



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**RECONSTRUCCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DEL PACÍFICO DURANTE EL
CRETÁCICO TARDÍO Y CENOZOICO, IMPLICANCIAS EN EL DESARROLLO DE
LOS ANDES**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JUAN PABLO BELLO GONZÁLEZ

PROFESOR GUÍA

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

EDUARDO CONTRERAS REYES

MARCELO FARÍAS THIERS

SANTIAGO DE CHILE

2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo.
POR: Juan Pablo Bello González
FECHA: 08/07/2015
PROFESOR GUÍA: César Arriagada**

**RECONSTRUCCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DEL PACÍFICO DURANTE EL
CRETÁCICO TARDÍO Y CENOZOICO, IMPLICANCIAS EN EL DESARROLLO DE
LOS ANDES.**

Las causas de los pulsos orogénicos de la cadena andina durante el Cenozoico, son aún un enigma, distintos autores han postulado que estos eventos, o fases compresivas, estarían gatillados por los cambios en el vector de velocidad de convergencia entre la placa oceánica subductante y la placa Sudamericana, el movimiento hacia el oeste de Sudamérica por el centro de expansión Atlántico, o corrientes astenosféricas. Sin embargo, muchos modelos, numéricos y análogos, muestran que estos procesos, por sí solos, no explicarían el momento ni el rango latitudinal en que ocurren estos sucesos.

Por otro lado, la placa oceánica que subduce bajo Sudamérica, no es homogénea, posee una compleja batimetría consistente en cadenas de montes submarinos, zonas de fracturas, plateaus oceánicos y centros de expansión activos e inactivos, estos rasgos batimétricos afectan hoy en día la tectónica del margen continental, produciendo mayor sismicidad en la zona del margen y hacia el interior del continente donde se le atribuyen sismos más profundos, como también la somerización de la placa subductante. Por lo que el esfuerzo que produce la subducción de estos elementos, afectaría la corteza continental con mayores tasas de deformación.

El objetivo de esta memoria es generar un modelo de reconstrucción tectónica, que sea coherente con los rasgos batimétricos, la fábrica del suelo oceánico y las anomalías magnéticas, en las Placas Pacífico y Nazca, que pueda constreñir el tiempo y la latitud donde estos rasgos batimétricos llegaron a interactuar con el margen sudamericano, y así observar la relación espacio-temporal entre el arribo de estos rasgos batimétricos al margen de subducción, y las fases orogénicas que dieron origen a la Cordillera de los Andes durante el Cenozoico.

*Por esas mentes fascinadas por descubrir los secretos de cada quebrada,
Para aquellos que abrieron ventanas a épocas pasadas.
Para quienes entregaron sus años a las montañas,
A don Lucho Aguirre,
don Reynaldo Charrier,
don Pancho Hervé,
don Mario Vergara,
y don Ricardo Thiele.*

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a César Arriagada por su confianza, por su guía, motivación y enriquecedor diálogo, confío también que saldrá adelante, pese a todas las adversidades con una carcajada que colme su alrededor. Les doy las gracias a Eduardo Contreras-Reyes y a Marcelo Farías por compartir sus ideas y años de experiencia.

Agradezco también a quienes me encendieron la curiosidad por conocer lo que está más allá de lo obvio, a Rodrigo Riquelme Tapia, a Jano Cáceres y a todos con quienes compartí en GeoInnova, sobretudo al Chico, que Dios lo bendiga.

A don Lucho Aguirre, por esas largas conversaciones en la tarde, compartimos juntos esa fascinación por los minerales, esa curiosidad de niño, que se vislumbraba en cada sonrisa después de comentar cada idea. Gracias, es un honor haber compartido con usted. A Sergio Ruiz, por confiar en mis capacidades y creer en mi intuición, gracias por haberme dado la oportunidad de conocer otra faceta del estudio de la Tierra. A don Reynaldo Charrier, quien me ofreció toda su disposición para escuchar mis ideas sobre la formación de los Andes, y por todo su saber entregado de la geología de Chile. A quienes desinteresadamente me ayudaron a entender mejor la tectónica de placas, a Fernando Poblete y a Pierrick Roperch, esta memoria logrará su alcance gracias a su contribución, muchísimas gracias ☺.

Quiero de todo corazón conceder unas líneas a mis padres. A Darío y a Verónica, que pese al inmenso dolor que significó la muerte de mi madre Patricia, asumieron el inesperado desafío de mi crianza, es lo más hermoso que se puede dar en la vida, hacerme pertenecer a su familia, a nuestra familia. Gracias por todo ese cariño, por todos esos retos, y por toda esa preocupación y atención que les cuesta tanto dejar de tener, ninguna palabra reflejará la gratitud que siento por ustedes, los amo. También agradezco a mis hermanos: a la Chin, a la Memi y a la Sandra, por estar siempre ahí, con ustedes jamás me sentiré solo. A Luciano, a la Susanita y a la Gabellita, pese que la vida no quiso que nos criáramos juntos, los quiero como si así hubiese sido, siempre estaré para ustedes.

Daré las gracias a todos quienes me acompañaron a lo largo de toda la carrera, a los chiquillos que conocí en la Sección 5: al Rubi, al LocoCarlos, a Cancali y a Sebcea. A todos lo pastas de geo: a metalero, a zangef, a musculoso, a san huano, al talo, a gran jefe y a lorence golborne, gracias por esas tardes de chela, por las tallas y por todas las historias. A Belén por estar siempre ahí, por escucharme y motivarme, el mundo es todo tuyo. A Jordan y a César, por todo el ánimo y la buena onda, por la hermandad, salud! A los K, a la berni, a la kari, a la bego, al chileno, al topo, al jota, al negro, al chiri, al bonito, al mati, al Baeza, al gogo, al abraham, al chama, a la kati al juanito y al huguito, espero topármelos algún día en alguna pega, todos son extraordinarios! También deseo agradecer con mucho cariño, a la Blanquita, al Kilo, a don Juanito y a Rosita.

Por último, gracias a todos los que no nombré en estas líneas, a tanta gente que estuvo conmigo y que también fue parte de este juego.

Tabla de Contenido

Dedicatoria	ii
Agradecimientos.....	iii
Tabla de Contenido	iv
Indice de Tablas.....	vi
Índice de Ilustraciones	vii
1 Introducción.....	1
2 Metodología.....	2
3 Contexto Tectónico.....	3
3.1 Periodo 1:	3
3.1.1 Andes Peruanos:.....	3
3.1.2 Andes Centrales	3
3.1.3 Andes del Sur	4
3.1.4 Andes Australes	5
3.2 Periodo 2:.....	5
3.2.1 Andes Peruanos:	5
3.2.2 Andes Centrales.....	6
3.2.3 Andes del Sur.....	6
3.2.4 Andes Australes	6
3.3 Periodo 3:.....	7
3.3.1 Andes Peruanos	7
3.3.2 Andes Centrales.....	7
3.3.3 Andes del Sur.....	8

3.3.4	Andes Australes	10
4	Reconstrucciones	12
4.1	Anomalías Magnéticas, y escalas de tiempo geomagnético.....	12
4.2	Anomalías batimétricas.....	12
4.2.1	Plateaus Oceánicos	12
4.2.2	Rastros de Hot Spot.....	14
5	Reconstrucciones Tectónicas	14
5.1	Deriva del Magellan Rise.....	16
5.2	Contexto tectónico durante el supercron 34.....	16
5.3	Triple Unión de Tongareva.....	20
5.4	Plateaus Cenozoicos	23
6	Hot Spots	24
6.1	Nazca Ridge	24
6.2	San Félix	25
6.3	Juan Fernández	26
7	Velocidad de Convergencia	27
8	Fuentes de error	30
9	Resultados	31
10	Discusión y sugerencias para estudios futuros.....	33
11	Conclusiones.....	39
	Bibliografía	40
	Anexo A.....	54
	Anexo B.....	58

Indice de Tablas

Tabla 1. Cuencas Extensionales desarrolladas entre el Eoceno Tardío y el Mioceno.	9
Tabla 2. Parámetros rotacionales de la Placa Farallón con respecto a la Placa Sudamericana.....	54
Tabla 3. Parámetros rotacionales de la Placa Aluk con respecto al Plateau Manihiki.....	55
Tabla 4. Parámetros rotacionales de la Plateau Manihiki con respecto al Plateau Otong Java (Placa Pacífico).....	55
Tabla 5. Parámetros rotacionales del Hot Spot de Isla de Pascua con respecto a los Hot-Spots de la Placa Pacífico (Wessel y Kroenke, 2008)	55
Tabla 6. Parámetros rotacionales del Hot Spot de Juan Fernandez con respecto a los Hot-Spots de la Placa Pacífico (Wessel y Kroenke, 2008)	56
Tabla 7. Parámetros rotacionales del Hot Spot de San Félix con respecto a los Hot-Spots de la Placa Pacífico (Wessel y Kroenke, 2008).....	56
Tabla 8. Parámetros rotacionales de la Placa Magellan con respecto a la Placa Pacífico.	56
Tabla 9. Parámetros rotacionales de la Placa Trinidad con respecto a la Placa Pacífico..	57
Tabla 10. Puntos de referencia del margen para la reconstrucción del oroclino	58

Índice de Ilustraciones

Figura 3.1. Eventos tectónicos entre los 100 y 66 Ma.....	4
Figura 3.2. Eventos tectónicos entre los 65 y 35 Ma	5
Figura 3.3. Eventos tectónicos entre los 34 y 0 Ma	8
Figura 3.4. Eventos Tectónicos ocurridos en el margen occidental de Sudamérica.....	11
Figura 4.1 Distribución de los plateaus oceánicos generados entre los 146-110 Ma en el Pacífico	13
Figura 5.1 Metodología para la determinación de polos de rotación y velocidad angular de placas oceánicas cuya corteza está subducida	14
Figura 5.2. Contexto tectónico durante el desarrollo y la deriva del Magellan Rise y del hipotético Plateau Cai Cai	15
Figura 5.3 Mapa batimétrico.....	18
Figura 5.4. Reconstrucción tectónica durante el Supercrón 34 (120-83 Ma).....	19
Figura 5.5 Reconstrucción Tectónica a los 47 Ma (Proyección Mercator).....	21
Figura 5.6. Reconstrucción a los 47 Ma de la zona encerrada en rectángulos naranjos de la Figura 5.5.....	22
Figura 5.7 Plateaus oceánicos generados durante el Eoceno en las Placas Pacífico y Farallón.	24
Figura 6.1. Posición de los Hot-Spots de Nazca, San Félix y Juan Fernandez, con respecto a la Placa de Farallón-Nazca.	25
Figura 7.1. Velocidad de convergencia de la Placa Farallón-Nazca con respecto a la Placa Sudamericana.....	29
Figura 8.1. Eventos Tectónicos y subducción de anomalías batimétricas	31
Figura 9.1 Hipocentros de los sismos obtenidos del catálogo del USGS, y su posición con respecto a los Ridges oceánicos provenientes del Hot Spot de San Félix y Juan Fernandez	36

1 Introducción

Las reconstrucciones tectónicas realizadas en las placas oceánicas y la Placa Sudamericana [Pilger, 1983; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Tebbens & Cande, 1997; Somoza, 1998] y su relación con la ocurrencia de eventos tectónicos compresivos o extensivos en el margen sudamericano aún no es bien entendida. El análisis realizado por Yañez et al., [2001] en el cual muestra la relación de la dorsal oceánica de Juan Fernandez Ridge con la laguna volcánica del norte de Chile y el alzamiento del segmento cordillerano ubicado entre el Altiplano y la latitud 33°. Generalmente se observa a grandes rasgos el ángulo y la velocidad de convergencia, y no se suele tomar en cuenta la orientación del margen, ni menos, el cambio que tiene este a lo largo del tiempo.

Numerosas investigaciones atribuyen que la somerización del slab subductante, y la ocurrencia de eventos tectónicos compresivos, estaría relacionada con la subducción de plateaus oceánicos cuya litósfera suele ser más flotante que la corteza oceánica normal [Stevenson & Turner, 1977; Tovish et al., 1978; van Hunen et al., 2004].

Hoy en día, se puede apreciar que en el margen sudamericano, la subducción del Nazca Ridge y del Juan Fernandez Ridge, están asociados a bajo ángulo de subducción y al alzamiento de bloques de basamento y el desarrollo de fajas plegadas y corridas en el antearco [Pilger, 1981; von Huene et al., 1997].

El conocimiento del registro tectonoestratigráfico es suficiente para reconocer a grandes rasgos la ocurrencia temporal y latitudinal de los eventos tectónicos que han ocurrido a lo largo del margen desde el Cretácico Tardío hasta hoy.

El objetivo de este estudio es establecer relaciones de causalidad, en base a coincidencias espacio-temporales entre los eventos tectónicos, y la subducción de corteza oceánica anómala proveniente de puntos calientes (Hot-Spot) o eventos magmáticos aislados en las placas oceánicas, considerando también otros factores como la edad de la placa subductante, el ángulo de oblicuidad con respecto al margen, y la velocidad de convergencia entre la Placa Farallón-Nazca y Sudamérica.

Para esto se elaboró una reconstrucción tectónica entre el Cretácico hasta el presente de la Placa Farallón-Nazca, poniendo énfasis en la ocurrencia de eventos ígneos asociados a la generación de grandes provincias magmáticas que se observan hoy en la Placa Pacífico, pero que pudiesen haber tenido una contraparte en la Placa Farallón, ya que todos estos eventos han ocurrido cerca del ridge mid-oceánico que separa ambas placas [Larson, 1991].

Este trabajo busca propiciar la discusión entre las diversas hipótesis que existen acerca de la formación del cordón andino, y sobretodo del Altiplano.

2 Metodología

Para comparar temporalmente la ocurrencia de eventos tectónicos y la subducción de rasgos anómalos en la corteza oceánica, se realizó una exhaustiva recopilación bibliográfica de los eventos tectónicos ocurridos a lo largo del margen sudamericano los últimos 100 millones de años (Ma).

Se elaboró una reconstrucción tectónica de la Placa Farallón-Nazca entre los 145 Ma hasta los 47,9 Ma en base a las anomalías magnéticas presentes en la Placa Pacífico y a la orientación de la fábrica del suelo oceánico durante los períodos donde no ocurrieron cambios en la polaridad que se registren en la corteza oceánica. Los parámetros rotacionales de las placas oceánicas que han sido subducidas se determinaron en base al método de half stage spreading [Stock & Molnar, 1988]. Este proceso se realizó mediante la modificación del modelo de reconstrucción global de placas tectónicas elaborado por Seton, et al. [2012], considerando parámetros rotacionales que no fuesen contradictorios al contexto geológico donde se constriñen. Entre los 49,7 y la actualidad se utilizaron las reconstrucciones elaboradas por Pardo-Casas & Molnar [1987] y Somoza [1998].

Para la visualización y reconstrucción de las placas tectónicas se utilizó el programa GPlates [Boyden et al., 2011], este software gratuito fue desarrollado por investigadores del *Seismological Laboratory, California Institute of Technology (Caltech)*, y del *EarthByte Group, School of Geosciences, University of Sydney*. Fue escrito en el lenguaje C++.

GPlates funciona en base a un documento de texto donde se encuentra el número de identificación del rasgo tectónico (ya sea placa tectónica, dorsal oceánica, zona de subducción, LIP's, etc), el polo de rotación y la velocidad angular con respecto a algún otro rasgo tectónico a través del tiempo. De esta forma permite la modificación de las reconstrucciones realizadas anteriormente en base a las consideraciones que surjan durante la realización de este estudio, como el análisis de la batimetría de la corteza oceánica de edades donde no existan anomalías magnéticas que permitan la correcta asignación de su edad.

También se calculó la velocidad de convergencia de las placas oceánicas de Farallón-Nazca con respecto a Sudamérica, y sus componentes ortogonal y paralela al margen en base a la reconstrucción realizada por Somoza [1998], considerando el cambio de geometría que este sufrió durante el Cenozoico [Arriagada et al., 2008; Arriagada et al., 2013].

A partir de todos estos antecedentes, se puede sugerir algunos factores que pudieron desencadenar los eventos tectónicos ocurridos durante el Cenozoico en el margen sudamericano, considerando las implicancias geodinámicas que han propuesto numerosos estudios basados en modelos análogos y numéricos.

3 Contexto Tectónico

El registro tectono-estratigráfico del margen occidental de Sudamérica permite interpretar una serie de eventos tectónicos a escala regional desde el Cretácico Tardío hasta el Holoceno, este trabajo considerará eventos ocurridos en esta ventana temporal entre la latitud 0° y 57°S del margen occidental de Sudamérica.

Para facilitar el análisis espacio-temporal de estos eventos, se segmentará el margen en cuatro zonas: Los Andes Peruanos (0°S-18°S), Los Andes Centrales (18°S-27°S), Los Andes del Sur (27°S-47°S) y los Andes Australes (47°S-57°S). Además se dividirá la ventana temporal en 3 grandes periodos: Periodo 1 (100-66 Ma), Periodo 2 (65-35 Ma), Periodo 3 (34-0 Ma).

3.1 Periodo 1:

3.1.1 Andes Peruanos:

Al inicio de este periodo en los Andes peruanos predominaba un régimen extensivo controlado por la apertura de las cuencas de Huarmey (8°S-12°S) y Cañete (12°S-16°S) [Cobbing, 1978; Atherton & Aguirre, 1992], estas cuencas no desarrollaron corteza oceánica. La etapa de mayor subsidencia ocurrió durante el Albiano (~99 Ma) y la acumulación de sedimento cesó poco después [Cobbing, 1978], (Figura 3.1).

Steinmann [1929] y posteriormente Jaillard [1993] reconocen una serie de eventos compresivos al sur de Perú durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno, el primero se ubica en el límite entre el Turoniano y el Coniaciano (~89-88 Ma), también reconocido por Vicente [1989] (Fase Peruana). En esta latitud se reconoce por la sedimentación de material detrítico y arcilloso que se depositó disconformemente sobre calizas Turonianas [Sampere, 1994] y fue probablemente causada por la erosión de áreas costeras [Sampere, 1994; Jaillard 1994] (Figura 3.1).

Luego, otro evento compresivo ocurrió durante el Campaniano tardío [Gayet et al., 1991; Jaillard et al., 1993], esta fase fue responsable de un acortamiento de 300 km en el suroeste de Perú y de una migración hacia el este del arco magmático con respecto a su localización previa [Soler & Bonhomme, 1990].

3.1.2 Andes Centrales

Entre el Turoniano Tardío y el Coniaciano Temprano (~89 Ma) se generó en esta zona un proceso extenso de rifting que afectó la cuenca de Potosí y de la zona de Salta en Argentina [Marquillas et al., 2005; Carrera et al., 2006; Reyes, 1972] (Figura 3.1). Este proceso fué evidenciado por un análisis estratigráfico [Jaillard & Sempere, 1991].

Entre el Coniaciano y el Campaniano se reconoce un tectonismo compresional, debido a que las características estratigráficas de las cuencas de Potosí y de Salta señalan patrones de cuencas de retroarco [Sampere et al., 1997].

Durante el Maastrichtiano (~71-66 Ma) se registra un drástico aumento en la tasa de deformación en las zonas costeras, lo que resulta en una gran subsidencia tectónica en el retroarco [Sampere et al., 1997]. Este proceso es interpretado por Sampere et al. [1997] como un acortamiento a escala regional en las latitudes analizadas.

3.1.3 Andes del Sur

Entre los 27°S y 34°S se ha caracterizado la Cuenca del Chile Central durante el Aptiano y el Cenomaniano (~120-94 Ma) [Mpodozis & Allmendinger, 1993; Levi & Aguirre, 1981] (Figura 3.1). Esta cuenca posee rasgos de cuenca marginal abortada, y su desarrollo fue acompañado por un violento incremento en la actividad volcánica.

En el segmento entre los 34°S y los 40°S se desarrolló en el antepaís un alzamiento que se ha constreñido entre los 100 y 88 Ma, [Tunik et al., 2010] basado en un análisis de trazas de fisión a circones detríticos.

