas de la Payenia muestra que son derivados del manto sin intervención de la cuña astenosférica hacia su sector oriental [11, 39, 41, 89], pero que se enriquecen con una impronta del sistema subductivo hacia el oeste, coexistiendo con productos de fusión cortical [90, 91, 92]. Los datos radimétricos muestran que el magmatismo de intraplaca se inició a estas latitudes hacia los 1.8 Ma en el sector oriental y que progresivamente se retrajo hacia el oeste para llegar al frente de los Andes hacia 0.6 Ma [93]. Las tomografías sísmicas del sector muestran la inyección de astenósfera por debajo de la zona de erupciones máficas cuaternarias en la Payenia [94], mientras que en el sector más meridional de estas efusiones, los datos de sísmica pasiva muestran que la corteza inferior por debajo de las mismas se encuentra en proceso de atenuamiento [95]. Esta zona de atenuamiento cortical podría extenderse aun más hacia el sur a través del frente cordillerano hacia los 43°-44°S en coincidencia con la zona de erupciones máficas del retroarco, tal como los modelos gravimétricos sugieren [96]. En estas latitudes se ha descrito la segunda expansión oriental de las secuencias de arco miocenas registrada en los Andes del sur (Figura 5). Hacia el sur otra región de magmatismo máfico cuaternario a nivel del retroarco se encuentra entre los 46° y los 51°S, desde el frente cordillerano andino hacia el macizo del Deseado (Figura 5). Esta última zona de magmatismo cuaternario coincide con la amplitud latitudinal de la zona de expansión de magmatismo calcoalcalino descrita para la Provincia de Santa Cruz (Figura 5) [97].

Discusión

A partir de esta descripción de eventos, resulta sugestivo que los principales eventos de construcción andina en los Andes del sur desde los 100 Ma han coexistido con expansiones orientales de secuencias e intrusivos con afinidad de arco, tanto en el Cretácico superior, como en el Eoceno superior, como en el Mioceno superior. Se ha visto que dos expansiones cretácicas superiores fueron propuestas, una siguiendo propuestas previas entre los 36° y 39°S y otra hacia el sur entre los 41° y los 48°S. Ambas han tenido su desarrollo máximo hacia el Eoceno superior, tiempo a partir del cual habrían experimentado una retracción asociada a un potencial empinamiento de las losas planas previas que justificarían la expansión. Hemos descrito también, que esta expansión eocena más austral habría experimentado una retracción temprana localizada que se habría asociado al emplazamiento de productos de intraplaca cretácicos superiores a eocenos superiores en un ambiente distensivo.

Se propone que estos procesos de expansión del arco podrían estar relacionados con somerizaciones de la losa subducida debido a que los mismos coexisten con fases de construcción de los Andes a las latitudes analizadas. De igual manera, las fases de retracción occidental del magmatismo de arco corresponderían a procesos de empinamiento de las losas someras previas en función de su coexistencia con fases de distensión cortical y magmatismo máfico asociado a nivel del retroarco.

Luego de esta serie de expansiones cretácicas superiores a eocenas superiores, el área del antepaís fue ocupada parcialmente a partir del Oligoceno superior por erupciones máficas que conformaron extensos plateaus, mientras que la zona interna orogénica hasta

pacífica costanera fue ocupada por secuencias máficas a mesosilíceas ligadas a estructuras extensionales.

Este ciclo que hemos descrito para el intervalo Cretácico superior-Oligoceno superior, de expansiones del magmatismo calcoalcalino, al tiempo de construcción orogénica en los Andes del sur, seguido de retracción del mismo, desarrollo de extensión y erupción de productos de intraplaca, se repite en el Mioceno superior con características similares. Tres áreas discretas han concentrado en el Mioceno superior expansiones de sus frentes del arco que han coexistido con el desarrollo areal de cuencas de antepaís, seguidos de episodios extensionales asociados a volcanismo máfico.

Los sistemas precordilleranos representados en la Figura 1, ubicados al este de la zona de máximo desarrollo andino fueron el producto de los procesos descritos. En particular, i) el bloque de San Rafael se ha levantado al tiempo de desarrollo de la zona de subducción subhorizontal de la Payenia; mientras que ii) la Precordillera de Neuquén se ha formado por procesos contraccionales coetáneos a la expansión cretácica superior del arco en la región; iii) los Bernárdides se alzaron inicialmente en el Cretácico superior al tiempo de la expansión del arco y luego se reactivaron en el Mioceno superior; y finalmente iv) el sector occidental del Macizo del Deseado se ha levantado durante la expansión cretácica superior del arco en la zona y reactivado durante la expansión del arco miocena. Donde no se han desarrollado procesos de expansión del

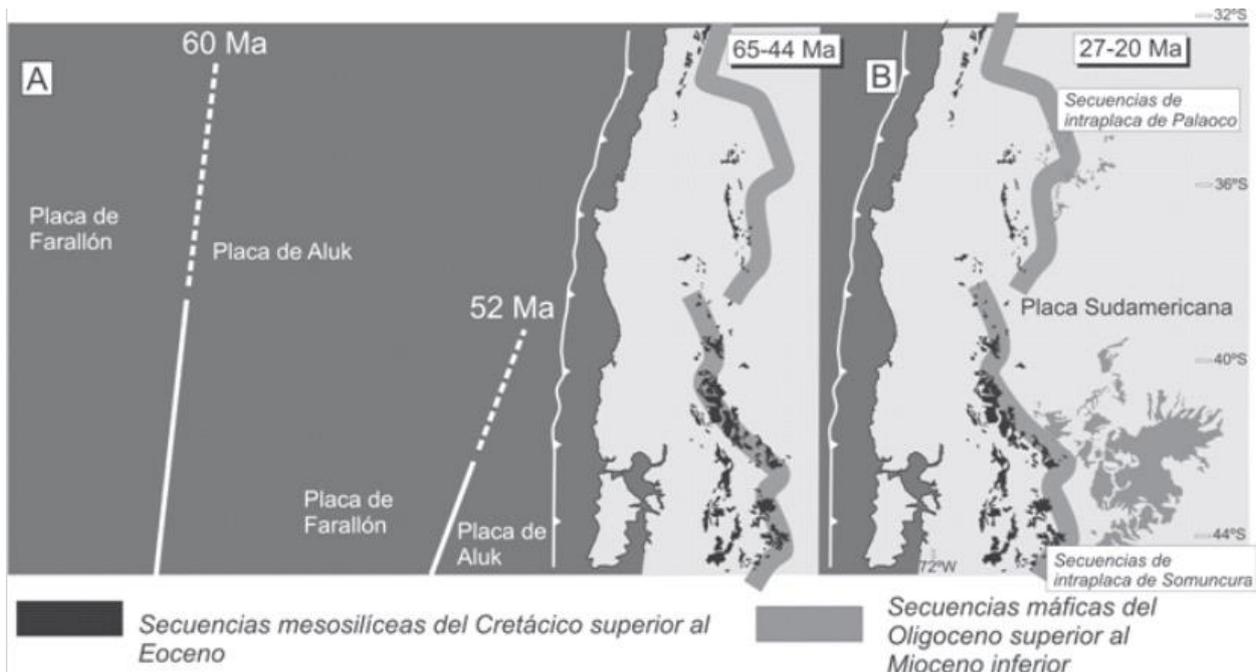


Fig. 6. Hipótesis que relaciona el desarrollo de zonas de subducción someras en los Andes del sur durante el Cretácico superior a Paleoceno con la llegada de corteza oceánica relativamente joven al margen subductivo a medida que la dorsal Aluk/Farallones colisionaba de norte a sur con el borde de placa Sudamericana. Nótese el desarrollo posterior de plateaus volcánicos en el área de antepaís en forma coincidente a las zonas de expansión del magmatismo de arco.