Una reactivación de las fallas de la cuenca de Neuquén es registrada durante el Maastrichtiano (~75-65 Ma) en la faja plegada y corrida (FPC) de escama gruesa de Aluminé (38.5°S–40.5°S) [García Morabito & Ramos, 2012]. Más al norte (36°S-37.5°S) se registra un evento al que se le atribuye la

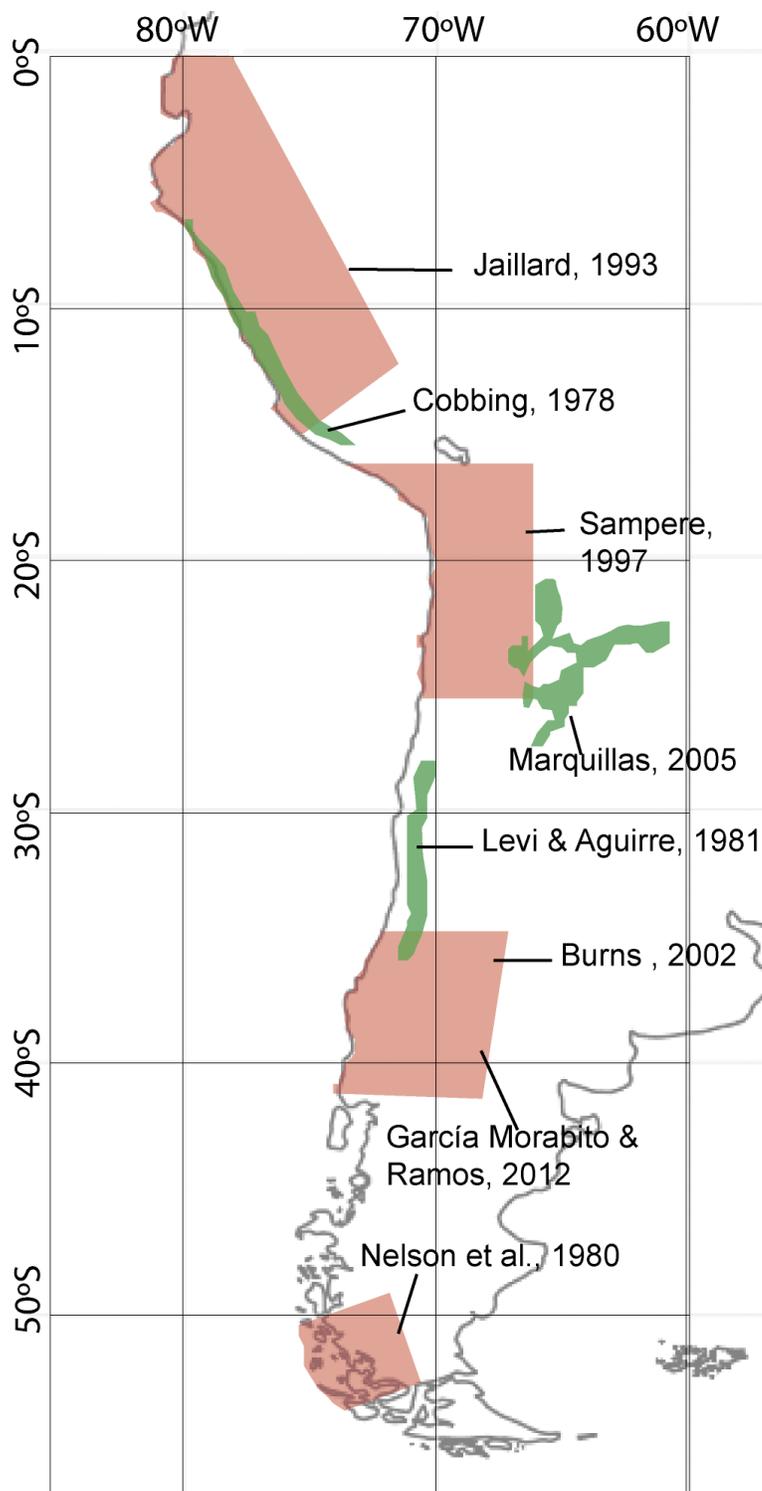


Figura 3.1. Eventos tectónicos entre los 100 y 66 Ma. Extensión geográfica donde se registran evidencias de eventos compresivos (rosa) y eventos extensivos (verde), también se muestran las publicaciones correspondientes a los eventos registrados. La extensión longitudinal de los eventos compresivos no ha sido constreñida en esta figura.

generación de la FPC de Chos Malal hace ~70 Ma [Burns, 2002; Folguera et al., 2007] (Figura 3.1).

3.1.4 Andes Australes

Este periodo se caracteriza por el cierre de la cuenca de Rocas Verdes que se ve reflejado por la formación de la faja plegada y corrida de Magallanes [Fildani et al., 2003; Fildani & Hessler, 2005; Nelson et al., 1980]. Estos autores registran este evento compresivo entre los 52°S y 56°S hace cerca de 92 Ma.

3.2 Periodo 2:

3.2.1 Andes Peruanos:

Se han observado discordancias regionales desde Bolivia hasta el norte de Perú, entre sedimentos de grano fino del Paleoceno y sedimentos de grano grueso del Eoceno temprano. Estas observaciones llevaron a proponer la ocurrencia de la Fase Incaica I [Faucher & Savoyat, 1973; Marocco et al., 1987; Noble et al., 1990; Naeser et al., 1991; Gayet et al., 1991]. Esta fase estaría situada en el Paleoceno Tardío (~58-55 Ma) [Jaillard & Soler, 1996], (Figura 3.2).

Durante el Eoceno Tardío se registra otra fase tectónica compresiva (Fase Incaica II) [Steinmann, 1929; Noble et al., 1974, Noble et al., 1979]. En los Andes de Perú central se

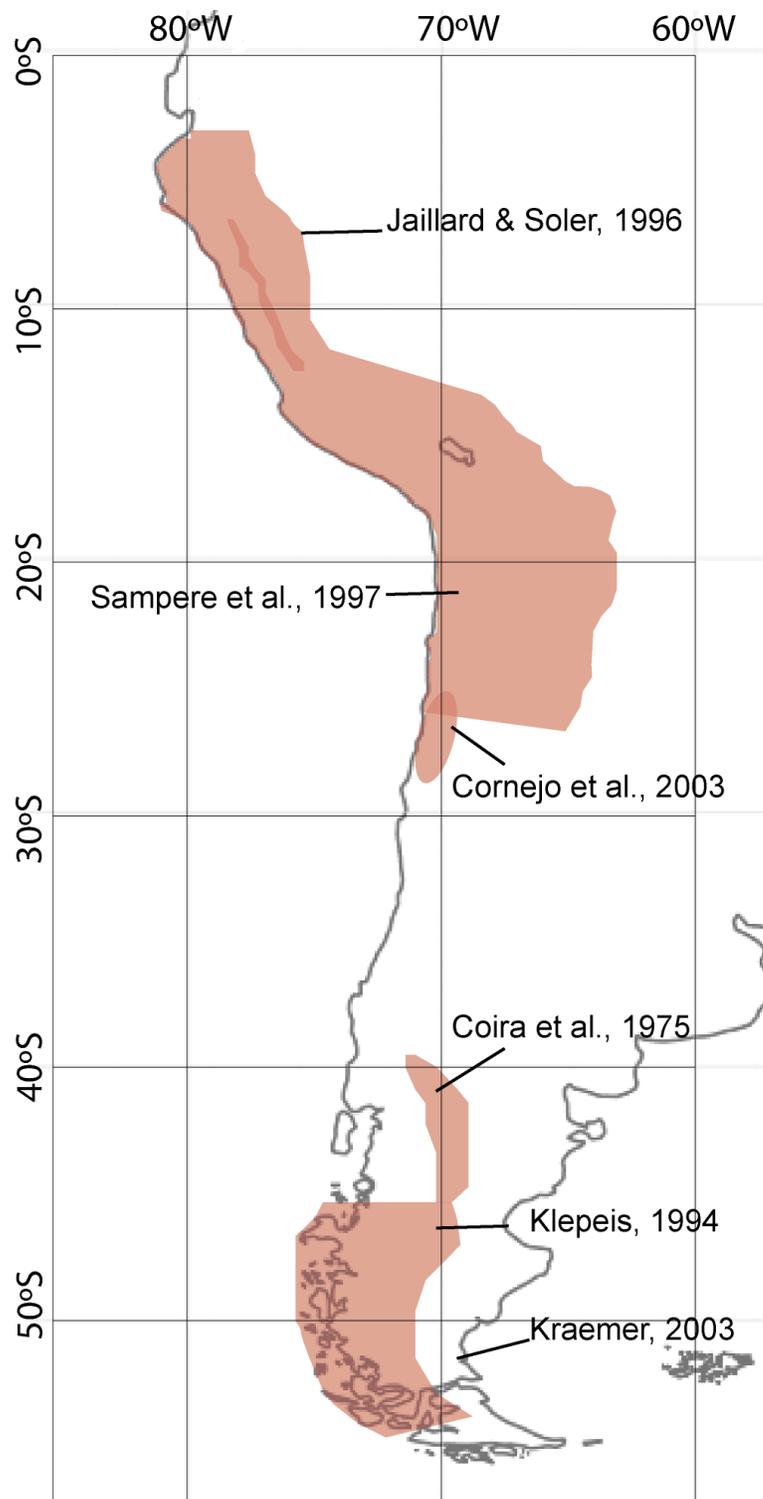


Figura 3.2. Eventos tectónicos entre los 65 y 35 Ma. Extensión geográfica donde se registran evidencias de eventos compresivos (rosa) del período 2 (65-35 Ma), también se muestran las publicaciones correspondientes a los eventos registrados.

registra el desarrollo de la FPC de Marañón [Mégard, 1984], posteriormente las estructuras generadas durante esta fase son parcialmente erodadas y sobre estas se depositaron disconformemente sedimentos de grano grueso y rocas volcánicas datadas en 40 Ma [Noble et al., 1974, Noble et al., 1979]. Roperch et al, [2006] registran rotaciones en el antearco en sentido antihorario, lo que le otorga carácter litosférico a esta deformación.

3.2.2 Andes Centrales

La Fase K-T es descrita por Cornejo et al., [2003] (Figura 3.2) y es reconocida por una discordancia regional entre las formaciones Cretácicas y Paleocenas entre los 23°S y los 27°S durante el Daniano (65-62 Ma). Luego de esta fase compresiva, se reanuda la extensión pero menor intensidad [Charrier et al., 2007].

La fase compresiva descrita para los Andes peruanos durante el Eoceno Tardío también abarca los Andes centrales [Steinmann, 1929; Charrier & Vicente, 1972; Maksaev, 1979; Cornejo et al., 2003] e incluso se registran sus efectos hasta los 30°S [Emparan & Pineda, 1999]. En los Andes Centrales esta fase se caracterizó por la inversión de las cuencas extensionales de intraarco generadas durante el Cretácico Tardío y Paleógeno Temprano y la deformación de los depósitos que las rellenaron. También causó en el antepaís acortamiento con vergencia este y gatilló el desarrollo de las FPCs de Potrerillos y de El Profeta [Tomlinson et al., 1994; Niemeyer & Urrutia, 2009] entre Taltal y Chañaral (25°S-26°S). También se asocia a esta fase compresiva rotaciones del antearco en el sentido horario en el norte de Chile por Arriagada et al., [2003] y antihorario al sur de Perú por Roperch et al., [2006], lo que daría características oroclinales a la deformación ocurrida durante esta fase.

3.2.3 Andes del Sur

En esta época no se registran eventos tectónicos de importancia en esta zona, las observaciones geológicas como la falta de discordancias angulares en los depósitos sedimentarios depositados en la costa de la octava región (Grupo Concepción) [Tavera, 1942; Muñoz Cristi, 1946; Pineda, 1983], como tampoco en el lado argentino (Grupo Malargüe) [Bertels, 1969] indican que existía una relativa calma tectónica entre el Paleoceno Temprano hasta el Oligoceno.

3.2.4 Andes Australes

Se ha registrado un pulso de rápida exhumación en la cuenca de Magallanes, ocurrido entre 65-40 Ma [Kohn, 1991; Kohn et al., 1994] (Figura 3.2), este episodio se ha relacionado con un posible alzamiento de rocas de basamento durante la propagación de la deformación hacia el continente de la cuenca de antepaís de Magallanes [Klepeis, 1994]. Kreamer [2003] postula que existió un acortamiento de 50 km durante el Paleógeno en esta zona. Además, Coira et al., [1975] proponen que la deformación compresional produjo una serie de fallas de basamento en el área entre los 40° y 44°S

durante el Eoceno Tardío formando la cordillera de Las Bernárdides y el sistema montañoso del Deseado Occidental en Argentina.

3.3 Periodo 3:

3.3.1 Andes Peruanos

Se han reconocido 4 eventos compresivos post-incaicos en Los Andes peruanos [McKee & Noble 1983], la primera (Fase Aymara) tendría una edad acotada entre los 28 y 26 Ma [Sébrier et al., 1988], esta fase afectó la cordillera oriental, el Altiplano y la cordillera occidental se observa una discordancia regional. La Fase Quechua 1 [Megard, 1984; Sébrier et al., 1988], (Figura 3.3) fue un evento compresivo que ocurrió entre 17 y 15 Ma, reactivó estructuras de la Faja Plegada y Corrida de Marañón y también fue responsable de incisiones de gran escala debido a la reanudación de la erosión gatillado por un pulso de alzamiento [Sébrier et al., 1988]. La fase Quechua 2 es un pulso principalmente dextral que generó muchos sets de fallas de orientación NE-SW [Megard, 1984], la edad de este pulso compresivo se encuentra entre los 9.5 y 8.5 Ma. Por último la fase Quechua 3 [Soulas, 1977] se caracteriza por un acortamiento en dirección E-W y está datada hace cerca de 6 Ma en la zona de Ayacucho pero se considera de edad Pliocena en la zona sub-andina donde se desarrolla la Faja Plegada y Corrida Sub-andina.

Se ha registrado una extensión local en la cuenca Callejón de Huaylas (8.5°S-10°S) [Giovanni et al., 2010; McNulty & Farber, 2002] provocado probablemente por fallas de despegue en el flanco oeste del Batolito Cordillera Blanca.

3.3.2 Andes Centrales

Estudios deposicionales, geomorfológicos y sísmicos concluyeron que entre los 19°S-20°S existió actividad a lo largo de sistemas de falla en el antearco que generó rápido alzamiento (~0.1 mm/año) [Farías et al., 2005], (Figura 3.3) esta actividad tectónica se habría extendido entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Tardío (26-8 Ma), después de este periodo la tasa de alzamiento disminuiría a los 0.02 mm/año en las latitudes analizadas en este trabajo.

Sampere [1990] realizó un análisis estructural a las Sierras Subandinas en Bolivia entre la latitud 12° y 24°S, concluyendo que ocurrió un episodio de compresión entre los 27 y 19 Ma

Al sur de los 20°S no se reconoce evidencias deformacionales post-incaicas hasta el Oligoceno Tardío [Kussmaul et al., 1975]. Esta fase (Fase Pehuenche) alzó el flanco oeste de los Andes entre los 20°S y 27°S.

Aproximadamente a los 10 Ma ocurrió otro evento compresivo que afectó el este de la Cordillera de los Andes [Jordan & Alonso, 1987]. Basado en análisis de proveniencia, Russo & Serraiotto [1979] infieren que la Cordillera Oriental se habría alzado a los ~10 Ma. También se reconoce una inversión de la cuenca de Salta que comenzó hace ~9 Ma, formando la Faja Plegada y Corrida de Santa Bárbara (23°S-27°S) [Reynolds et al., 2000]. Este evento se denomina Fase Quechua principal [Jordan & Alonso, 1987], (Figura 3.3).

Existe deformación ocurrida en el cinturón Subandino al sur de la Puna y de las Sierras Pampeanas más joven que la fase anterior [Salfity et al., 1984]. Allmendinger [1986] reconoce acortamientos en dirección NW-SE en la región de la Puna constreñidos entre 2 y 3 Ma para esta fase (Fase Diaguíta).

3.3.3 Andes del Sur

Entre el Oligoceno Temprano y el Mioceno Temprano se generaron entre los 29°S y 43°S una serie de cuencas extensionales en la que se depositaron gruesas secuencias

volcanosedimentarias asociadas a las cuencas intra-arco de esa época, la Tabla 1 resume la extensión latitudinal y la edad de estas cuencas.

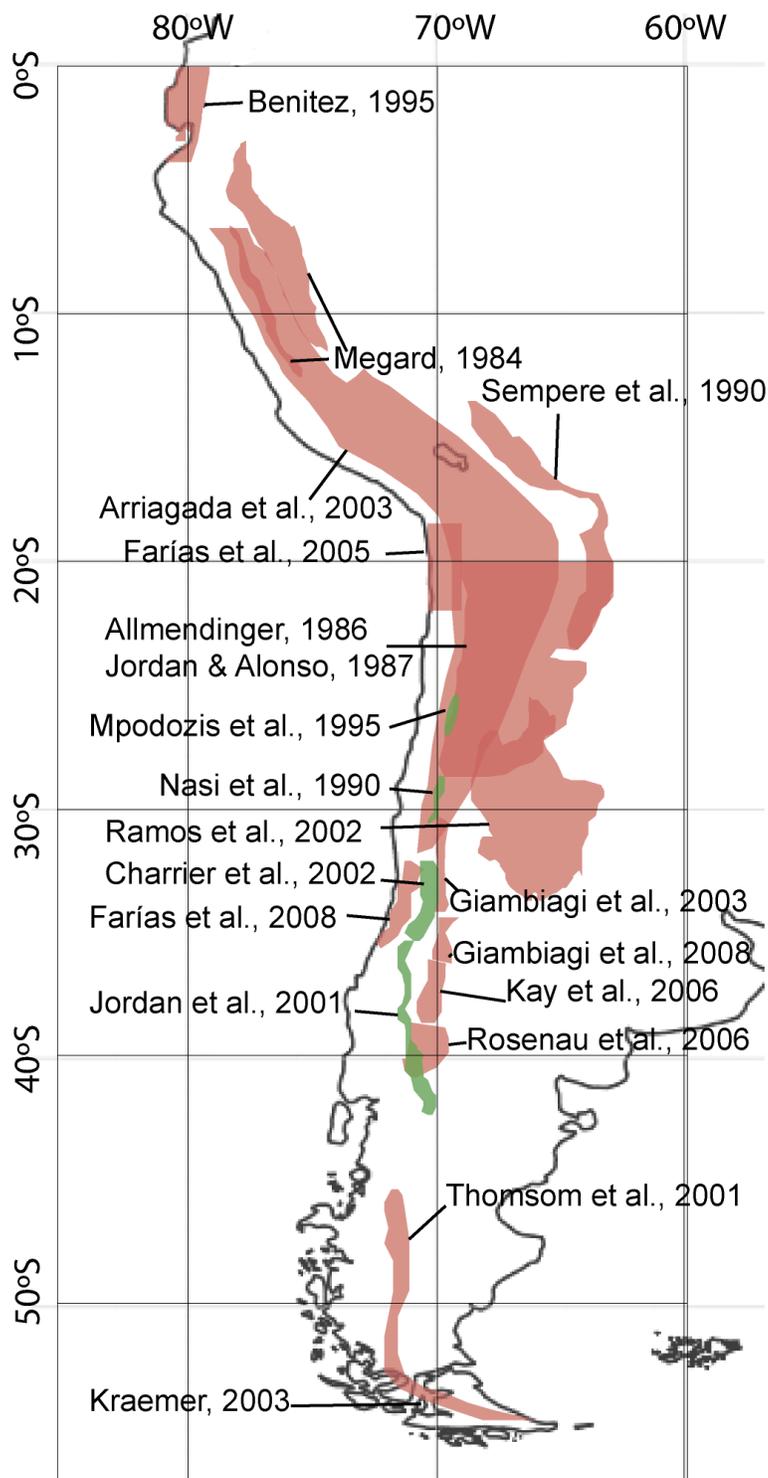


Figura 3.3. Eventos tectónicos entre los 34 y 0 Ma. Extensión geográfica donde se registran evidencias de eventos compresivos (rosa) y de eventos extensivos (verde) correspondientes al período 3 (34 Ma hasta la actualidad), también se muestran las publicaciones correspondientes a los eventos registrados.

Tabla 1. Cuencas Extensionales desarrolladas entre el Eoceno Tardío y el Mioceno.

Nombre	Extensión	Edad	Referencias
Doña Ana	28°45'S- 30°30'S	Eoceno Tardío- Mioceno	Mpodozis & Cornejo, 1988; Nasi et al., 1990
Abanico Coya-Machalí	31°S-36°S	Eoceno Tardío- Mioceno	Aguirre, 1960; Klohn, 1960; González & Vegara, 1962; Charrier, 1973; Thiele, 1980; Drake et al., 1982; Fuentes et al., 2002; Charrier et al., 2002
Cura Mallín	37°S-39°S	Oligoceno Tardío- Mioceno Temprano	González & Vegara, 1962; Drake, 1976; Niemeyer & Muñoz, 1983; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002; Burns et al., 2006.
Collón-Curá Ñirihuau	39°S-43°S	Eoceno Tardío- Mioceno	Spalletti, 1983; Cazau et al., 1987; Mazzoni & Benvenuto, 1990; García Morabito & Ramos, 2012.