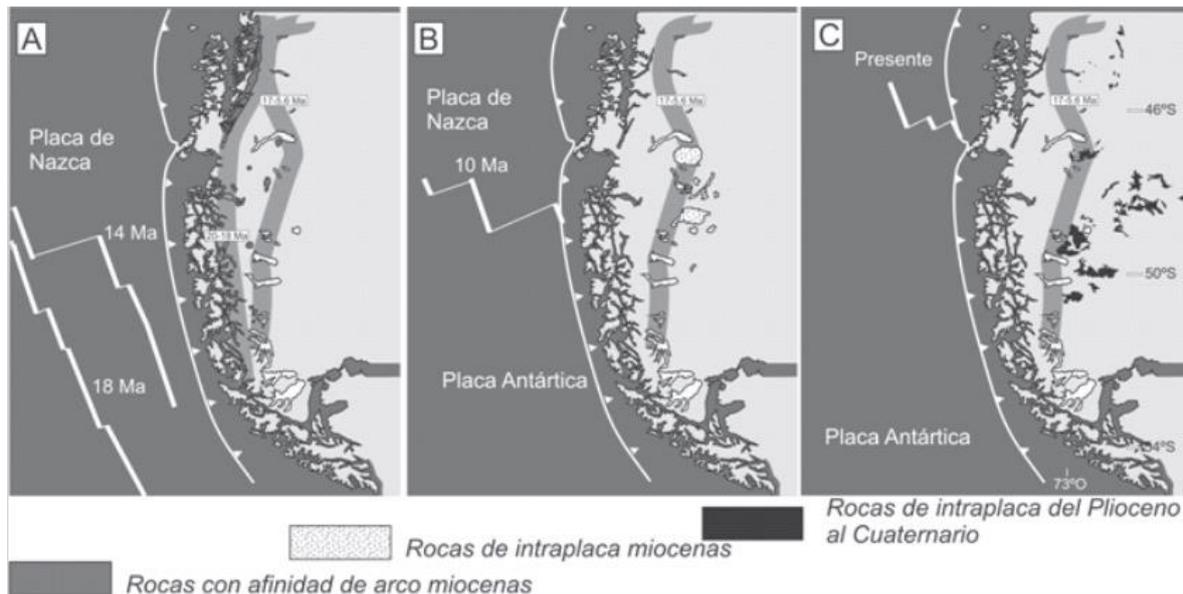


Fig. 7. A) Hipótesis que relaciona el desarrollo de una zona de subducción somera en los Andes del sur durante el Mioceno superior con la llegada de corteza oceánica relativamente joven al margen subductivo a medida que la dorsal de Chile colisionaba de sur a norte con el borde de placa Sudamericana. El episodio de máxima construcción orogénica a estas latitudes se desarrolló durante el intervalo de 14 a 15 Ma antes de la colisión de la dorsal. B) La apertura de una ventana astenosférica luego de la colisión de la dorsal se asoció a la profusión de productos de intraplaca en el área del antepaís durante finales del Mioceno. C) Posteriormente al barrido de la dorsal, y a medida que corteza oceánica progresivamente más antigua se subduce en el margen Sudamericano, el área de antepaís es cubierta por basaltos de intraplaca en el Cuaternario, probablemente en un escenario de empinamiento de la zona subductiva. Procesos extensionales han sido descritos para los productos de intraplaca de esta edad a la latitud de lago Buenos Aires. arco, no se han desarrollado sistemas precordilleranos. Las "Precordilleras" en los Andes del sur, parecen ser rasgos derivados del desarrollo de procesos de subducción subhorizontal.