Entre los 27°S y 33°S se desarrollaron una serie de episodios compresivos luego del desarrollo de las cuencas extensionales. El primero de ellos está ligado a una importante fase de alzamiento del Altiplano durante el Mioceno Medio (16-11 Ma) [Mpodozis et al., 1995] que generó un extenso depósito de gravas (Gravas de Atacama) que cubren una gran superficie en la precordillera de Copiapó, al oeste de la franja de Maricunga [Clark et al., 1967; Segerstrom, 1968; Mortimer, 1973].

Mpodozis et al., [1995] reconocen evidencias geoquímicas de adelgazamiento cortical evidencias y estructurales de extensión entre 16 y 12 Ma en la zona de la Franja de Maricunga, (Figura 3.3). Luego en la misma zona, estos autores reconocen un engrosamiento cortical entre 11 y 5 Ma. Por otro lado, en el NW argentino, Allmendinger [1986] reconoce el alzamiento de la Puna entre 11 y 3 Ma en el cual la propagación de la deformación ocurre hacia el este, donde se observa un alzamiento de la Sierra de Aconquija (26°S-27°S) entre los 6 y 3.4 Ma como también en las Sierras de Córdoba (29°S-32.5°S) entre los 6 y 5.5 Ma [Ramos et al., 2002]. Luego de estos episodios compresivos, se observa fallamiento fuera de secuencia hacia el oeste, por ejemplo, la Sierra Pie de Palo, al oeste de las Sierras de Córdoba, concentra la deformación desde hace 3 Ma hasta ahora, registrando alzamientos a una tasa de 1 mm/a [Ramos & Vujovich, 2000].

Hacia el sur, el comienzo de la deformación compresiva que siguió luego de la generación de las cuencas extensionales Oligocenas comenzó hace 20 Ma en el caso del desarrollo de la faja plegada y corrida de La Ramada (32°S) [Cristallini & Ramos, 2000] y entre 17 y 18 Ma en el caso de la faja plegada y corrida de Aconcagua donde la compresión continua actualmente [Giambiagi, 2003].

Entre los 33°S y 36°S se desarrolla la inversión de la cuenca de Abanico entre los 21 y 16 Ma [Charrier et al., 2002]. Durante el Mioceno Medio-Tardío la deformación se concentra en la faja plegada y corrida de Malargüe, cuya compresión se desarrolló principalmente entre los 15 y 8 Ma, aunque se registran evidencias de compresión hasta

1 Ma [Giambiagi et al., 2008; Ramos et al., 1996]. En la cordillera de la costa se registra un proceso de alzamiento que ocurrió entre 10 y 4 Ma en la latitud 33°S-35°S reconocido por Farías, et al [2008], este alzamiento generó una peneplanicie [Phillips, 2002] cuya superficie relicta es observable en el borde este de la Cordillera de la Costa en la latitud de Santiago. Análisis paleomagnéticos realizados por Arriagada et al., [2013] muestran rotaciones en sentido horario cerca de los 10 Ma al sur de los 33°.

Entre 36°S y 38°S se reactivan nuevamente las estructuras que dieron origen a la FPC de Chos Malal entre 15 y 12 Ma [Kay et al., 2006; Folguera et al., 2007], y posteriormente a partir de los 9 Ma se propagaría al oeste, al igual que entre los 33°S y 36°S, generando la FPC de los Guañacos [Folguera et al., 2006], (Figura 3.3). La parte sur de la cuenca de Cura-Mallín se cierra en un evento que generó la FPC de El Agrio entre los 7 y 5 Ma [Zapata & Folguera, 2005].

Entre los 38°S-42°S se reactiva la FPC de Aluminé generando la inversión de la cuenca de Ñirihuau-Collón Curá ente los 11 y 3 Ma [Rosenau et al., 2006] en el extremo sur de las cuencas extensionales Oligo-Miocenas.

3.3.4 Andes Australes

Kreamer, [2003] postula la ocurrencia de un evento compresivo durante el Neógeno cuya deformación se estima en un acortamiento de 80 km en la zona de la Cordillera de Darwin al sur de Tierra del Fuego, también se ve reflejado en una discordancia regional reconocida en perfiles sísmicos realizados a lo largo del Estrecho de Magallanes [Yañez et al., 1988] en la base de depósitos glaciofluviales de edad Plioceno-Pleistoceno, lo que ubicaría este evento dentro del Mioceno Tardío. Al norte de los 50°S un evento de deformación es descrito en la FPC Patagónica [Ramos, 1989], (Figura 3.3).

La Figura 3.4 muestra resumidamente el historial de eventos tectónicos del margen occidental de Sudamérica entre el ecuador actual y el extremo sur de la Patagonia, debe considerarse que estos eventos pueden corresponder al antearco, intraarco o trasarco, por lo que la variable longitudinal no estaría constreñida, tampoco considera tasas de alzamiento, acortamiento, extensión ni subsidencia, sin embargo, permite reconocer a grandes rasgos los principales estadios de la evolución tectónica del margen occidental de Sudamérica durante el Cretácico Tardío y Cenozoico.

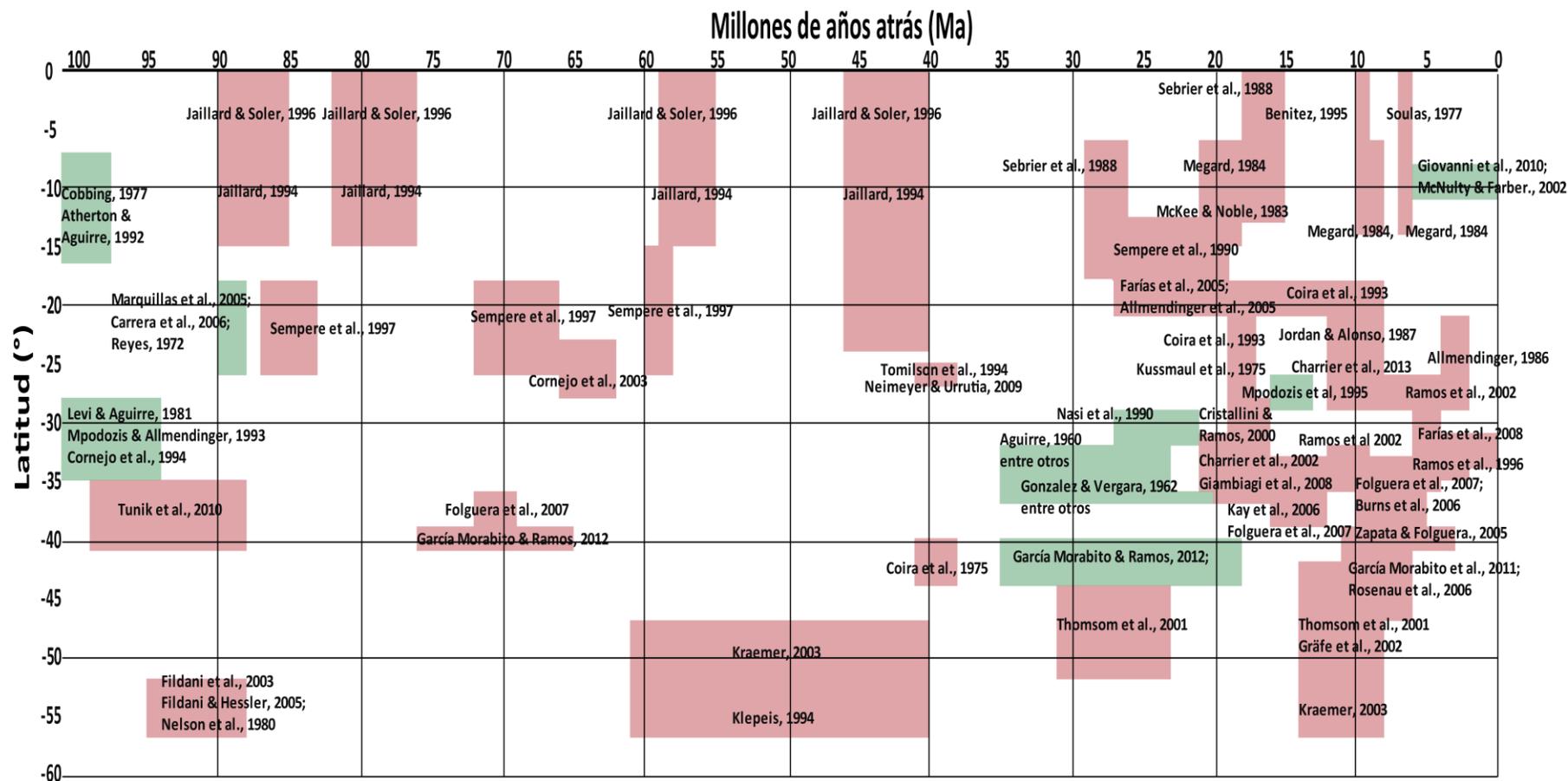


Figura 3.4. Eventos Tectónicos ocurridos en el margen occidental de Sudamérica. La Latitud representa la latitud donde se encuentran las evidencias de estos eventos en la actualidad, el color rojo muestra eventos compresivos y el color verde extensionales. Se muestran también las publicaciones correspondientes al estudio de cada evento (ver Bibliografía)

4 Reconstrucciones

Para constreñir los segmentos del margen donde se han subducido batimetrías oceánicas anómalas fue necesario revisar y realizar reconstrucciones tectónicas que abarcaran un rango temporal anterior al de los eventos tectónicos que estas pudieron haber producido. En esta sección se mostrará las reconstrucciones que realicé considerando los rasgos batimétricos de las placas oceánicas involucradas.

4.1 Anomalías Magnéticas, y escalas de tiempo geomagnético

La generación de corteza oceánica es evidenciada por las variaciones de intensidad y polaridad del campo magnético de las rocas ígneas que la componen, estas rocas registran la dirección del campo magnético en el momento en que se formaron, y en conjunto con las dataciones geocronológicas se puede constreñir temporalmente como se ha generado la corteza oceánica [Vine, 1966].

La reconstrucción tectónica realizada en este trabajo es una modificación de Seton, et al. [2012], dicha reconstrucción se basó en la escala de tiempo geomagnético CK95 [Cande & Kent, 1995] entre el cron 34 hasta el 1 [83.5-0 Ma] y en la G94 [Gradstein et al., 1994] entre los cronos M33 al M0 (158.1-120.4 Ma).

4.2 Anomalías batimétricas

4.2.1 Plateaus Oceánicos

Un detallado estudio de las anomalías magnéticas del Pacífico oriental realizado por Nakanishi et al, [1992] reveló tres grupos de lineamientos de orientación NE-SW, NW-SE y E-W, llamados lineamientos Japoneses, Hawaianos, y Fénix respectivamente (Figura 4.1), generando un triángulo en cuyo interior se encuentra la corteza más antigua de la Placa Pacífico. A partir de esto se interpretó que estos lineamientos fueron producidos por los centros de expansión entre las placas de Pacífico-Izanagi, Pacífico-Farallón y Pacífico-Fénix respectivamente, que empezaron a generar la corteza de la Placa Pacífico hace unos 160 Ma en el lugar donde intersectaban los rifts que separaban las tres placas anteriores [Nakanishi et al., 1992].

Durante los primeros 60 Ma de la existencia de la Placa Pacífico, ocurrieron varios eventos magmáticos que dieron origen a una serie de Plateaus oceánicos: Shatsky Rise (SR), Hess Rise (HR) y Mid-Pacific Mountains (MPM) (ver Figura 4.1), que se generaron cerca de la triple unión entre Pacífico-Izanagi-Farallón, y Magellan Rise (MR) y Otong Java Nui Plateau (OJNP) que se generaron cerca de la triple unión entre Pacífico-Farallón-Fénix. Según Larson [1991] estos eventos obedecen a un pulso en la producción de corteza oceánica cuyo peak coincide con la formación del plateau Otong Java Nui (120-100 Ma).

Trazas discontinuas y pequeños segmentos con orientaciones anómalas con respecto a los 3 lineamientos mencionados afectando a las anomalías M21 hasta la M14 llevaron a proponer a Nakanishi & Winterer [1998] la ocurrencia de una microplaca que se generó en la intersección de las Placas Pacífico-Farallón-Fénix hace unos 146 Ma llamada microplaca Trinidad (Figura 4.1 y 5.2), durante este proceso se desarrolló el Magellan Rise, que es un Plateau oceánico datado con la misma edad que la corteza oceánica que lo rodea, por lo que se considera que este plateau se formó cerca del centro de expansión oceánica, o bien en este mismo [Nakanishi & Winterer, 1998]. Dada la ubicación que tiene el Magellan Rise en el contexto de la generación de la microplaca Trinidad, posiblemente se desarrollaron también conjugados de este Plateau en las placas de Farallón y Fénix. En el presente estudio se considerara la existencia del conjugado hipotético generado en la Placa Fénix.

Existen en la Placa Pacífico tres plateaus de edad albiana-aptiana llamados Plateau Otong Java (OJP), Hikurangi (HP) y Manihiki (MP) (ver Figuras 4.1 y 5.3), Taylor [2006] propuso un origen común de estas provincias magmáticas debido a que presentaban una geoquímica similar y que además existían evidencias batimétricas como ridges mid-oceánicos extintos entre ellos que podrían haber generado la fragmentación de un único gran plateau, que posteriormente fue nombrado como Plateau Otong Java Nui. En base a esto se postula que entre los 125 y 110 Ma se generó un nuevo pulso magmático cerca de la triple unión entre las placas Pacífico-Farallón-Fénix que dio origen a esta extensa provincia ígnea, que abarca el 1% de la superficie de la tierra [Taylor, 2006]. Debido a la posición en que se encontraría este plateau, se postula que existieron fragmentos conjugados de este en la Placa Farallón y en la Placa Fénix, como lo han propuesto otros autores [Soler et al., 1989; Larson, 1991; Larson et al., 2002; Viso et al., 2005; O'Driscoll et al., 2012], por lo que en la reconstrucción tectónica se considerará la existencia de estas provincias ígneas.

Durante la era Cenozoica también se han generado plateaus oceánicos entre las placas Pacífico y Farallón, como el Toumoto Ridge (TR), el Austral Ridge (AR) y el Marquesas Ridge (MqR), Gutscher

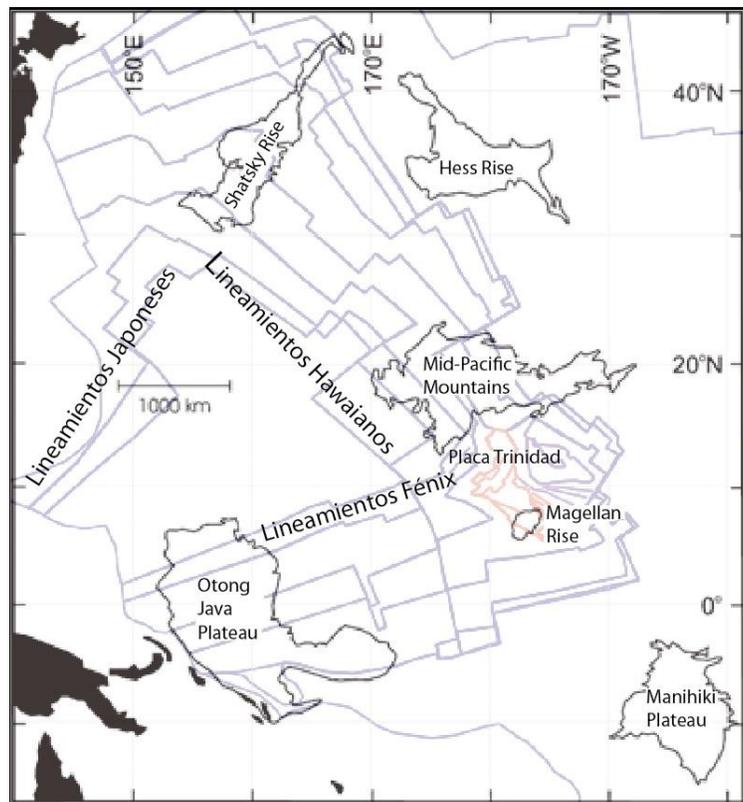


Figura 4.1 Distribución de los plateaus oceánicos generados entre los 146-110 Ma en el Pacífico. Las líneas azules corresponden a las anomalías magnéticas generadas por los centros de expansión contiguos a la Placa Pacífico, las líneas rojas corresponden a anomalías magnéticas generadas en la formación de la microplaca Trinidad [modificado de Nakanishi, et al. 1998]

et al., [1999] proponen que existió un conjugado del Marquesas Ridge en la Placa Farallón llamado “Inca Plateau” que ha sido subducido en el margen peruano entre las latitudes 1 y 7°S hace 10 Ma [éste estudio]. Además se pueden encontrar en la batimetría actual de la Placa de Nazca los conjugados del Austral Ridge y del Toumoto Ridge (Iquique Rige y Nazca Ridge).

4.2.2 Rastros de Hot Spot

Los rastros de Hot Spot son cadenas de montes submarinos, que se forman debido al movimiento de la placa sobre la que se encuentra la pluma mantélica que los genera.

Para el margen sudamericano, se considerará la existencia de 3 Hot Spot, (Nazca (Nz), San Félix (SF) y Juan Fernandez (JF)) imágenes de la batimetría oceánica obtenidas mediante la anomalía gravimétrica muestran otras cadenas de montes submarinos que podrían deberse a la actividad de plumas mantélicas, como por ejemplo la cadena de Copiapó que colisiona con el margen a la latitud de Chañaral, [Contreras-Reyes & Carrizo, 2011] que es paralela al rastro de SF y JF, sin embargo, debido a la escasa información que se tiene de este rasgo batimétrico, no se considera en la reconstrucción de este estudio.

5 Reconstrucciones Tectónicas

A continuación se presentan la reconstrucción tectónica realizada en base al modelo de Seton et al., [2012] y a la batimetría oceánica observable gracias a las anomalías gravimétricas captadas satelitalmente y del sonar de los barcos que genera imágenes de mayor precisión del fondo marino.

El cron 34 (Super Chron del Cretácico Superior) es un periodo de polaridad normal entre 120.4-83.5 Ma según la escala de tiempo geomagnético que se usa en este estudio [Cande & Kent, 1995; Gradstein et al., 1994], durante este periodo se generó corteza oceánica cuyo origen tectónico se encuentra pobremente constreñido. Uno de los objetivos de este trabajo es entregar una reconstrucción que explique los rasgos batimétricos observables en toda esta zona.

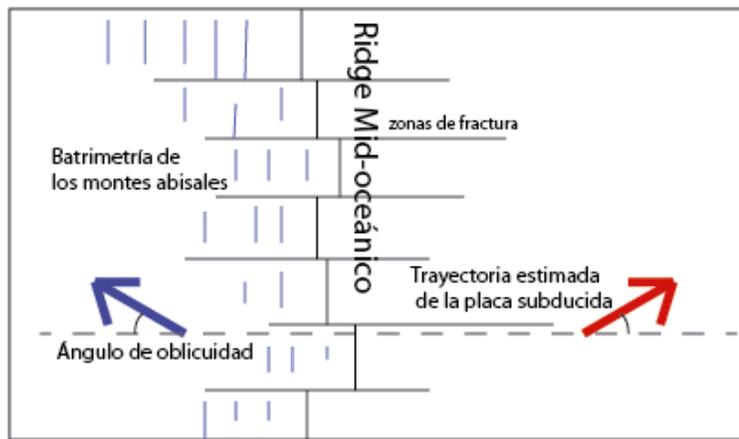


Figura 5.1 Metodología para la determinación de polos de rotación y velocidad angular de placas oceánicas cuya corteza está subducida.

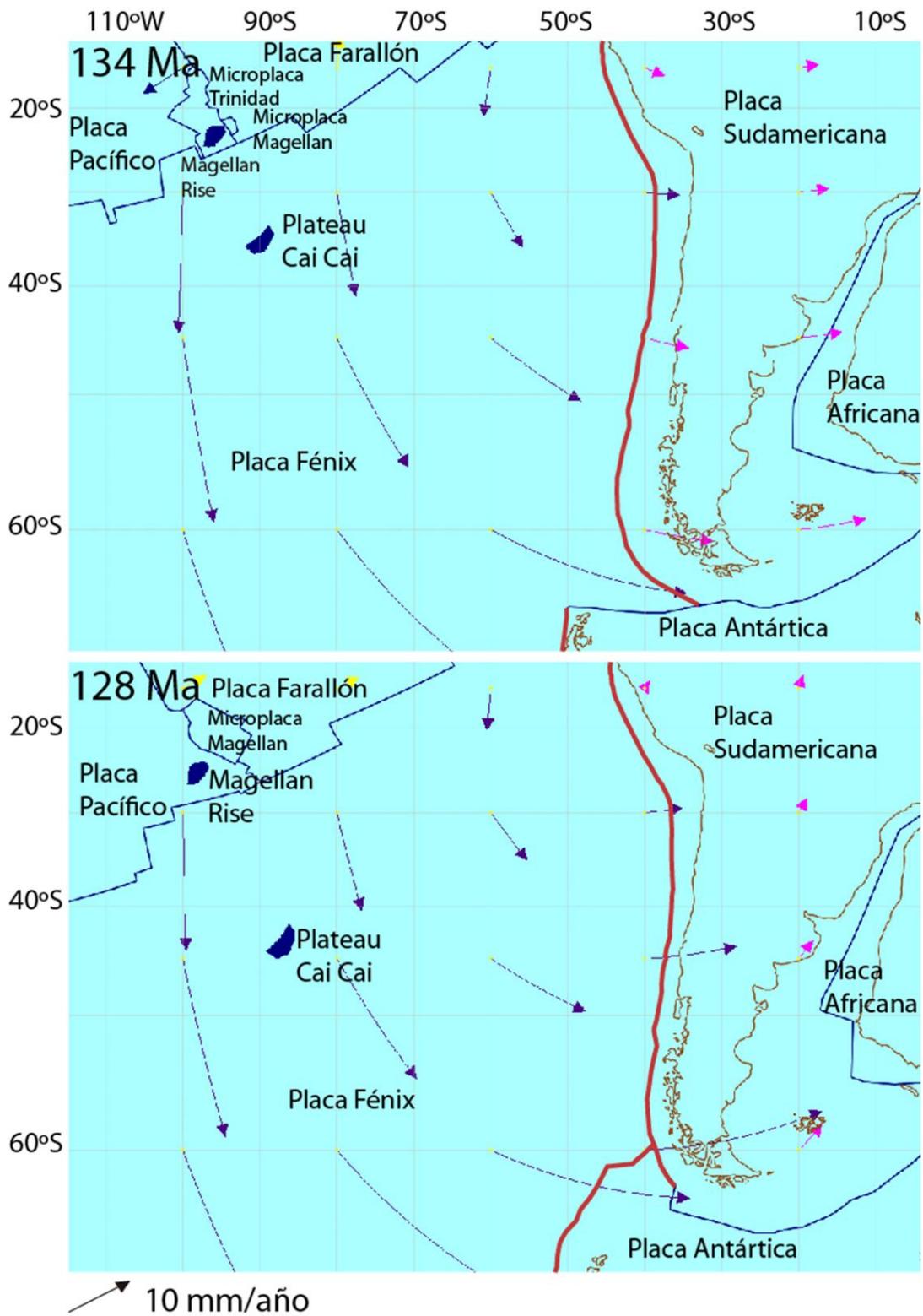


Figura 5.2. Contexto textónico durante el desarrollo y la deriva del Magellan Rise y del hipotético Plateau Cai Cai. Las líneas azules representan los centros de expansión oceánicos. Las flechas azules representan la dirección tangencial del movimiento de las placas oceánicas, mientras que las flechas rosadas representan el movimiento de la Placa Sudamericana. Las líneas rojas representan las zonas de subducción.

Además del problema del crón 34, gran parte de la corteza oceánica que involucra esta reconstrucción se encuentra subducida en el margen sudamericano o antártico. El método que se utilizó para asignar polos de rotación y velocidad angular durante la generación de esta corteza subducida, es de expansión simétrica con respecto al ridge mid-oceánico que la generó (Figura 5.1) [Stock & Molnar, 1988], esta técnica no considera saltos en los ridges, pero no asume expansión oceánica ortogonal al ridge. Considerar expansión oceánica simétrica parece razonable considerando que la asimetría en la acreción cortical acumulada en el ridge Pacífico-Farallón (Nazca) es entre 10-12%, siendo esta la mayor del mundo [Müller et al., 1998]

5.1 Deriva del Magellan Rise

El Magellan Rise es un plateau oceánico de edad entre 150-130 Ma [Winterer et al., 1973] que se encuentra sobre las anomalías M21 hasta la M12 (146-134 Ma) del set de lineamientos Fénix, por lo que este plateau se habría formado sobre el centro de expansión oceánica entre la Microplaca Trinidad (que luego se acrecionó a la Placa Pacífico) y la Placa Fénix (Figura 5.2). Probablemente este evento magmático generó un plateau conjugado en la Placa Fénix, al que llamaremos Cai Cai Plateau (CCP), en alusión a la serpiente marina mitológica de la cultura mapuche Caicai Vilu que quiso inundar todos los territorios alzados donde vivían los mapuches.

El CCP se habría desplazado hacia el SSE guiado por la rotación de la Placa Fénix propuesta por Larson et al., [1972] hasta que se generó el crón MO (121 Ma) (Figura 5.2 y 5.4).

5.2 Contexto tectónico durante el supercron 34

La evolución tectónica de las placas oceánicas del Pacífico, durante la formación del Otong Java Nui Plateau (OJNP) es compleja, el OJNP se habría formado en el centro de expansión de las placas Pacífico-Fénix hace 125-115 Ma [Larson, 1991]. La generación de este plateau y su posterior (o contemporánea) fragmentación fue propuesta por Billen & Stock [2000] y por Taylor [2006]. La reconstrucción tectónica realizada para este periodo se basa en las observaciones de Larson et al. [2002] y Viso et al. [2005] sobre la orientación de la fábrica del suelo oceánico (Figura 5.3), dado que este periodo pertenece al supercrón de polaridad normal del Cretácico Superior, por lo que no se puede interpretar velocidades de expansión mediante lineamientos magnéticos.

Dado que la orientación de la fábrica del suelo oceánico entre zona de fractura de Clipperton (CFZ) y la zona de fractura de Galápagos (GFZ) es ortogonal a los lineamientos Fénix, al igual que la batimetría en la Cuenca Ellice (ver Figura 5.3), sugiere que ocurrió un salto en el centro de expansión Pacífico-Fénix desde la CFZ hasta:

- 1) La esquina NW del Plateau Manihiki (MP) al este del Escarpe este Manihiki (EEM) y
- 2) al sur del MP para la corteza generada al oeste del EEM (ver Figuras 5.3 y 5.4). Dado que el EEM separa estos dos dominios y que existe movimiento relativo entre estos, reflejado en evoluciones tectónicas distintas, se propone que un EEM fue un límite transformante de placas. En el dominio Este se encontraba el Osbourn Through (OT),

rift que separaba la Placa Manihiki de la Placa Hikurangi (y sus plateaus homónimos), como lo proponen Billen & Stock [2000]. En el dominio Oeste se encontraría otro centro de expansión, separando la Placa Roratonga de la Placa Aluk (ver figura 5.4) [este estudio]. La Placa Roratonga se bautiza por una isla volcánica que se encuentra sobre la corteza generada en este centro de expansión, al sureste del Plateau Manihiki. El Osbourn Through estuvo activo entre 120 a 115, hasta 86 Ma, momento en el cual el Plateau Hikurangi (HP) se habría acrecionado al Chatham Rise (CR) (Figura 5.3), (fragmento de corteza continental), deteniendo la subducción y la expansión del suelo oceánico proveniente del Osbourn Through [Billen & Stock, 2000; Worthington et al., 2006].

Se deduce también un salto hacia el oeste del centro de expansión Pacífico-Farallón, al Roratonga-Farallón al sur de la Clipperton F.Z., debido a que la corteza generada en la Cuenca Ellice, movió el Plateau Manihiki hacia el este, por lo el centro de expansión Roratonga-Farallón debió haber estado unos 1000 km más hacia el oeste de lo que se encuentra hoy con respecto a la corteza al norte de la Clipperton F.Z. (considerando la mitad de la corteza generada en la Cuenca Ellice), este fenómeno provocó la acreción de la corteza oceánica de la Placa Fénix, donde se encontraría el Plateau Cai Cai, a la Placa Farallón.

Por otro lado, la evolución tectónica entre la Clipperton F.Z. y la Galápagos F.Z. estuvo marcada por la apertura de la Cuenca Ellice debido al centro de expansión Nova-Canton (N-CT) (Figura 5.3). Dado que la batimetría en esta zona muestra que la fábrica del suelo oceánico es paralela al N-CT y zonas de fractura ortogonales a este, Taylor [2006] propuso que el N-CT causó la fragmentación entre el Plateau Manihiki y el Plateau Otong Java. Un análisis más detallado de la batimetría de la Cuenca Ellice realizado por Chandler et al. [2012], fortalece esta interpretación. La corteza oceánica generada por el N-CT abarcaría solo hasta el borde oeste del Plateau Manihiki, debido a que la batimetría al norte del Plateau Manihiki revela mayor relación con el Centro de expansión conjugada con la Placa Farallón.

Este estudio supone que durante este periodo, el rift que separó la Placa Manihiki de la Placa Farallón se encontraba al norte del Plateau Manihiki (MP), como lo propuso Larson et al. [2002] (Figura 5.4). Las zonas de fractura curvas al norte de este plateau se alinean ortogonales a la fábrica del suelo oceánico originada durante el cron 34 (120-83 Ma), por lo que la corteza generada en la placa Farallón a norte del MP, pudo haber transportado otro fragmento del OJNP, este fragmento se denominará en este estudio como Mollendo Plateau (MoP), como lo hizo Soler et al., [1989] al conjugado del Plateau Manihiki en la Placa Farallón (Figura 5.4).

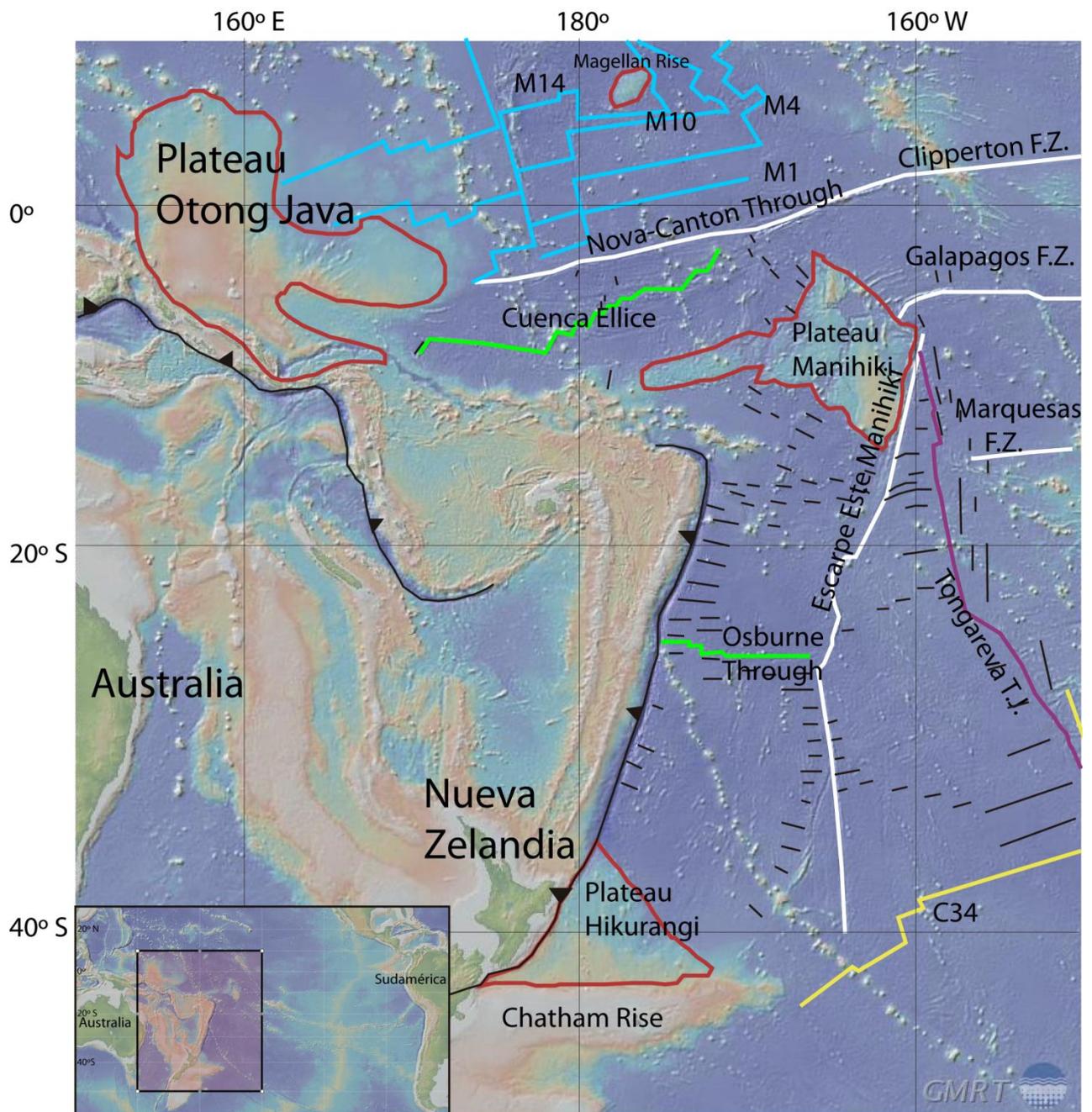


Figura 5.3 Mapa batimétrico. [Ryan, et al. 2009] donde se muestra la ubicación de los plateaus cretácicos Ontong Java Plateau, Manihiki Plateau, Hikurangi Plateau, y Magellan Rise. La orientación de fábrica del suelo oceánico inferida de datos de sonar compilados en la página web http://www.marine-geo.org/tools/maps_grids.php (líneas negras). Las zonas de fractura son las líneas blancas y la traza de la triple unión de Tongareva se muestra en morado, las líneas verdes corresponden a centros de expansión oceánica extintos, las fosas se indican con las líneas negras cuyos triángulos indican la polaridad de la subducción. Los lineamientos magnéticos Fénix se muestran en celeste (M14 al M0 [134.8-120 Ma]), mientras la línea amarilla corresponde al cron 34 (83.5 Ma). En la esquina inferior izquierda se muestra un mapa que muestra la ubicación de la figura con respecto a Australia y Sudamérica (cuadro enrojecido). Modificado de Taylor (2006).

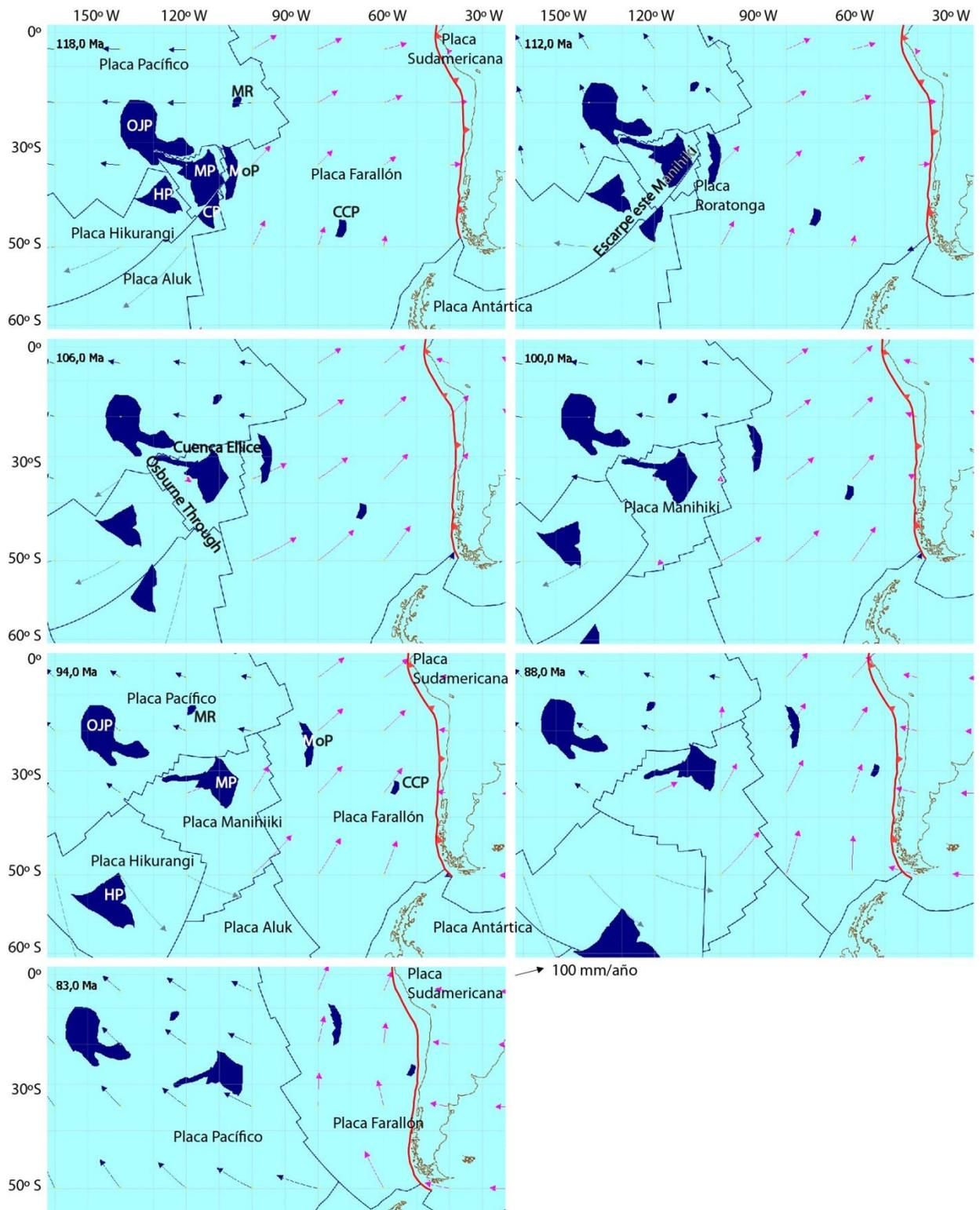


Figura 5.4. Reconstrucción tectónica durante el Supercrón 34 (120-83 Ma). Los polígonos azules muestran la posición de los plateaus, las líneas azules representan centros de expansión oceánicos, las líneas rojas muestran zonas de subducción cuya polaridad se indica por los triángulos rojos. Las flechas muestran la dirección del movimiento de las placas, limitadas por los bordes anteriormente descritos. La edad de la reconstrucción aparece en la esquina superior derecha de cada cuadro.

5.3 Triple Unión de Tongareva

En la esquina NW del Plateau Manihiki se generó la unión de 3 centros de expansión oceánica (ver Figura 5.4), las placas involucradas en este proceso fueron Roratonga, Farallón y Aluk. La traza dejada por esta triple unión se puede apreciar hoy en la placa Pacífico en la intersección de los lineamientos ~N-S generados por el centro de expansión Roratonga-Farallón, y los lineamientos ~E-W generados por el ridge mid-oceánico Roratonga-Aluk (Figura 5.3) [Larson et al., 2002]. Debido a que el centro de expansión Roratonga-Aluk se encontraba adyacente al Plateau Manihiki, probablemente la placa Aluk llevó consigo un conjugado de este Plateau, que siguió una trayectoria hacia el sur, guiado por el movimiento de la Placa Aluk, como lo proponen Larson et al. [2002]. Este plateau es denominado en este estudio como Plateau Caleuche (CP), en alusión al barco fantasma de la leyenda chilota (ver Figura 5.4).

La reconstrucción realizada en este estudio indica que el CP alcanzó la zona de subducción antártica hace ~100 Ma, este momento coincide con el cambio en la geoquímica del magmatismo en Nueva Zelandia [Tulloch, et al. 2009] y en la Tierra de Marie Bird (Antártica) [Adams et al., 1995], pasando de un magmatismo tipo I, a uno tipo A. Cabe señalar que según el modelo de Seton et al. [2012], La Isla Sur de Nueva Zelandia comenzó su fragmentación del continente antártico hace unos 100 Ma. Clemens et al. [1986] señalaron que el magmatismo tipo A se da en contextos anorogénicos, por lo que este cambio en la geoquímica es una evidencia del cese de la subducción en ese margen [Luyendyk, 1995]. Según Luyendik [1995], este proceso se debió a la colisión entre el Plateau Hikurangi y el Chatham Rise (ver Figura 5.3, coordenadas 40°S, 180°W), sin embargo, el modelo de Seton et al. [2012] ubica esta colisión hace unos 86 Ma, contemporáneamente con el cese de la expansión del Osbourn Through. El presente estudio propone 2 posibilidades, 1) La colisión del Plateau Hikurangi en el margen antártico causó el cese de la subducción de ese margen, y el Osbourn Through se mantuvo activo hasta los 86 Ma, o 2) Lo que causó el cese de la subducción en dicho margen fue la colisión del Plateau Caleuche y luego se generó la separación de Nueva Zelanda de la Antártida hasta que colisionó con el Plateau Hikurangi.