Esta aparente ciclicidad o recurrencia en el desarrollo de zonas de subducción subhorizontal para un segmento dado puede ser explicada parcialmente utilizando las reconstrucciones paleotectónicas disponibles [98] han propuesto que hacia 52 Ma la dorsal que separaba las placas de Alud y Farallones habría interactuado con el borde occidental de la placa Sudamericana a los 42°S aproximadamente. Hacia el norte esta interacción no es clara, sin embargo se supone que esta dorsal habría barrido el margen de norte a sur (Figura 6). Según estas reconstrucciones a los 42 Ma la dorsal habría abandonado el extremo sur de Sudamérica [98]. Este proceso implica subducción de corteza oceánica bajo el margen sudamericano progresivamente más joven durante el lapso que va desde el Cretácico más alto hasta el Paleoceno, en el segmento en particular en donde se han desarrollado las expansiones del arco descritas para esos tiempos. Las zonas de subducción subhorizontal se podrían haber producido por este proceso, en el cual corteza oceánica con alta flotabilidad entró en la trinchera oceánica, al tiempo de acercamiento de la dorsal de Alud/Farallones. La directa interacción de esta dorsal a los 42°S y su posterior subducción se habrían asociado a corteza oceánica progresivamente más antigua que podría haber conllevado a un régimen de subducción progresivamente más empinado. Este estadio se habría asociado a erupciones máficas en el antepaís en un régimen distensivo desde el Paleoceno (Figura 6). En forma similar, la zona de subducción subhorizontal del Mioceno superior propuesta para la Provincia de Santa Cruz [52] podría haberse desarrollado ante la aproximación de la dorsal de Chile que separa las placas de Nazca y Sudamericana [98] (Figura 7).

Agradecimientos

Este trabajo de síntesis es fruto de una interrelación sostenida por parte de los autores durante años con los siguientes colegas, a quienes se les agradece su mirada crítica permanente y su generosidad: Pancho Hervé, Constantino Mpodozis, Reynaldo Charrier, Emilio González Díaz, Pircio Godoy, José Antonio Naranjo, Thierry Sempere, Peter Cobbold, César Arriagada, Rubén Somoza, Olivier Galland, Daniel Melnick, Alfonso Encinas, Andrés Tassara, Michael Dungan, Nemesio Heredia, Marcelo Farías, Suzanne M. Kay, Daniel Sellés, Muriel Gerbault, Juan Pablo Radic, Luis Lara, Maximiliano Naipauer, Damien Dhont, Ben Brooks, Victor García, Carmen Dopico, Emilio Rojas Vera, Germán Bottesi, Mauro Spagnuolo, Darío Orts, Tomás Zapata, Gonzalo Zamora Valcarce.

Referencias

- [1] P. Groeber, *Revista de La Asociación Geológica Argentina* **1**, 177, **2**, 141, **2**, 348 (1946).
- [2] E.F. González Díaz, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **19**, 151 (1964).
- [3] R. Ferello, *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires*, Actas 1, 293, 1969.
- [4] B. Coira, F. Nullo, C. Proserpio & V.A. Ramos, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **30**, 361 (1975).
- [5] G.O. Peroni, A.G. Hegedus, J. Cerdan, L. Legarreta, M.A. Uliana & G. Laffitte, en *Petroleum Basins of South America*, Vol. 62. AAPG Memoir, A.J. Tankard, R. Suárez, H.J. Welsink (Editores), 1995.
- [6] J.F. Homoc & L.A. Constantini, *Bulletin American Association of Petroleum Geologists* **85**, 1795 (2001).
- [7] V.A. Ramos, *15º Congreso Geológico Argentino*, Vol. 1, 365, El Calafate, 2002.
- [8] G. Zamora Valcarce, T. Zapata, V.A. Ramos, F. Rodríguez & L. Bernardo, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **65**, 192 (2009).
- [9] D.E. James & S. Sacks, en *Geology and Mineral Deposits of Central Andes*, Vol. 7, 1, Skinner, B. et al. (Editores), Society of Economic Geology, Special Publication, London, 1999.
- [10] V.A. Ramos & A. Folguera, en *Ancient orogens and modern analogues*, Vol. 327, 31, B. Murphy, J. Keppie, A. Hynes (Editores), Geological Society of London, Special Publication, 2009.
- [11] S.M. Kay, M. Burns & P. Copeland, en *Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquen basin*, Special Paper 407, 19, S. Kay, & V. A. Ramos (Editores), Geological Society of America, 2006.
- [12] C. Rapela, L. Spalletti, J. Merodio & E. Aragón, *Journal of South American Earth Science* **1**, 75 (1988).
- [13] M. Suárez & R. De La Cruz, *Geological Magazine* **138**, 53 (2001).
- [14] C. Stern, *Revista Geológica de Chile* **16**, 145 (1989).
- [15] F. Hervé, R. Pankhurst, R. Drake, M. Beck & C. Mpodozis, *Earth and Planetary Science Letters* **120**, 375 (1993).
- [16] F. Hervé, R. Pankhurst, C. Fanning, M. Calderón & G. Yaxley, *Lithos* **97**, 373 (2007).
- [17] M. Haller & O. Lapido, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **35**, 230 (1980).
- [18] V.A. Ramos, H. Niemeyer, J. Skarmeta & J. Muñoz, *Earth Science Reviews* **18**, 411 (1982).
- [19] P. Groeber, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **9**, 39 (1954).
- [20] C. Rapela, L. Spalletti & C. Merodio, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **38**, 469 (1983).
- [21] C. Rapela, L. Spalletti, J. Merodio, & E. Aragón, en *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, 1 (8), 189. V. Ramos (Editor), Asociación Geológica Argentina, 1984.
- [22] E. González Díaz, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **34**, 113 (1979).

- [23] M.B. Francini, L. López Escobar, I. Shalamuk, & L. Meinert, *Journal of South American Earth Sciences* **16**, 399 (2003).
- [24] M. Vergara, L. López-Escobar & R. Hickey-Vargas, 8° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 2, 1570, 1997 a
- [25] M. Vergara, J. Moraga & M. Zentilli, 8° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 2, 1574, 1997 b
- [26] E. Godoy, G. Yañez, & E. Vera, *Tectonophysics* **306**, 217 (1999).
- [27] T. E. Jordan, W. M. Burns, R. Veiga, F. Pángaro, P. Copeland, S. Kelley & C. Mpodozis, *Tectonics* **20**, 308 (2001).
- [28] J. P. Radic, L. Rojas, A. Carpinelli & E. Zurita, 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 233, Calafate, 2002.
- [29] J. Radic, *Andean Geology* **37**, 220 (2010).
- [30] E. Rojas Vera, A. Folguera, G. Zamora Valcarce, M. Giménez, F. Ruiz, P. Martínez, G. Bottesi & V. A. Ramos, *Tectonophysics*, Doi: 10.1016/j.tecto.2010.06.019. 2010
- [31] R. Charrier, O. Baeza, S. Elgueta, J. Flynn, P. Gans, S. Kay, N. Muñoz, A. Wyss & E. Zurita, *Journal of South American Earth Sciences* **15**, 117 (2002).
- [32] M. Farías, D. Comte, R. Charrier, J. Martinod, C. David, A. Tassara & A. Fock, *Tectonics*, In Press (2011).
- [33] J. Muñoz, R. Troncoso, P. Duhart, , P. Crignola, - 59 - Andrés Folguera. Premio José Sánchez-Labrador en Cs. de la Tierra L.Farmer & C.R. Stern, *Revista Geológica de Chile* **27**, 177 (2000).
- [34] R. Spikings, M. Dungan, J. Foeken, A. Carter, L. Page & Y F. Stuart, *Journal of the Geological Society* **165**, 941 (2008).
- [35] M. Uliana, en *Relatorio de la Provincia de Neuquén*, 67, V. Ramos (Editor), 1978
- [36] M. Mazzoni & A. Benvenuto, 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1, 87, San Juan, 1990.
- [37] V. Litvak, A. Folguera & V. Ramos, 7° International Symposium on Andean Geodynamics, 289, Niza, 2008.
- [38] V. Litvak, A. Folguera & V. Ramos, 12° Congreso Geológico Chileno, Electronic Files, Santiago de Chile, 2009.
- [39] A. Bermúdez, D. Delpino, F. Frey & A. Saal, en *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Relatorio 1, 161, V. Ramos (Editor), 1993.
- [40] S. M. Kay & P. Copeland, *Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquen basin (36-39°S)*, Special Paper 407, 185, S. M. Kay, & V. A. Ramos (Editores), Geological Society of America, 2006
- [41] A. Bermúdez & D. Delpino, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **44**, 35 (1989).
- [42] M. Tunik, A. Folguera, M. Naipauer, M. Pimentel & V.A. Ramos, *Tectonophysics* **489**, 258 (2010).
- [43] M. Tunik, M. Vietto, J. Sciutto & E. Estrada, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **59**, 601 (2004).
- [44] M. Yrigoyen, *Ameghiniana* **31**, 125 (1994).
- [45] J. Silvestro, P. Kraemer, F. Achilli & W. Brinkworth, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **60**, 627 (2005).
- [46] J. Silvestro & M. Atencio, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **65**, 154 (2010).
- [47] F. Hervé, R.J. Pankhurst, R. Drake & M.E. Beck, *Journal of South American Earth Science* **8**, 33 (1995).
- [48] F. Hervé, F. Munizaga & J. Cembrano, 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3, 413, Buenos Aires, 1996.
- [49] P.E. Baker, W.J. Rea, J. Skarmeta, R. Caminos & D.C. Rex, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Special Paper **265**, 1, Geological Society of America, 1981
- [50] V.A. Ramos & S. Kay, *Tectonophysics* **205**, 261 (1992).