Al término del Supercrón 34 (83.5 Ma), las Placas Manihiki, Hikurangi y Roratonga se acrecieron a la Placa Pacífico debido a la extinción de sus bordes activos adyacentes a esta placa, y el Osburne Though entre Hikurangi y Manihiki. Los ridges PAC-FAR y PAC-Aluk continuaron su expansión con algunos cambios de menor escala en sus parámetros rotacionales [Seton et al., 2012] hasta el crón 21 (47.9 Ma).

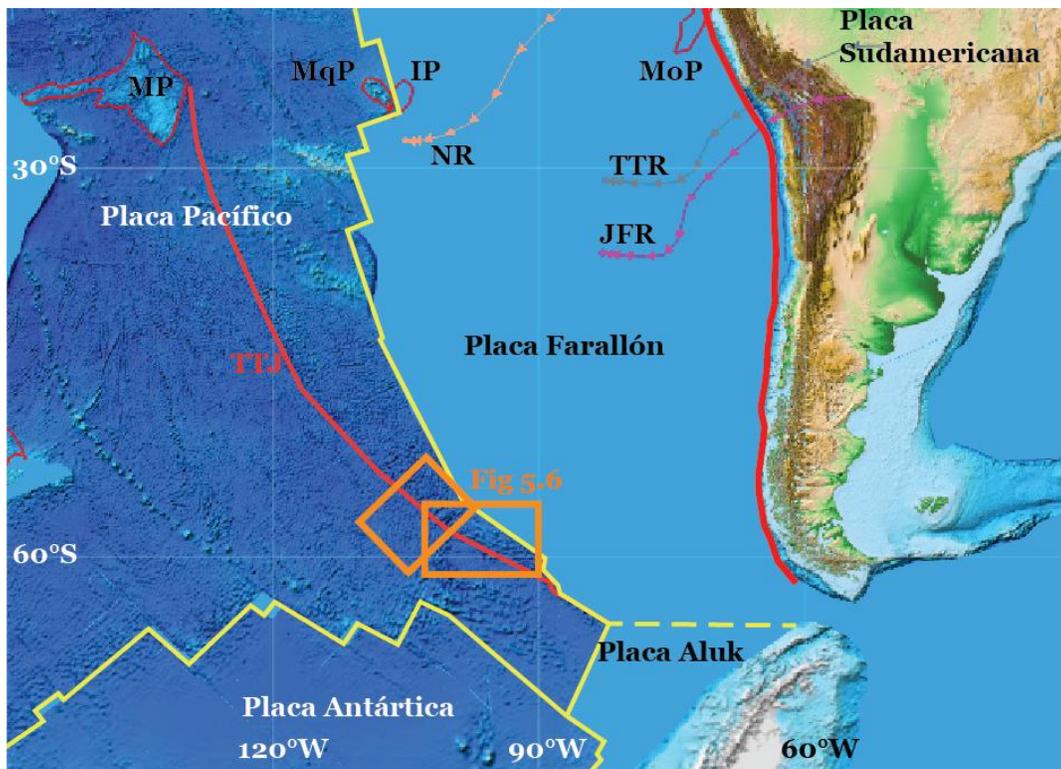


Figura 5.5 Reconstrucción Tectónica a los 47.9 Ma (Proyección Mercator). Las abreviaturas correspondientes a los Plateaus oceánicos se encuentran en la figura 5.4. Se muestra la batimetría esperada de la traza de los Hot-Spot en la Placa Farallón según la reconstrucción realizada en este estudio: Nazca Ridge (NR), Tal Tal Ridge (TTR), Juan Fernández Ridge (JFR). Se observa también la traza dejada en la Placa Pacífico por la unión triple Tongareva (TTJ) entre PAC-FAR-ALK, la contribución de este estudio se ve reflejada en el análisis batimétrico de la zona encerrada en los rectángulos naranjos (Figura 5.6), donde se interpreta la generación del centro de expansión entre Pacífico-Antártica a los 47 Ma debido a la continuación de la TTJ en un segmento de corteza oceánica que perteneció a la Placa Pacífico y ahora se encuentra acrecionado a la Placa Antártica desde la formación del Ridge PAC-ANT (~47 Ma).

En este trabajo se realizó un estudio batimétrico en base al análisis de las imágenes recopiladas obtenidas por sonar de todas las expediciones realizadas en los proyectos de mapeo del suelo marino [Ryan et al., 2009], este estudio se centró en la zona encerrada en el polígono naranja de la Figura 5.5 y se observa en mayor detalle en la Figura 5.6. La reconstrucción a los 47 Ma (Figura 5.5) muestra que existiría una continuación de la TTJ en la corteza perteneciente hoy a la Placa Antártica. El rasgo batimétrico de la TTJ corresponde al segmento que separa los lineamientos de la fábrica del suelo oceánico orientada ~E-W de los ~N-S. Observando detalladamente la batimetría reconstruida de esta zona a los 47 Ma (Figura 5.6), se puede apreciar una semejanza entre las orientaciones entre la fábrica del suelo oceánico al norte y al sur de la discontinuidad, además, en el mapa de anomalías magnéticas de Maus et al. [2009], se observa que la orientación de los montes submarinos, también coincide con la orientación de las anomalías magnéticas en los lugares analizados. En base a toda esta evidencia, se interpreta que el centro de expansión PAC-ANT se activó durante el cron 21 (47.9 Ma) y que acrecionó un fragmento de corteza de la Placa Pacífico a la Placa Antártica. Esto implica la acreción de la Placa Antártica y el fin de la Placa Aluk. Además se aprecia que

los centros de expansión PAC-ALK y PAC-ANT son casi paralelos entre sí, por lo que se podría interpretar como un salto hacia el oeste del centro de expansión en cuestión [Eagles et al., 2004]. Sin embargo, no se puede determinar si la TTJ continuó activa después de la iniciación de del ridge PAC-ANT, debido a que posteriormente, a los 29 Ma años se activó otro centro de expansión que abrió el paso de Drake [Barker & Burrell, 1977], cortó la corteza que fue acrecionada en la Placa Antártica y luego se subdujo en el margen de las Islas Shetland del Sur. Por esto, si la TTJ permaneció activa después del cron 21, el ridge PAC-ANT no se habría generado mediante el salto del ridge PAC-ALUK. La interacción entre el ridge FAR-Aluk y el margen sudamericano se encuentra poco constreñido, dada la absoluta falta de información batimétrica de ambas placas, por lo que a juicio del autor de este trabajo, asignar parámetros cinemáticos a este rasgo tectónico es aventurado.

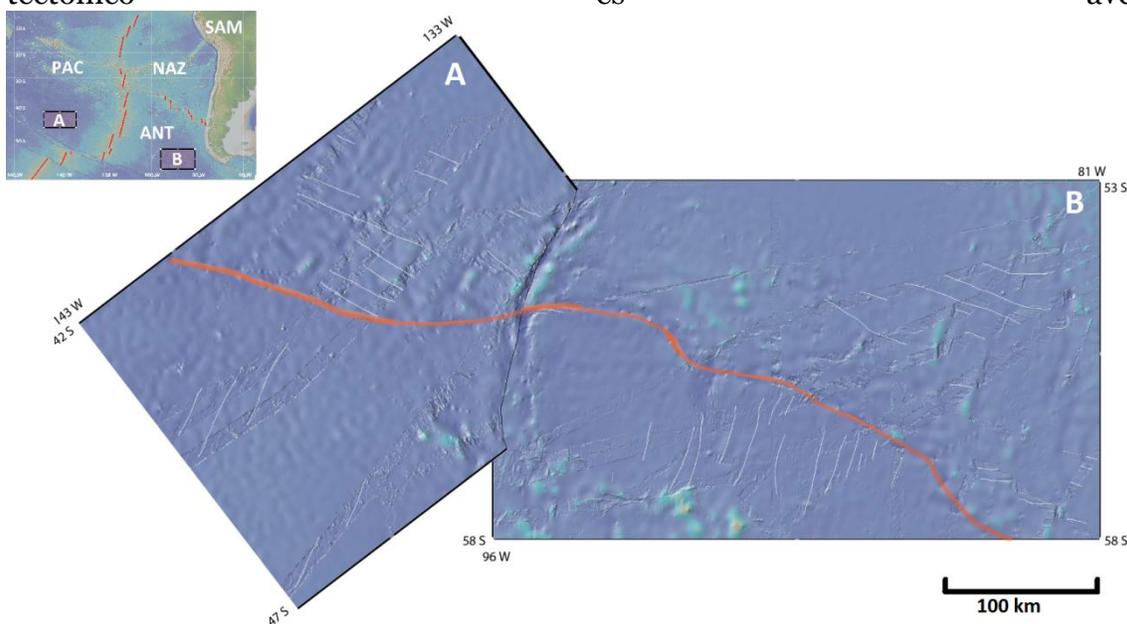


Figura 5.6. Reconstrucción a los 47 Ma de la zona encerrada en rectángulos naranjos de la Figura 5.5. Las coordenadas actuales de la corteza en cuestión están en las esquinas de los rectángulos. En la esquina superior izquierda se muestra la ubicación de ambos rectángulos en la actualidad. Se rotó el rectángulo perteneciente a la Placa Pacífico en orden a la rotación esperada entre estas dos placas en los segmentos estudiados. La batimetría de la fábrica del suelo oceánico se resalta por las líneas blancas delgadas, y la traza de la TTJ se muestra en la línea salmón gruesa. La línea negra separa la porción de imagen utilizada en las áreas estudiadas. Las anomalías batimétricas adyacentes a ambas imágenes, el Hudson Trough en el lado Antártico y el Henry Trough Pacífico, se propone que son generadas por el rifting incipiente del centro de expansión PAC-ANT, imágenes tomadas de Ryan et al. [2009].

Esta reconstrucción contradice la realizada por Larter et al. [2002] y Eagles et al. [2004], donde adjudican la corteza que se encuentra en el lado antártico, al norte de lo que en este estudio consideramos como TTJ como formada en la placa Farallón, en cambio según el análisis batimétrico realizado en éste estudio, pertenecería a la Placa Pacífico.

5.4 Plateaus Cenozoicos

Al este de los plateaus generados durante el Cretácico Tardío, la batimetría actual de la Placa Pacífico muestra la existencia de otros tres plateaus oceánicos (Figura 5.7), estos se encuentran sobre los lineamientos de la fábrica del suelo oceánico y anomalías magnéticas generados en el centro de expansión PAC-FAR entre las anomalías 25 y 18 (55.9 y 39.6 Ma respectivamente), y corresponden al Marquesas Plateau (MqP), Tuamotu Plateau (TP), y al Austral Plateau (AP).

Según Gutscher et al. [1999], el MqP tuvo su conjugado en la Placa Farallón, al que llamó “Inca Plateau” que se subdujo bajo el margen peruano entre las latitudes 1 y 7°S hace 10 Ma [éste estudio]. La edad más antigua datada en este Plateau es de 5-5.5 Ma [Brousse et al., 1990], sin embargo, según Gutscher et al. [1999], la concentración de elementos incompatibles en las muestras extraídas indica contaminación con corteza oceánica, por lo que se interpreta que existió un evento magmático que intruyó o engrosó la corteza oceánica previa a los 5.5 Ma [Gutscher et al., 1999]. Además la orientación ~N32W del basamento de este Plateau, coincidente con la dirección de expansión del del rift PAC-FAR antes de los 43 Ma, sugiere que este se formó antes de dicha edad [Gutscher et al., 1999].

Debido a que el TP y el Nazca Ridge (NR) han sido ampliamente muestreados y estudiados (ver referencias en Gutscher, et al [1999]) estos autores suponen también que dichos plateaus tienen un origen común en el ridge mid-Pacífico entre 50 y 25 Ma.

El basamento del AP fue datado por McNutt et al. [1997] en 40 Ma, similar a la edad del chron 18 (40.1 Ma), por lo que se considera que este plateau se formó cerca (o sobre) el ridge mid-Pacífico. El Iquique Ridge (IR) no ha sido datado hasta ahora, pero por su posición entre las zonas de fractura de conjugadas entre ambas placas, y por estar en las mismas anomalías magnéticas, pareciese ser el conjugado en la placa Farallón del AP [Gutscher et al., 1999] (ver Figura 5.7).

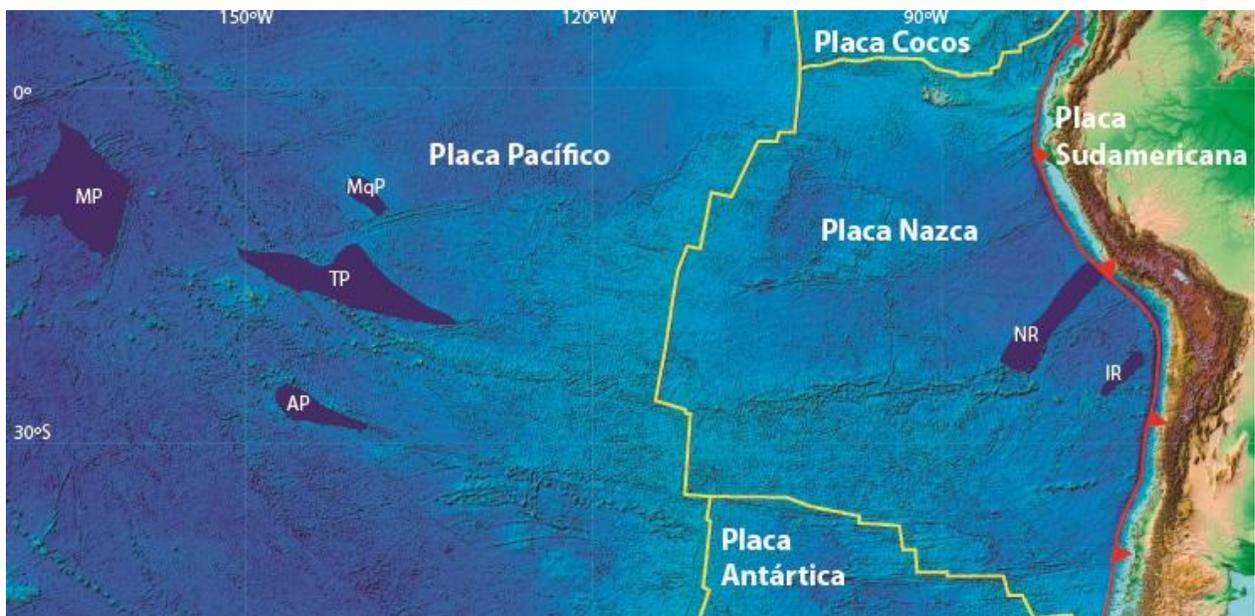


Figura 5.7 Plateaus oceánicos generados durante el Eoceno en las Placas Pacífico y Farallón (azul). Marquesas Plateau (MqP), Tuamotu Plateau (TP), Austral Plateau (AP), Nazca Ridge (NR), Iquique Ridge (IR). Más al este se encuentra el Plateau Manihiki (Cretácico). Las líneas amarillas corresponden a centros de expansión oceánica, la línea roja corresponde a margen de subducción, cuya polaridad se muestra según los triángulos rojos.

6 Hot Spots

Actualmente existen varias cadenas de montes submarinos subduciendo bajo el margen sudamericano, las que consideraremos en este estudio son producidas por los Hot-Spot de Nazca, San Félix, y Juan Fernández. Contreras-Reyes & Carrizo [2011] propusieron la existencia del Copiapó Ridge (entre otras dorsales oceánicas más) entre los Hot-Spots de San Félix y Juan Fernández, sin embargo, debido a la discontinuidad del Copiapó Ridge (En promedio un monte submarino que alcanza la cota -1000 msnm cada 150 km) no se considerará en la reconstrucción.

6.1 Nazca Ridge

Existe una controversia acerca del origen del Nazca Ridge, estudios geocronológicos [Ray et al., 2012] muestran una progresión en la edad de las muestras hacia el continente, sin embargo, no se tiene clara la posición de la pluma mantélica que originó estos montes, debido a que dataciones realizadas a muestras de la Isla Salas y Gómez, registran edades de 1.3 y 1.9 Ma, mientras que para la Isla de Pascua que se encuentra ~400 kms al oeste se han datado muestras en el rango entre 0.13 y 2.4 Ma (ver referencias en Ray, et al. [2012]), por lo que podrían tratarse de dos Hot-Spots diferentes. Sin embargo, tomografías sísmicas realizadas por Montelli et al. [2006], muestran anomalías negativas de velocidad de onda S del manto en esta zona con un radio de 400 km centrado en la posición entre Isla de Pascua e Isla Salas y Gomez (27°S, 108°W). El Nazca Ridge registra una desviación en su rumbo en las coordenadas 24°S,

84°W de N85E a N44E, las rocas datadas en donde se registra esta desviación registran una edad de 23 ± 1 Ma [Ray et al., 2012], esta edad es consistente con la fragmentación de la Placa Farallón en las Placas de Cocos y de Nazca, registrando también un cambio en los parámetros rotacionales de ambas placas con respecto a la Placa Farallón.

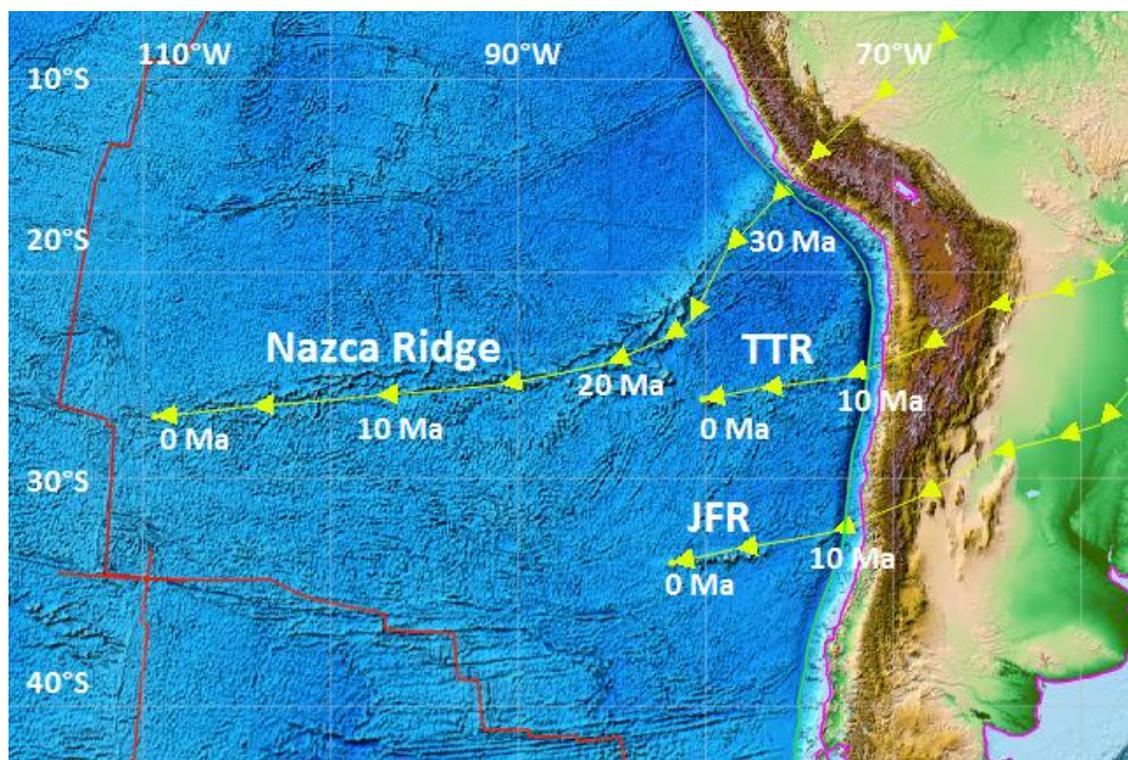


Figura 6.1. Posición de los Hot-Spots de Nazca, San Félix y Juan Fernández, con respecto a la Placa de Farallón-Nazca según la reconstrucción realizada por Somoza [1998], acoplada con la posición de los montes submarinos y la malla de referencia realizada por Wessel & Kroenke [2008] en base a los Hot-Spots del Pacífico. El Tal Tal Ridge (TTR) y el Juan Fernández Ridge (JFR) son las cadena de montes submarinos producida por los Hot-Spots de San Félix y Juan Fernández respectivamente. Se muestran también las edades predichas en esta reconstrucción para los montes submarinos de las tres cadenas estudiadas. La posición de los Hot-Spot en la Placa Sudamericana no considera la flexión de la placa oceánica producto de la subducción.