- [51] A. Sánchez, M. Saint-Blanquat, M. Polvé & F. Hervé, 12° *Congreso Geológico Chileno Santiago*, Actas S8_026, Electronic Files, 2009.
- [52] F. Espinoza, D. Morata & Y.Lagabrielle, *Geosur, Abstracts*, 55, 2007.
- [53] C. Ramírez de Arellano, B. Putlitz, O. Müntener, M. Chiaradia, M. Ovtcharova, 18° *Congreso Geológico Argentino*, In Press, 2010.
- [54] J. Ploszkiewicz & V.A. Ramos, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **32**, 209 (1977).
- [55] R. Pankhurst, S. Weaver, F. Hervé & P. Larrondo, *Journal of the Geological Society of London*, 156, 673-694. 1999
- [56] M. Suárez & R.De La Cruz, *Journal of the Geological Society of London* **157**, 9951001 (2000).
- [57] A. Folguera & N. Iannizzotto, *Journal of South American Earth Sciences* **16**, 541 (2004).
- [58] E. Feruglio, *Descripción Geológica de la Patagonia*. Dirección General (Y.P.F.) I, II and III, 1, 1-334, 2, 1-344, 3, 1-420, Buenos Aires, 1950
- [59] M. Franchi & R. Page, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **35**, 208 (1980).
- [60] H. Arbe, en *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio 1 (8), 103, M. Haller (Editor), 2002.
- [61] B. Aguirre-Urreta, en *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio 2 (6), 439, M. Haller (Editor), 2002.
- [62] E. Llambías & C. Rapela, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **44**, 224 (1989).
- [63] F. Munizaga, F. Huete, F. Hervé, 4° *Congreso Geológico Chileno*, Actas 3, 357, Antofagasta,1985.
- [64] R. Charrier, L. Pinto & M. Rodríguez, en *The geology of Chile*, 21, T. Moreno & W. Gibbons (Editores), The Geological Society, London, 2007.
- [65] G. Zamora Valcarce, T. Zapata, D. del Pino & A. Ansa, en *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S)*, Special Paper 407, 125, S.M. Kay & V.A. Ramos (Editores), Geological Society of America, 2006
- [66] M. Mazzoni, K.Kawashita, S. Harrison & E. Aragón, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **46**, 150 (1991).
- [67] N. Pezzutti & L.M. Villar, 7° *Congreso Geológico Argentino*, 2, 511 (1979).
- [68] L. Chelotti, *Boletín de Informaciones Petroleras*, 217, 63 (2004).
- [69] M. Mazzoni, *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* **1**, 15 (1994).
- [70] R. Madden, E. Bellosi, A. Carlini, M. Heizler, J. Vilas, G. Re, R. Kay & M. Vucetich, 16° *Congreso Geológico Argentino*, 4, 411, 2005.
- [71] G. Re, R. Madden, M. Heizler, J. Vilas, M. Rodríguez, R. Kay & A. Carlini, 16° *Congreso Geológico Argentino*, 4, 387, 2005.
- [72] N. Foix., J. Paredes & R. Giacosa, *Sedimentary Geology* **205**, 67 (2008).
- [73] J. Paredes, F. Colombo, N. Foix, J. Allard, A. Nillni & M. Allo, *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* **15**, 77 (2008).
- [74] M.G. Fitzgerald, R.M. Mitchum, M.A. Uliana & K.T. Biddle, *American Association of Petroleum Geologists* **74**, 879-920. 1990
- [75] M. Suárez & C. Emparán, *Journal of South American Earth Science* **8**, 17 (1995).
- [76] V.A. Ramos & M. Barbieri, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **43**, 210 (1989).
- [77] S. Mahlburg Kay, A. Ardolino, M. Gorrington & V.Ramos, *Journal of Petrology*, Doi: 10.1093 (2006).
- [78] L. Marshall, R. Butler, R. Drake & G. Curtis, *Science* **212**, 43 (1981).
- [79] E. González Díaz, *Earth Science Reviews***18**, 365 (1982).
- [80] G. Ré, S. Geuna & M. López Martínez, 9° *Congreso Geológico Chileno*, Actas 2, 62, Puerto Varas, 2000