6.2 San Félix

Dataciones obtenidas de lavas de la Isla San Félix realizadas por Haase et al [2000], muestra una edad de 0.421 ± 0.018 Ma, lo que implica que el evento magmático que generó esta isla no tiene relación con la fuente que generó el Nazca Ridge, distante a menos de 200 km de la Isla San Félix (ver Figura 6.1), si no que se trataría en sí de un Hot-Spot, lo que se corroboraría mediante el estudio de la batimetría al este de dicha isla, donde se observan una cadena de montes submarinos que alcanza el margen sudamericano en la latitud 25°S frente a la ciudad de Tal Tal, Contreras-Reyes & Carrizo [2011] llamaron a esta cadena de montes submarinos “Tal Tal Ridge”. No se han realizado dataciones a los montes submarinos de esta cadena. La edad mostrada en la figura 6.1 corresponde a la edad predicha mediante la reconstrucción realizada en este estudio.

6.3 Juan Fernández

Estudios geocronológicos realizados a las lavas del archipiélago de Juan Fernández muestran edades que varían entre 1-4 Ma para la Isla Robinson Crusoe, y ca. 1 Ma para la Isla Alejandro Selkirk que se encuentra unos 180 km más al este [Reyes & Lara, 2012]. Según estos autores, la gran desviación de las edades obtenidas para la Isla Robinson Crusoe se debe a episodios magmáticos post-erosionales que son posteriores a la actividad de la pluma mantélica que originó el basamento de esta isla. El Guyot O'Higgins es un monte submarino datado por von Huene et al. (1997) en 8.5 ± 0.4 Ma, este se encuentra a unos 200 km al oeste de Valparaíso y a unos 100 km de la Fosa de Chile-Perú. La hipótesis de que este archipiélago y sus montes submarinos fueron generados debido a un hot-spot es apoyada por la progresión hacia el este de la edad de estas formaciones [Yañez et al., 2001].

Los parámetros rotacionales de estos Hot-Spots fueron determinados en este estudio mediante la posición de los montes submarinos según la edad de estos (para los que existen dataciones) con respecto a la Placa de Farallón-Nazca (ver estos parámetros en el Anexo A). Dado que estos Hot-Spots tendrían actividad más antigua que la datada en los montes submarinos más cercanos al margen, se acoplaron estos parámetros rotacionales al de la malla de referencia de los Hot-Spots del Pacífico realizada por Wessel & Kroenke [2008], para determinar su posición con respecto a la Placa Farallón-Nazca

7 Velocidad de Convergencia

En base al modelo de Somoza [1998] se realizó un análisis de la velocidad de convergencia de la Placa Farallón-Nazca con respecto al margen de la Placa Sudamericana, el procedimiento para realizar este análisis fue el siguiente:

- 1) Se calcula el azimut del margen en cada 1° (111.19 km) en la latitud considerando las restauraciones propuesta por Arriagada et al. [2008] y Arriagada et al. [2013] en intervalos de 1 Ma. interpolando la coordenada longitud del margen entre los términos extremos de 0, 15 y 40 Ma.
- 2) Se calcula la magnitud y la dirección del vector de convergencia entre ambas placas según la metodología propuesta por Cox & Hart [1986], en cada punto del margen analizado en intervalos cada 1 Ma.
- 3) Se calcula las componentes ortogonales y paralelas al paleomargen considerando el azimut del paleomargen y la dirección de la velocidad de convergencia.

Para determinar el vector de convergencia en base a las componentes ortogonales de las coordenadas geográficas (Norte y Este), se utilizaron las fórmulas propuestas por Cox & Hart [1986] en el Capítulo 4 del libro *Plate Tectonics, How It Works, Blackweel Publishers, 1986*. Estas fórmulas toman la información de los modelos de movimiento de las placas (polos de rotación y velocidad angular de una placa con respecto a otra) para calcular el vector de convergencia en un punto en el contacto entre estas dos placas. A continuación se muestran dichas ecuaciones:

$$v = {}_A\vec{\omega}_B \times (R\vec{p}) \quad (1)$$

Donde v es la velocidad de convergencia entre la Placa A y la Placa B en el punto \vec{p} del margen donde se desea evaluar la velocidad de convergencia. ${}_A\vec{\omega}_B$ es el vector de rotación de la Placa A con respecto a la Placa B, este se puede descomponer en el producto de la velocidad angular escalar y las coordenadas del polo de Euler. R es el radio de la tierra.

Para calcular este producto cruz de forma más simple, se cambian las coordenadas esféricas (latitud λ y longitud φ) a coordenadas cartesianas, donde el eje x representa el eje que cruza la tierra diametralmente entre el punto 0°N, 180°E y 0°N, 0°E, el eje y entre los puntos 0°N, 90°E y 0°N, 90°W, y el eje z entre el polo norte y el polo sur, según las siguientes transformaciones (para un punto sobre la superficie de la Tierra $a = (a_\lambda, a_\varphi)$):

$$\begin{aligned} a_x &= \cos \lambda \cdot \cos \varphi \\ a_y &= \cos \lambda \cdot \sin \varphi \\ a_z &= \sin \lambda \end{aligned} \quad (2)$$

Así, la ecuación (1) queda de la forma:

$$\vec{v} = \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{pmatrix} = R \cdot \begin{pmatrix} \omega_y \cdot p_z - p_y \cdot \omega_z \\ \omega_z \cdot p_x - p_z \cdot \omega_x \\ \omega_x \cdot p_y - p_x \cdot \omega_y \end{pmatrix} \quad (3)$$

Para transformar el sistema de coordenadas cartesianas a las coordenadas geográficas del punto de interés (direcciones Norte, Este y profundidad) se utiliza la siguiente transformación:

$$T = \begin{pmatrix} (-\sin \lambda) \cos \varphi & (-\sin \lambda) \sin \varphi & \cos \lambda \\ -\sin \varphi & \cos \varphi & 0 \\ (-\cos \lambda) \cos \varphi & (-\cos \lambda) \sin \varphi & -\sin \lambda \end{pmatrix} \quad (4)$$

Donde λ representa la latitud y φ la longitud del punto de interés.

Finalmente, las componentes Norte, Este y profundidad de la velocidad de convergencia quedan definidas por la siguiente ecuación:

$$\begin{pmatrix} v_n \\ v_e \\ v_p \end{pmatrix} = T \cdot \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{pmatrix} \quad (5)$$

Este procedimiento se programó en lenguaje MatLab y el código se puede revisar en el Anexo B. Los resultados de este análisis se aprecian en la Figura 7.1.

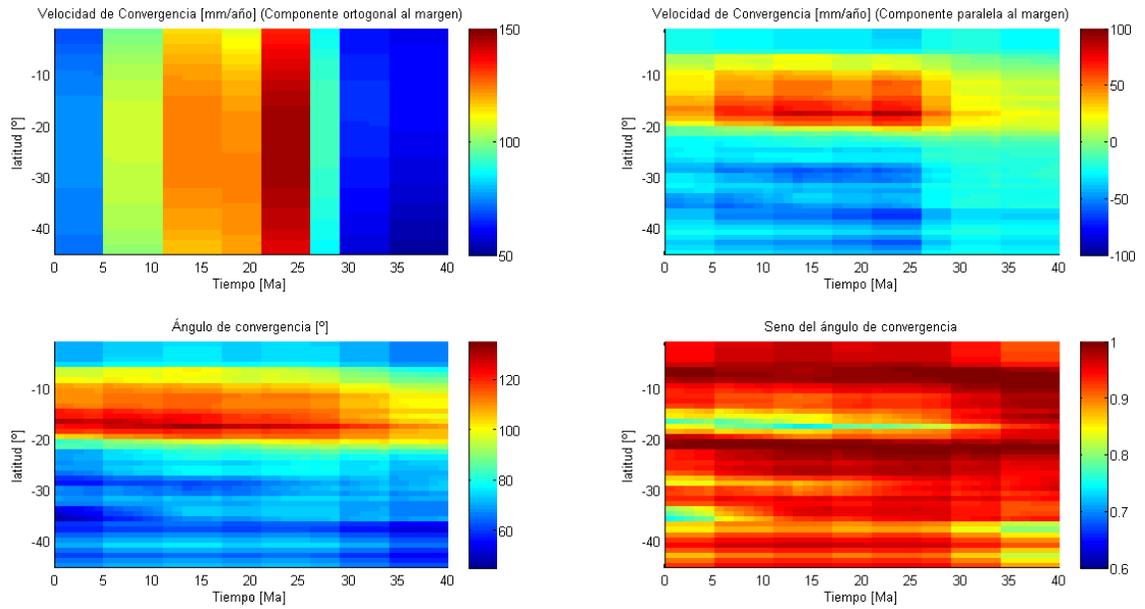


Figura 7.1. Velocidad de convergencia de la Placa Farallón-Nazca con respecto a la Placa Sudamericana. a) Componente ortogonal al margen de Sudamerica de la velocidad de convergencia entre la Placa Farallón-Nazca y la Placa Sudamericana (mm/año). b) Componente paralela al margen de Sudamerica de la velocidad de convergencia entre la Placa Farallón-Nazca y la Placa Sudamericana (mm/año), valores positivos corresponden a movimiento dextral, y los negativos a movimiento sinistral. c) Ángulo entre el vector de convergencia de la Placa Farallón-Nazca y Sudamericana y el margen occidental de Sudamérica. d) Seno del Ángulo de convergencia (ortogonalidad de la convergencia). Para la confección de estas figuras se consideró la restauración del Oroclino Boliviano y del Maipo propuesta por Arriagada et al. [2008] y Arriagada et al. [2013].

8 Fuentes de error

Una fuente de error de este modelo proviene de la suposición implícita de Somoza [1998] que los parámetros de rotación de la Placa Farallón-Nazca se realizaron considerando tiempos discretos, donde el polo de rotación y velocidad angular son fijos (considerando Sudamérica fija con respecto a las coordenadas geográficas actuales). Dado esto, se propone para estudios posteriores, considerar que los parámetros rotacionales de la Placa Farallón-Nazca se dan únicamente por la generación de corteza oceánica proveniente de los Ridges mid-oceánicos que la limitan (Placa Pacífico, Antártica y Cocos), con esto, el modelo que se generaría tendría parámetros rotacionales variables entre los cambios de primer orden dados por las reconfiguraciones en la tectónica global de placas.

Otra fuente de error radica en que la definición de los parámetros rotacionales de la Placa Farallón y de la Placa Fénix entre los 150 Ma y los 47.9 Ma, se realizó considerando el método de half-stage spreading [Stock & Molnar, 1988]. Dado que hasta ahora no hay forma de saber la asimetría de acreción cortical de la placa ya subducida, se consideró este método para establecer los parámetros rotacionales de estas Placas durante dicho periodo. También se debe considerar la posibilidad de la existencia de otras placas que hayan existido durante este periodo entre el Ridge mid-oceánico Pacífico-Farallón y el margen sudamericano, de haber existido alguna placa de estas características sería difícil conocer sus parámetros rotacionales, dado que toda la corteza que la habría compuesto ya habría sido subducida bajo el margen sudamericano, eliminando el registro tanto de sus anomalías magnéticas como de su batimetría.

Para el cálculo de la velocidad de convergencia, no se consideró la erosión tectónica en el margen sudamericano que podría haberse generado entre los 40 Ma y la actualidad, además se suma a esto, el error asociado a la restauración del oroclino boliviano y del Maipo hecha por Arriagada et al. [2008] y Arriagada et al. [2013].

Existe una evidente falta de información en el registro tectonoestratigráfico que restringen las fases tectónicas en el margen sudamericano temporal y espacialmente, considerando también la redefinición de las edades de las formaciones y actividad de las estructuras mediante nevas técnicas de datación, dado esto, la información se actualiza continuamente y por ende, en el futuro se podría llegar a resultados más concluyentes acerca de la relación entre la subducción de anomalías batimétricas y la ocurrencia de fases tectónicas.

9 Resultados

Se realizó una reconstrucción tectónica de la Placa Farallón Nazca desde los 119 Ma hasta la actualidad, los parámetros de rotación se pueden revisar en el Anexo A. Entre los 119 y los 83.5 Ma esta reconstrucción se realizó mediante el método de half-stage spreading [Stock & Molnar, 1988], que se basó en la orientación de la fábrica del suelo oceánico que se encuentran en la Placa Pacífico entre el Escarpe Este Manihiki y la anomalía 34 (83.5 Ma). Entre los 83.5 y 47.9 Ma, se basó en el mismo método considerando la geometría y orientación de las isócronas correspondientes a las anomalías entre la 34 y 21 (83.5-47.9 Ma). Entre los 47.9 y 40 Ma, se ocuparon los parámetros de rotación calculados por Pardo-Casas & Molnar [1987], finalmente entre los 40 Ma y la actualidad se consideró los parámetros rotacionales calculados por Somoza [1998]. No se consideraron los parámetros rotacionales realizados por Tabbens & Cande [1997] debido a que se basaron en las anomalías magnéticas que se encuentran al sur de la Zona de Fractura de Challenger, tampoco se consideró la reconstrucción realizada por Pilger [1984] debido a que no se tenían suficientemente constreñidas la posición y edad de las anomalías magnéticas.

Para una mejor comprensión de la relación espacio temporal entre la subducción de anomalías batimétricas y eventos compresivos, se graficaron ambos tipos de eventos (Figura 8.1). Se consideró como la latitud de subducción de las anomalías batimétricas a la latitud con que intersectaran el margen occidental de Sudamérica dejando esta fija y considerando también el cambio longitudinal del margen mediante las restauraciones realizadas por Arriagada et al [2008] y Arriagada et al [2013]. No se consideró como anomalía batimétrica las zonas de fractura ni los montes submarinos aislados.

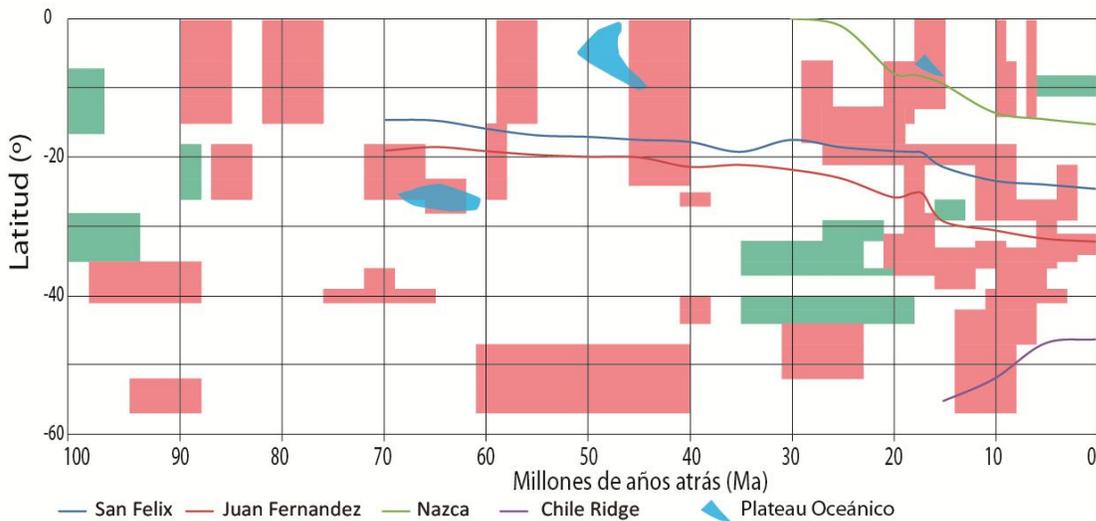


Figura 9.1. Eventos Tectónicos y subducción de anomalías batimétricas. La subducción de anomalías batimétricas solo se consideró después de los 70 Ma.

A grandes rasgos se puede apreciar en la Figura 8.1 que en la mayoría de los casos, la subducción de rasgos batimétricos estarían relacionados con eventos compresivos, sin embargo, no todos los eventos compresivos se relacionan con la subducción de estas anomalías, sobretodo en el caso de los eventos registrados al sur de los 40°, se debe considerar para que a estas latitudes no se registra suficiente información que provenga de anomalías magnéticas ni batimétricas en la corteza oceánica que cerciore cual es la placa oceánica que estaría interactuando con el margen. Comparando las figuras 7.1 y 8.1, se puede verificar que los eventos extensionales estarían relacionados con períodos de lenta velocidad de convergencia y/o con alto ángulo de oblicuidad entre la velocidad de convergencia y la orientación del margen.

La subducción del Cai Cai Plateau coincide temporal y espacialmente con el desarrollo de la fase K-T (65 Ma). En esta época no se registran eventos compresivos que abarquen grandes segmentos en el margen, por lo que este evento compresivo local podría correlacionarse solo con esfuerzos locales, originados probablemente por la subducción de anomalías batimétricas.

La fase incaica se desarrolló unos pocos millones de años después del momento en que se sugiere la subducción del MoP (50 a 45 Ma), y el segmento en que abarca se ubica entre el norte de la subducción de este plateau, y aproximadamente al sur de donde se estaría subduciendo el JRF, y coincide también con un periodo de alta velocidad de convergencia [Pardo-Casas & Molnar, 1987].

También se puede establecer que el desarrollo de la fase compresiva Quechua 1, ocurre en similar latitud y temporalidad con respecto a la subducción del Plateau Inca, propuesto también por Gutscher, et al. [2000].

10 Discusión y sugerencias para estudios futuros

Las condiciones que determinan las implicancias geodinámicas y tectónicas de las anomalías batimétricas al interactuar con los márgenes de subducción, no están claros. Aunque podrían resumirse en cuatro tipos de interacciones [Vogt & Gerya, 2014]: 1) Subducción completa: asociado a un brusco alzamiento en el antearco, y la formación de cuencas de trasarco. 2) Acreción frontal: genera engrosamiento cortical y la formación de fajas plegadas y corridas, también podría provocar el cese de la subducción y la consecuente delaminación de la corteza oceánica. 3) Acreción Basal: cuando la anomalía batimétrica se acreciona en el canal de subducción a la placa continental provocaría la migración de la subducción y la delaminación de corteza oceánica, lo que generaría la ocurrencia de plumas astenosféricas producto de la fusión parcial de la corteza oceánica delaminada. 4) por último los plateaus oceánicos pueden disminuir el ángulo de subducción al punto de volver a contactar la placa continental con la placa oceánica luego de haber se subducido, este fenómeno llamado “underplating” generaría la exhumación de la corteza oceánica, la cual registraría altos grados de metamorfismo y en algunos casos esta exhumación podría generar un brusco alzamiento de la superficie.

Tetreault & Buitter [2014] realizaron una compilación de rasgos batimétricos que actualmente se pueden observar en el suelo oceánico. Considerando el espesor y la densidad cortical, de los rasgos batimétricos acretados reconocibles en el registro geológico, los plateaus oceánicos suelen acretarse frontalmente (colisión), mientras que los montes submarinos suelen subducir fácilmente si no son incorporados al prisma de acreción. Estas conclusiones coinciden parcialmente con el registro geológico y la reconstrucción realizada en este trabajo, debido a que no se han encontrado formaciones geológicas en el continente que puedan ser atribuibles a la acreción de alguna de las cadenas de montes submarinos estudiadas. Mientras que en el caso de los plateaus oceánicos, la región del antearco de Ecuador está ampliamente estudiada [Daly, 1989; Jaillard et al., 1995; Jaillard et al., 2004; Van Melle et al., 2008; Kerr & Tarney, 2005; Luzieux, 2006] y se reconoce que se trata de uno o varios plateaus oceánicos acrecionados al continente. Sin embargo, para los plateaus oceánicos Cai Cai e Inca, no se les ha atribuido algún bloque continental que corresponda a estos plateaus. Cabe considerar que los plateaus conjugados a Cai Cai e Inca (es decir Magellan Rise y Tuamotu Plateau en la Placa Pacífico) son mucho más pequeños que el Plateau Otong Java Nui (conjugado del Plateau Mollendo que interactúa con el margen sudamericano a la latitud de Ecuador durante el Eoceno Temprano [ver figura 8.1]), lo que probablemente haya sido la causa de su probable subducción completa.

Otra observación que se puede extraer de la compilación realizada por Tetreault & Buitter [2014] es que, en general, los ridges oceánicos producidos por los Hot-Spots en zonas cercanas a los centros de expansión oceánica (Nazca Ridge, Carnegie Ridge, Cocos Ridge) suelen tener una estructura cortical más profunda que los ridges originados por los Hot-Spot intraplaca (Juan Fernandez Ridge, San Felix Ridge). En este último caso, estos suelen formarse por una cadena discontinua de montes submarinos, mientras que en el primer caso, se trata de una anomalía batimétrica continua y con relieve menos abrupto. Este fenómeno podría traer diferentes consecuencias en la geodinámica del

margen al subducirse dichos rasgos batimétricos, por lo que se sugiere abordar este tema en estudios futuros.

Cloos [1993] caracterizó cualitativamente los efectos tectónicos que podrían producir la subducción de distintos tipos de anomalías batimétricas y fragmentos continentales en la placa cabalgante, considerando el área de la anomalía y su espesor litosférico. Sin embargo, no consideró la edad de la placa oceánica, ni la velocidad de convergencia. Modelos análogos [Boutelier et al., 2003; Boutelier & Chemanda, 2011] y modelos numéricos [Hassani et al., 1997; Martinod et al., 2005; van Hunen et al., 1997; Vogt & Gerya, 2014] han tratado de predecir las implicancias geodinámicas de intersección de plateaus oceánicos, fragmentos continentales, ridges asísmicos, montes submarinos y ridges activos con la fosa, considerando su petrología, edad de la anomalía y de la placa subductante, velocidad de convergencia, espesor litosférico y geometría tridimensional de la anomalía. Sin embargo ninguno de estos estudios ha considerado la totalidad de estos factores en el desarrollo de estos modelos. Se requiere un estudio que abarque todos los factores mencionados para generar un modelo realista de las implicaciones tectónicas y geodinámicas de la interacción de anomalías batimétricas con márgenes de subducción.

Rosenbaum & Mo, [2011], realizaron una revisión a todas las anomalías batimétricas que se están actualmente subduciendo a lo largo de los márgenes de subducción del Océano Pacífico. Este análisis mostró que solamente en el margen americano, la subducción de anomalías batimétricas se relacionaba con un menor ángulo de la subducción. En el margen asiático, por el contrario, la subducción de anomalías batimétricas estaría relacionada a mayores ángulos de subducción. Los autores de este estudio sugieren que este fenómeno podría deberse a que la deriva al oeste a escala global de la litosfera con respecto a la astenosfera [Doglioni et al., 1999] facilitaría la subducción somera en los márgenes donde la subducción ocurre en sentido este, y aumentaría el ángulo de subducción en los márgenes cuyo slab manta en sentido oeste.

El basamento de las formaciones Cenozoicas del antearco de Ecuador se ha descrito como basamento ígneo oceánico, datado en 123 Ma por [Lapierre et al., 2000] y en 84 Ma por Luzieux [2006] llamada Formación el Piñón [Goossens & Rose, 1973; Lebrat et al., 1987], éste basamento posee razones de ϵNd y Pb que la sitúan entre una fuente magmática NMORB y HIMU [Lapierre et al., 2000], por lo que se especula que esta formación se originó en un hot-spot cercano a un ridge mid-oceánico [Lapierre et al., 2000], como lo es Islandia hoy en día.

Numerosos estudios basados en el registro tectonoestratigráfico del antearco ecuatoriano han propuesto diferentes momentos en que este bloque de basamento se acrecionó al margen sudamericano, incluyendo entre el Campaniano Temprano al Eoceno (80-35 Ma [Benitez, 1995]), Paleoceno (65-56 Ma, [Daly, 1989; Jaillard et al., 1995; Jaillard et al., 2004; Van Melle et al., 2008]), Eoceno (55-35 Ma, [Kerr & Tarney, 2005]) y Cretácico Tardío [Luzieux, 2006]. Considerando que este bloque ha sido datado en 123 Ma, edad que sería sincrónica con la formación del plateau Otong Java Nui, y las propiedades geoquímicas expuestas por Lapierre, et al [2000], y la reconstrucción

tectónica realizada en este estudio, el autor de este trabajo propone que este bloque de basamento corresponde al Plateau Mollendo (MoP), que se fragmentó del Plateau Otong Java Nui hace unos 120 Ma y que se habría acrecionado en el margen sudamericano durante el Eoceno Medio (51-45 Ma).

Se sugiere que se compare petrográfica y geoquímicamente la formación el Piñón, con la corteza oceánica de los plateaus que oceánicos que componían el OJNP, utilizando datos de Lapiere et al. [2000] para la formación El Piñón y de Timm et al. [2011] (entre otros) para las formaciones que conforman los depósitos atribuidos a la formación del OJPN.

Debe considerarse que varios autores han expuesto que otros bloques tectónicos se han acrecionado en la misma latitud en el margen sudamericano [Luzieux, 2006; Van Melle et al., 2008; Vallejo et al., 2009], como es el caso del Arco de Islas intraoceánico de Macuchi [Egüez, 1986; Aguirre & Atherton, 1987] cuyos depósitos se encuentran en la cordillera principal, al este del bloque el Piñón. Estos factores no fueron abordados en este estudio, sin embargo, se sugiere realizar una reconstrucción tectónica acabada de esta zona durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno, utilizando los datos paleomagnéticos obtenidos por Roperch [1987] y Luzieux [2006], para así comprender mejor la interacción del Plateau Mollendo (MoP) con el margen de los arcos de islas propuestos y el margen sudamericano.

El período donde se muestra mayor desarrollo de rotaciones horarias y antihorarias de los bloques involucrados en el desarrollo del oroclino boliviano, es decir, durante el Eoceno Tardío al Oligoceno, coincide temporal y espacialmente con la subducción de los ridges de Tal Tal y de Juan Fernández. Otros autores han propuesto que el oroclino podría haberse producido por la colisión con el conjugado del Plateau Manihiki (Plateau Mollendo en este estudio) [O'Driscoll et al., 2012]. Sin embargo, ese estudio no tiene una reconstrucción tectónica que lo respalde.

Otros autores han propuesto la generación de un Plateau oceánico proveniente de la interacción del Hot-Spot de Juan Fernández con alguna dorsal oceánica, que pudo haber subducido en el margen de sudamerica durante el Eoceno, que pudo haber provocado la fase Incaica y el desarrollo del Oroclino Boliviano [Martinod et al., 2010]. Sin embargo, no se tiene evidencia batimétrica de la interacción de alguna dorsal en la posición donde se encuentra el Hot-Spot de Juan Fernández. No obstante, según el estudio al oroclino del Maipo realizado por Arriagada et al. (2013), la subducción JFR muestra tener la capacidad de generar rotaciones a nivel litosférico, como la generación del Oroclino del Maipo durante 15 Ma, sin la necesidad de tener interacción con algún ridge oceánico para generar un plateau oceánico. Según la reconstrucción tectónica realizada en este estudio, el JFR interactuó por lo menos desde unos 70 Ma hasta los 25 Ma (45 millones de años) con el margen a la latitud donde se generó el oroclino boliviano, durante etapas de alta velocidad y baja velocidad de convergencia, por lo que el autor de este estudio sugiere que la presencia del JFR, potenciada por la presencia del TTR explicarían la ocurrencia del oroclino boliviano. Se propone el desarrollo de modelos análogos y numéricos que respalden o refuten esta hipótesis.

Silver et al. [1998] propuso que la aceleración hacia el oeste de la Placa Sudamericana producto de la colisión de Africa con Eurasia hace 30 Ma, causó la compresión y el alzamiento del altiplano, además del desarrollo del oroclino boliviano. Sin embargo, no se realizó un modelo cuantitativo de los esfuerzos a los que se sometió la Placa Sudamericana, además no explica por qué el Oroclino Boliviano se desarrolló a esas latitudes y no otra.

Capitanio et al. [2011] atribuyó la generación del Oroclino Boliviano a las variaciones de la edad de la placa oceánica subductante a lo largo del margen, donde la corteza oceánica más antigua generaría mayor tracción al subductar, cuyo efecto se vería reflejado en la migración hacia el este de la fosa, y el engrosamiento de la corteza continental. Sin embargo, este modelo solo explicaría la generación del Oroclino Boliviano, y de la ocurrencia de otras fases tectónicas o de la generación del Oroclino del Maipo.

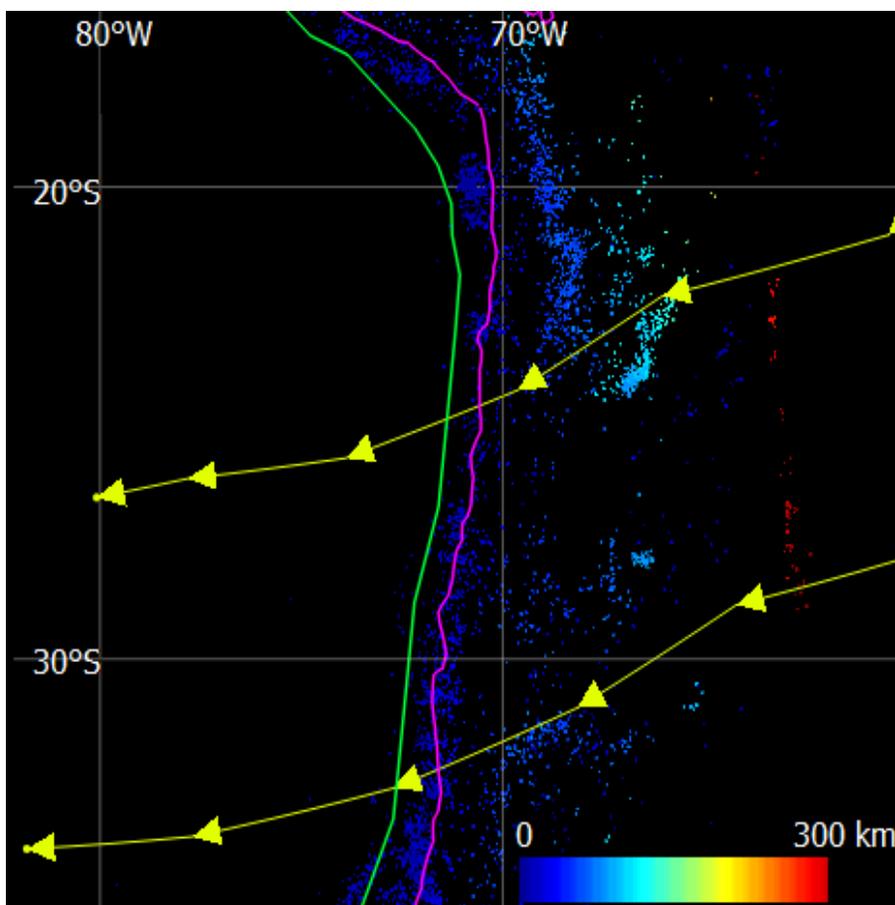


Figura 10.1 Hipocentros de los sismos obtenidos del catálogo del USGS, y su posición con respecto a los Ridges oceánicos provenientes del Hot Spot de San Félix y Juan Fernández (amarillo). La fosa se Chile-Perú se muestra en color verde y la línea de costa en color rosa. La barra de colores muestra la profundidad de los hipocentros en kilómetros.

Además, el flat slab ocurre en el segmento que se encuentra entre la subducción del JFR y el TTR desde hace 12 Ma [Kay et al., 1987], al igual que el que se encontraría según la reconstrucción realizada en este estudio durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano la latitud donde se desarrolla el Oroclino Boliviano y que ha sido propuesta por Isacks [1988] y por James & Sacks, [1999], como también el flat-slab Mioceno [18-12 Ma] en la zona de la Puna propuesta por Kay & Abbruzzi [1996].

El inicio del desarrollo de las cuencas extensionales en Chile Central durante el Oligoceno, coincide con un

periodo de baja velocidad de convergencia y se desarrollaron preferentemente en zonas de alta oblicuidad del ángulo de convergencia con respecto al margen con componente dextral (ver Figura 7.1). Sin embargo al norte de los 20°S se registra la Fase Aymara en cuyo límite sur se registra la subducción del Tal Tal Ridge,

Entre los 25 y los 10 Ma se registra que la velocidad de convergencia es mayor a 120 mm/año, y en gran parte del margen se registran eventos compresivos, aunque preferentemente ocurren cerca de la subducción de alguna anomalía batimétrica, como la Fase Quechua I que coincide con la subducción del Plateau Inca, y el cambio en la latitud de la subducción del JRF y del TTR que podría tener relación con el alzamiento de la Puna y de las Sierras Pampeanas como lo proponen varios autores [Smalley, et al. 1993; Gutscher, et al. 2000]. En este periodo también se invierten las cuencas extensionales oligocenas [Charrier et al., 2002].

Finalmente el desarrollo de la Faja plegada y Corrida de Aconcagua y el alzamiento de las Sierras Pampeanas de Córdova continúan hoy en día [Siame et al., 2006] sobre el lugar donde se estaría subduciendo el JFR.

Actualmente se puede observar una relación entre la subducción del JFR con la ocurrencia de clusters sísmicos [Barazangi & Isacks, 1976; Gutscher et al., 2000; Yañez et al., 2002; Anderson et al., 2007]. En estos estudios se ha propuesto que la corteza donde se está subduciendo el JFR es la zona más somera del flat-slab, y que este cluster sísmico sería provocado por la subducción del JFR. En este estudio se propone que el cluster sísmico ubicado en el borde NW de la Puna al SE del Salar de Atacama, estaría relacionado con la subducción del TTR de un modo similar al JFR, debido a que la reconstrucción tectónica propuesta en este estudio sitúa la cadena de montes submarinos intersectando este clúster sísmico (Figura 9.1). La generación de estos clúster sísmicos podrían deberse a el cambios de esfuerzos en la interfaz entre la placa oceánica y la cuña astenosferica debido a la anomalía en la corteza oceánica [Scholz & Small, 1997; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011], como también por las reacciones de deshidratación que afectan a los minerales de alteración que tienden a mineralizar preferentemente en las fracturas que se encuentran comúnmente adyacentes a las anomalías batimétricas, [Kirby et al., 1996; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011]. Además, un segmento que abarca unos 200 km del arco cuyo límite sur coincide con la subducción del TTR y la ocurrencia de este clúster sísmico, se caracteriza por un corrimiento del arco de unos 100 km hacia el este, se sugiere en este estudio que este sería un efecto del TTR producto de una disminución local en el ángulo de subducción, sin embargo estudios de relocalización de hipocentros en esta área se necesitan para corroborar esta hipótesis.

Se sugiere en este estudio que se realice un análisis de los mecanismos focales del clúster sísmico que coincide con la subducción del TTR, para así, conocer el campo de esfuerzos a la que está sometida la placa oceánica en ese lugar y establecer su posible relación con la subducción del TTR, como se hizo en el estudio de Anderson, et al. [2007] para el caso del clúster sísmico relacionado con el JFR.

Otro tema interesante para abordar en trabajos futuros es la causa de los cambios globales de la configuración de las placas tectónicas, por ejemplo, realizando modelos

cuantitativos de fuerzas que podrían afectar los parámetros rotacionales de las placas tectónicas, como por ejemplo, la acreción frontal de algún plateau oceánico, como lo que podría haber ocasionado el cambio de la configuración global durante el Cretácico Tardío producto de la acreción del Plateau Hikurangi y el Plateau Calciche en el margen antártico. O bien, estos cambios podrían estar más relacionados con cambios en el movimiento relativo entre la litosfera y la astenosfera a escala global, como lo sugiere [Doglioni et al., 1999].

Se sugiere también que se realicen campañas de obtención de muestras del basamento oceánico en la zona constreñida entre la Triple Unión de Tongareva y la anomalía 34, al este del Escarpe Este Manihiki, para así poder datarlas y tener un mejor entendimiento de la configuración tectónica en la época del Supercrón del Cretácico Tardío. También se sugiere un análisis de las variaciones de la intensidad magnética dentro de la corteza generada en el Supercrón, para establecer subcronos basados en los cambios de intensidad magnética dentro de un mismo crón. También sería útil datar y analizar geoquímicamente los montes submarinos del TTR y así mejorar el entendimiento de este Hot-Spot y su movimiento con respecto a la Placa de Nazca.

11 Conclusiones

La subducción de anomalías batimétricas durante el Cenozoico en el margen occidental de Sudamérica, coinciden aparentemente con periodos donde se registran eventos compresivos, como lo es el caso de la fase K-T (Plateau Cai Cai), la fase Incaica (Plateau Mollendo, Tal Tal Ridge y Juan Fernandez Ridge), y la fase Quechua 1 (Plateau Inca). Sin embargo, no todas las fases compresivas ocurren durante la subducción de estos rasgos batimétricos, algunas estarían relacionadas a periodos de alta velocidad de convergencia y convergencia ortogonal.

La formación El Piñón, correspondiente al basamento del antearco en Ecuador, podría tratarse del Plateau Mollendo que se acrecionó, según la reconstrucción realizada en este estudio durante el Eoceno Medio.

El cese de la subducción de la placa oceánica bajo la placa Antártica podría haber sido gatillado por la colisión de 2 plateaus oceánicos (Hikurangi y Caleuche) provenientes de la fragmentación del mega plateau Otong Java Nui. Esto ha generado el inicio del ridge mid-oceánico entre las Placas Pacífico y Antártica, provocado también que parte de la corteza de la Placa Pacífico se transfiriese a la Placa Antártica, se observan rasgos batimétricos atribuibles a la migración de la Triple Unión de Tongareva hasta el mismo margen antártico en este fragmento de placa.

El desarrollo de cuencas extensionales entre el Eoceno Tardío y el Mioceno Temprano coincide con un periodo de alta oblicuidad dextral y baja tasa de convergencia, su inversión habría sido gatillada por un aumento en la tasa de convergencia a los 25 Ma.

La subducción del Juan Fernandez Ridge y del Tal Tal Ridge coincide espacialmente con la presencia de clústers de sísmos intraplaca de profundidad intermedia, estos clusters se podrían generar debido a la deshidratación de las estructuras asociadas a las anomalías batimétricas o a los efectos que podrían generar en el campo de estrés, la subducción de corteza oceánica anómala.

Bibliografía

- Aguirre, L. (1960) Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín, No. 9, 70 p. Santiago.
- Aguirre, L., Atherton, M. (1987) Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 5, p. 473–494, doi: 10.1111/j.1525-1314.1987.tb00397.x.
- Allmendinger, R. (1986) Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 97, pp. 1070–1082.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, P., Beck, S. (2007) Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 171, 419–434.
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch, P. (2013) The Maipo Orocline: A first scale structural feature in the Miocene to recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology* 40 (3): 419–437. September, 2013. doi: 10.5027/andgeoV40n2-a02.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold P. (2008) Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view, *Tectonics*, 27.
- Atherton, M., Aguirre L. (1992) Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning, *J. S. Am. Earth Sci.*, 5(1), 47–69, doi:10.1016/0895-9811(92) 90059-8.
- Barazangi, M., Isacks, B. (1976) Patial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*. V. 4, p. 686–692, November 1976.
- Barker, P., Burrell, J. (1977) The opening of Drake Passage. *Marine Geology*. 25 (1977) 15–34.
- Benitez, S., (1995) Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Applied geology*. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1995. French.
- Bertels, M. (1969) Mocripaleontología y estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantraico, Provincia de Neuquén, Parte II. *Ameghiniana* 6 (4): 253–278.
- Billen, M., Stock, J. (2000) Morphology and origin of the Osbourn Trough, *J. Geophys. Res.* 105, 2000. 13481–13489.
- Boutelier, D., Chemanda, A. (2011). Physical modeling of arc–continent collision: a review of 2D, 3D, purely mechanical and thermo-mechanical experimental models. In: Brown, D., Ryan, P.D. (Eds.), *Arc-Continent Collision, Frontiers in Earth Sciences*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 445–473.

- Boutelier, D., Chemenda, A., Burg, J. (2003) Subduction versus accretion of intraoceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments. *Earth and Planetary Letters* 212, 31–45.
- Boyden, J., Müller, R., Gurnis, M., Torsvik, T., Clark, J., Turner, M., Ivey-Law, G., Watson, R., Cannon, J. (2011) Next generation plate-tectonic reconstructions using Gplates, in *Geoinformatics: Cyber infrastructure for the Solid Earth Sciences*, edited by G. R. Keller and C. Baru, pp. 95–114, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., doi:10.1017/CBO9780511976308.008.
- Brousse, R., Barszczus, H., Bellon, H., Cantagrel, J., Diraison, C., Guillou, H., Leotot C. (1990) Les Marquises (Polynésie française): volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud, *Bull. Soc. géol. Fr.* 8 (1990) 933–949.
- Burns, W. (2002) Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic, and geochemical perspectives, Ph.D. thesis, Cornell University, Ithaca, New York.
- Cande, S., Kent, D. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100, 6093–6095.
- Carrera, N., Muñoz, J., Sàbat, F., Mon, R., Roca E. (2006) The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes), *J. Struct. Geol.*, 28(11), 1921–1932, doi:10.1016/j.jsg.2006.07.006.
- Capitanio, F., Faccenna, C., Zlotnik, S., Stegman, D. (2011) Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline. *Nature* 480, 83–86 (01 December 2011) doi:10.1038/nature10596.
- Cazau, L., Mancini, C., Cangini, J., Spalletti, L. (1987) Cuenca de Ñirihua. In: Chebli, G., Spalletti, L. (Eds). *Cuencas Sedimentarias de Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica N. 6 Universidad Nacional de Tucumán, Argentina.
- Chandler, M., Wessel, P., Taylor, B., Seton, M., Kim, S., Hyeong, K. (2012) Reconstructing Otong Java Nui: Implications for Pacific absolute plate motion, hotspot drift and true polar wonder. *Earth and Planetary Science Letters* 331–332 (2012) 140–151.
- Charrier, R. (1973) *Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua*. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Publicación 7, 69 p., Santiago.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., Zurita, E. (2002) Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15 (2002) 117–139.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodriguez, M. (2007) Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. *The Geology of Chile*, The Geological Society of London, 221.
- Charrier, R., Vicente, J. (1972) Liminary and geosynclinal Andes: Mayor orogenic phases and synchronical evolution of the Central and Austral sectors of the Southern Andes. *Solid Earth Probl. Conf., Upper Mantle Project (1970)*. 2, 451–470. Buenos Aires.