- [81] M. Vattuone, & C. Latorre, 10° *Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, Actas 2, 184, Buenos Aires, 1998 [82] R. Giacosa & N. Heredia, *Journal of South American Earth Sciences* **18**, 61 (2004).
- [83] M. Halpern, Academia Brasileira de Ciencias Anales **44**, 149, Rio de Janeiro, 1972.
- [84] F. Nullo, Servicio Geológico Nacional (inédito), Buenos Aires, escala 1:100,000, 1978.
- [85] V. Ramos, Servicio Geológico Nacional (inédito), Buenos Aires, escala 1:100,000, 1982.
- [86] V.A. Ramos, *Episodes*, **22**, 183.
- [87] L. Marshall & P. Salinas, *Revista Geológica de Chile* **17**, 57 (1990).
- [88] V.A. Ramos & A. Folguera, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, In Press (2010).
- [89] E. Llambías, G. Bertotto, C. Risso, I. Hernando,. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, In Press (2010).
- [90] W. Hildreth, R. Drake, E. Godoy & F. Munizaga, 6° *Congreso Geológico Chileno*, Actas, 62, 1991.
- [91] W. Hildreth, J. Fierstein, E. Godoy, R. Drake & B. Singer, *Revista Geológica de Chile* **26**, 275 (1999).
- [92] J. Varekamp, A. Hesse & C. Mandeville, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, doi: 10.1016/j.volgeores.2010.04.003 (2010).
- [93] A. Folguera, J.A. Naranjo, Y. Orihashi, H. Sumino, K. Nagao, E. Polanco & V.A. Ramos, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **186**, 169 (2009).
- [94] H. Gilbert, S. Beck & G. Zandt, *Geophysical Journal International*. **165** (1), 383, Doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02867.x (2006).
- [95] X. Yuan, G. Asch, K. Bataile, M. Bohm, H. Echtler, R. Kind, O. Onchen & I. Wölbern, en *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S)*, Special Paper 407, 61, S.M. Kay & V.A. Ramos (Editores), Geological Society of America, 2006.
- [96] M. Gimenez, P. Martínez, F. Ruiz, A. Introcaso, M. Haller, A. Rapalini, P. López de Luchi & F. Lince Klinger, 10° *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Abstracts (2008).
- [97] Y. Lagabrielle, M. Suárez, E. Rossello, G. Herail, J. Martinod & M. Regnier, R. De La Cruz, *Tectonophysics* **385**, 211 (2004).
- [98] S. Cande & R. Leslie, *Journal Of Geophysical Research* **91 (B1)**, 471 (1986).

Manuscrito recibido el 5 de abril de 2011.

Aceptado el 6 de mayo de 2011.