- Clark, A., Mortimer, C., Sillitoe, R. (1967) Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature*. Vol. 215, p. 723-724.
- Cloos, M. (1993) Lithospheric bouoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading rigdes and seamounts : *Geol. Soc. Amer. Bull*, 105, 715-737.
- Cobbing, E. (1978) The Andean geosyncline in Peru, and its distinction from Alpine geosynclines, *J. Geol. Soc. London*, 135(2), 207–218, doi:10.1144/gsjgs.135.2.0207.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. (1982) Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile, *Earth Sci. Rev.*, 18(3-4), 303–332, doi:10.1016/0012-8252(82)90042-3.
- Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C., Ramos, V. (1975) Tectónica de basamento de la región occidental del macizo nordpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina, 1999 Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (3), 361-383.
- Contreras-Reyes, E., Carrizo, D. (2011) Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 186 (2011) 49–58.
- Cornejo, P., Matthews, S. de Arce, C. (2003). The K-T compressive deformation event in northern Chile 24-27 s. 10 Geological Congress in Concepcion Chile.
- Cox, A., Hart, R. (1986) *Plate Tectonics: How It Works*. Blackwell, Oxford. 392 pages.
- Cristallini, E. Ramos, V.(2000) Thick-skinned and thin skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt. *Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL)*. *Tectonophysics*, 317: 205-235.
- Daly, M. (1989). Correlations between Nazca/ Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8(4): 769-790.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A., Piromallo, C. (1999) Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth Science Reviews* 45, 167–208.
- Drake, R., Curtis, G., Vergara, M. (1976) Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes-latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, p. 285-295.
- Eagles, G., Gohl, K., Larter, R. (2004) High-resolution animated tectonic reconstruction of the South Pacific and West Antarctic Margin, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q07002, doi:10.1029/2003GC000657.
- Egüez, A. (1986) *Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale Septentrionale d'Equateur (0°15'S–01°10'S), les Mineralisations Associées [Ph.D. thesis]: Paris, Université Pierre et Marie Curie*, 116 p

- Emparan, C., Pineda, F. (1999). Mapa Geológico N°12. Área Condoriaco-Rivadavia, región de Coquimbo, escala 1:100.000. SERNAGEOMIN.
- Fariás, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D. (2008) Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35° S). *Tectonics*, Vol. 27, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.
- Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G. (2005) Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S) *Tectonics*, Vol. 24, TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.
- Faucher, B., Savoyat, E. (1973) Esquisse géologique des Andes de l'Ecluseur. *Revue de géographie physique et des géologie dynamique*, París, v. 15, p.115-142.
- Fildani, A., Hessler, A. (2005) Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117(11-12), 1596–1614, doi:10.1130/B25708.1.
- Fildani, A., Cope, T., Graham, S., Wooden, J. (2003) Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis, *Geology*, 31(12), 1081–1084, doi:10.1130/g20016.1
- Folguera, A., Ramos, V., González Díaz, E., Hermanns, R. (2006) Miocene to Quaternary deformation of the Guañacos fold-and-thrust belt in the Neuquén Andes between 37°S and 37°30'S, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 407, 247–266, doi:10.1130/2006.2407(11).
- Folguera, A., Ramos, V., Zapata, T., Spagnuolo, M. (2007) Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'–37°s), *J. Geodyn.*, 44(3–5), 129–148, doi:10.1016/j.jog.2007.02.003.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G. (2002) Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar. *Rev. geol. Chile* v.29 n.2 Santiago dic. 2002 <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082002000200004>.
- García Morabito, E., Ramos, V. (2012) Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30'–40°30'S), *J. S. Am. Earth Sci.*, 38, 13–30, doi:10.1016/j.jsames.2012.03.005.
- Gayet, M., Marshall, L., Sempéré, T. (1991) The Mesozoic and Paleocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. In: R. Suhrez (Editor), *Fósiles y Facies de Bolivia*. *Rev. Trc. YPFB*, 12(3-4): 393-433.
- Giambiagi, L. (2003) Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45'S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (1): 85-96.

- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., Clark, A. (2008) Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes, *Tectonophysics*, 459(1-4), 123–139, doi:10.1016/j.tecto.2007.11.069.
- Giovanni, M., Horton, B., Garziona, C., McNulty, B., Grove, M. (2010) Extensional basin evolution in the Cordillera Blanca, Peru: Stratigraphic and isotopic records of detachment faulting and orogenic collapse in the Andean hinterland, *Tectonics*, 29, TC6007, doi:10.1029/2010tc002666.
- Gonzalez, F., Vergara, M. (1962) Reconocimiento geológico de la Cordillera de las Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. *Inst. Geología, Univ. Chile, Publ.* 24, 121 p.
- Goossens, P., Rose, W. (1973) Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Cretaceous Complex, Ecuador, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 1043-1052.
- Gradstein, F., Agterberg, F., Ogg, J., Hardenbol, S., Vanveen, P., Thierry, J., Huang, Z. (1994) A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 99, 24051–24074.
- Gutscher, M., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, Vol 19, No. 5, Pages 814-833.
- Haase, K., Mertz, D., Sharp, W., Garbe-Schönberg, C. (2000) Sr-Nd-Pb isotope ratios, geochemical compositions, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data of lavas from San Félix Island (Southeast Pacific): Implications for magma genesis and sources. *Terra Nova*, 12, 90-96.
- Hassani, R., Jongmans, D., Chery, J. (1997) Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 17951–17965.
- Hoernle, K., Hauff, F., Van Den Bogaard, P., Werner, R., Mortimer, N., Geldmacher, J., Garbe-Schönberg, D., Davy, B. (2010) Age and geochemistry of volcanic rocks from the Hikurangi and Manihiki oceanic plateaus. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74. 7196-7219.
- Isacks, B. (1988), Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, 3211–3231, doi:10.1029/JB093iB04p03211.
- Jaillard, E. (1993) L'évolution tectonique de la marge péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses relations avec la géodynamique. *Bull. Soc. géol. France*, 1993, t. 164, n°6, pp. 819-830.
- Jaillard, E. (1994) Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. In: J.A. Salfity (Editor), *Cretaceous Tectonics in the Andes*. (Earth Evol. Sci.) Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, pp. 101-167.
- Jaillard, E., Sempere, T. (1991). Las secuencias sedimentarias de la Formación Miraflores y su significado cronoestratigráfico: Santa Cruz de la Sierra, Bolivia, *Revista Técnica de YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos)*, v. 12, p. 257–264.

- Jaillard, E., Cappetta, H., Ellenberger, P., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Lefranc, J., Sigé, B. (1993) The Late Cretaceous Vilquechico Group of southern Peru. Sedimentology, paleontology, biostratigraphy, correlations. *Cretaceous Res.*, 14: 623-661.
- Jaillard, E., Ordonez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting; southern coastal Ecuador during Late Cretaceous-late Eocene time. In: J. Tankard Anthony, S. Soruco Ramiro and J. Welsink Herman (Editors), *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoir. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United States, pp. 615-631.
- Jaillard, E., Ordonez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 49-58.
- Jaillard, E., Soler, P. (1996) Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern central Andes (0°-18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics* 259(1-3), 41-53.
- James, D., Sacks, S. (1999) Cenozoic formation of the central Andes: A geophysical perspective, in *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Soc. Econ. Geol. Spec. Publ., vol. 7, edited by B. Skinner et al., pp. 1-25, Soc of Econ. Geol., Littleton, Colo.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C. (2001), Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes, *Tectonics*, 20(3), 308-324, doi:10.1029/1999tc001181.
- Jordan, T., Alonso, R. (1987) Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South Latitude. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V. 71, No. 1 (January 1987), P. 49-64, 8 Figs.
- Kay, S., Abbruzzi, J. (1996) Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30 S and 32 S, *Tectonophysics*, 259, 15-28, doi:10.1016/0040-1951(96)00032-7.
- Kay, S., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. (1987) Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29 -30 30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction, *J. Geophys. Res.*, 92, 6173-6189, doi:10.1029/JB092iB07p06173.
- Kay, S., Burns, W., Copeland, P., Mancilla O. (2006) Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 407, 19-60, doi:10.1130/2006.2407(02).
- Kerr, A., Tamey, J., Marriner, C., Nivia, A., Saunders, A. (1997) The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province; the internal anatomy of an oceanic plateau. In: J. Mahoney John and F. Coffin Millard (Editors), *Large igneous provinces; continental, oceanic, and planetary flood volcanism*. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, DC, United States, pp. 123-144.

- Kirby, S., Engdahl, E., Denlinger, R. (1996) Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in *Subduction: Top to Bottom*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 96, edited by G. E. Bebout et al., pp. 195–214, AGU, Washington, D. C., 1996.
- Klepeis, K. (1994) Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13 (4), 882–904.
- Klohn, C. (1960) Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín, No. 8, 95 p.
- Kohn, M. (1991) Studies of the metamorphism in west-central New Hampshire, U.S.A. and Tierra del Fuego, Chile, Ph.D. dissertation, 295 pp., Rensselaer Polytech. Inst., Troy, N.Y., 1991.
- Kohn, M., Spear, F., Harrison, T., Dalziel, I. (1995) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile, *J. Metamorph. Geol.*, 1995, 13, 251-270.
- Kraemer, P. (2003) Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56 degrees S.Lat). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 731-748.
- Kussmaul, S., Jordan, L., Ploskonka, E. (1975). Isotopic ages of Tertiary volcanic rocks of SW-Bolivia: *Geologisches Jahrbuch, Reihe B.*, v. 14, p.111-120.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, É., Tardy, M., Mercier de Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F., Sénebier, F. (2000). Multiple Plume Events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous Oceanic Plateau Province. *Journal of Geophysical Research*, Vol 105, No B4, Pags. 8403-8421, Abril 10, 2000.
- Larson, R. (1991) Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, v. 19, p. 547-550, June 1991.
- Larson, R., Pockalny, R., Viso, R., Erba, E., Abrams, L., Luyendyk, B., Stock, J., Clayton, R. (2002) Mid-Cretaceous tectonic evolution of the Tongareva triple junction in the Southwestern Pacific basin, *Geology* 30, 2002. 67–70.
- Larson, R., Smith, S., Chase, C. (1972) Magnetic lineations of Early Cretaceous age in the western equatorial Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 15, 315–319.
- Lebrat, M., Mégard, F., Dupuy, C., Dostal, J. (1987) Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99,569-578, 1987.
- Levi, B., Aguirre, L. (1981), Ensilic spreading-subsidence in the Mesozoic and Palaeogene Andes of central Chile, *J. Geol. Soc. London*, 138(1), 75–81, doi:10.1144/gsjgs.138.1.0075.

- Litvak, V., Forguera, A., Ramos, V. (2008). Determination of an arc-related signature in Late Miocene volcanism over the San Rafael Block, Southern Central Andes (34°S-37°S) Argentina: the Payenia shallow subduction zone. In: 7 International Symposium on Andean Geodynamics, Niza, Extended Abstracts, pp. 289-291.
- Luzieux, L. (2006). Origin and Late Cretaceous-Tertiary Evolution of the Ecuadorian Forearc. A dissertation submitted to ETH ZURICH for the degree of Doctor of Sciences.
- McNutt, M., Caress, D., Reynolds, J., Jordahl, K., Duncan, R. (1997) Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral Islands, *Nature* 389 (1997) 479-482.
- Mahoney, J., Storey, M., Duncan, R., Spencer, K., Pringle, M. (1993) Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau. In: Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 130. Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX, pp. 3-22.
- Maksaev, V. (1979) Las Fases Tectónicas Incaica y Quechua en la Cordillera de los Andes del Norte Grande de Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas 1: B63 B77. Arica.
- Marocco, R., Sempéré, T., Cirbian, M., Oiler, J. (1987) Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, 304: 1139-1142.
- Marquillas, R. A., del Papa, C., Sabino, I. (2005) Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous- Paleogene), northwestern Argentina, *Int. J. Earth Sci.*, 94(1), 94-113, doi:10.1007/s00531-004-0443-2.
- Marshall, L., Salinas, P. (1990). Stratigraphy of the Río Frías Formation (Miocene) along Río Cisnes, Aysen, Chile. *Revista Geológica de Chile* 17 (1), 57-87.
- Martinod, J., Funicello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., Regard, V. (2005). Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. *Geophys. J. Int.* 163, 1137-1150.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N. (2010) Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 299, 299-309, doi:10.1016/j.epsl.2010.09.010.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostal, F., Fairhead, J., Finn, C., Von Frese, R. (2009) EMAG2: a 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q08005.
- Mazzoni, M., Benvenuto, A. (1990) Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia. In: 11 *Congreso Geológico Argentino*, San Juan, Actas, vol. 1, pp. 87-90.
- McKee, E., Noble, D. (1983) Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru. *Bull. Geol. Soc. Am.* 93, 657-62.

- McNulty, B., Farber, D. (2002) Active detachment faulting above the Peruvian flat slab, *Geology*, 30(6), 567–570, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0567:adfap>2.0.co;2.
- Mégard, F., (1984). The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, 141 : 893-900.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F., Masters, G. (2006) A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, Q11007, doi:10.1029/2006GC001248.
- Mortimer, C. (1973) The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 129, p. 505-526.
- Mpodozis, C., Allmendinger, R. (1993) Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105(11), 1462–1477, doi:10.1130/00167606(1993)105<1462:etcanc>2.3.co;2.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S., Tittler, A. (1995) La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 21, No. 2, p. 273-313, Diciembre 1995.
- Mpodozis, C., Cornejo, P. (1988) Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 68, 164 p.
- Müller, R., Roest, W., Royer, J. (1998) Asymmetric seafloor spreading expresses ridge–plume interactions. *Nature* 396, 455–459.
- Muñoz Cristi, J. (1953) Rasgos geológicos generales de las Provincias de Concepción y Arauco, An. Fac. Cienc. Fís. Y Mat., Univ. de Concepción.
- Naeser, C., Crochet, J., Jallard, E., Lanbacher, G., Mourier, T., Sigr, B. (1991) Tertiary Fission-Track ages from the Bagua syncline (Northern Peru). Stratigraphic and tectonic implications. *J. S. Am. Earth Sci.*, 4: 61-71.
- Nakanishi, M., Tamaki, K., Kobayashi, K. (1992) Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean, *Geophys. J. Int.*, 109, 701-719, 1992.
- Nakanishi, M., Winterer, E. (1998) Tectonic history of the Pacific-Farallon-Fénix triple junction from Late Jurassic to Early Cretaceous: An abandoned Mesozoic spreading system in the Central Pacific Basin. *Journ. Of Geoph. Res.*, Vol. 103, No. B6, Pag. 12453-12468, June 10, 1998.
- Nasi, C., Moscoso, R., Maksaev, V. (1990) Hoja Guanta, Región de Coquimbo. Servicio de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 67, 140 p.
- Nelson, E., Dalziel, I., Milnes, A. (1980) Structural geology of the Cordillera Darwin - collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes, *Eclogae Geol. Helv.*, 73, 727–751.
- Niemeyer, H., Urrutia, C. (2009) Strike-slip along the Sierra de Varas Fault (Cordillera de Domeyko Fault-System), northern Chile. *Andean Geology* 36 (1): 37-49. January, 2009

- Noble, D., McKee, E., Farrar, E., Petersen, U. (1974) Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth planet. Sci. Lett.* 21, 213-20.
- Noble, D., McKee, E., Megard, F. (1979) Early tertiary 'Incaic' tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Peru, *Bull. Geol. Soc. Am.* 90, 903-7.
- Noble, D., McKee, E., Mourier, T., Megard, F. (1990) Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in Northern Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102: 1105-1113.
- O'Driscoll, L., Richards, M., Humphreys, E. (2012) Nazca–South America interactions and the late Eocene–late Oligocene flat-slab episode in the central Andes. *Tectonics*, Vol. 31, TC2013, doi:10.1029/2011TC003036.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. (1987) Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous Time. *Tectonics*, Vol. 6, No. 3, Pages 233-248, June 1987.
- Phillips, J. (2002) Erosion, isostatic response, and the missing peneplains, *Geomorphology*, 45(3-4), 225 – 241.
- Pilger, R. (1984) Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society* 1984, v.141; p793-802. doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0793
- Pilger, R., (1981). Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin* 92, 448–456.
- Pineda, V. (1983) Evolución paleogeográfica de la península de Arauco durante el Cretácico Superior-Terciario. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, 267 p.
- Ramos, V., Cegarra, M., Cristallini, E. (1996) Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36°S latitude), *Tectonophysics*, 259(1-3), 185–200, doi:10.1016/0040-1951(95)00064-X.
- Ramos, V., Cristallini, E., Perez, D. (2002) The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (2002) 59-78.
- Ramos, V., Vujavich, G. (2000) Hoja Geológica San Juan, escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, Buenos Aires 245, 82.
- Ramos, V. (1989) La faja plegada y corrida de la Cordillera Patagonica Austral, Provincia de Santa Cruz, Argentina. 1st Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos 2, 951–970.
- Ray, S., Mahoney, J., Duncan, R., Ray, J., Wessel, P., Naarm, D. (2012) Chronology and Geochemistry of Lavas from the Nazca Ridge and Easter Seamount Chain: an ~30 Myr Hotspot Record. *Journal of Petrology*, Vol. 0, Num. 0, Pags. 1-32, 2012. doi:10.1093/petrology/egs021
- Reyes, F. (1972) Correlaciones en el Cretácico de la cuenca Andina de Bolivia, Peru y Chile, *Rev. Téc. Yacimientos Pet. Fiscales Boliv.*, 1, 101–144.

- Reyes, J., Lara, L. (2012) Juan Fernández Ridge (Nazca Plate): petrology and thermochronology of a rejuvenated hot spot trail. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 14, EGU2012-6145, 2012.
- Reynolds, J., Galli, C., Hernandez, R., Idleman, B., Kotila, J., Hilliard, R., Naeser, C. (2000) Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina: Magnetic stratigraphy from the Metan Subgroup, Sierra de Gonzalez, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112(11), 1736–1751, doi:10.1130/0016-7606(2000)112<1736:
- Roperch, P., Megard, F., Laj, C., Mourier, T., Clube, T., Noblet, C. (1987) Rotated oceanic blocks in western Ecuador. *Geophysical Research Letters*, 14(5): 558-561.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., Garcia, M., Laj C. (2006) Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes, *Tectonics*, 25.
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H. (2006), Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude, *Tectonics*, 25, TC4013, doi:10.1029/2005tc001943.
- Rosenbaum, G., Mo, W. (2011) Tectonic responses to the subduction of high bathymetric relief. *Gondwana Research* 19, 571–582.
- Russo, A., Serraiotto, A. (1979) Contribución al conocimiento de la estratigrafía Terciaria en el noroeste Argentino: VII Congreso Geológico Argentino, v. I, p. 715-730.
- Ryan, W., Carbotte, S., Coplan, J., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., Zensky, R. (2009) Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332.
- Salfity, J., Gorustovich, S., Moya, M., Amengual, R. (1984) Marco tectónico de la sedimentación y efusividad Cenozoicas en la Puna Argentina: IX Congreso Geológico Argentino, v. I, p. 539-554.
- Sandwell, D., Smith, W., Small, C. (1997) Global Topography, <http://www.ldeo.columbia.edu/~small/GDEM.html>.
- Scholz, C., Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*; June 1997; v. 25; no. 6; p. 487–490.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J. (1988). Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, Paris, 3,85-106.
- Segerstrom, K. (1968) Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 24, 56 p. Santiago.
- Sempere, T., Herail, G., Olier, J., Bonhomme, M. (1990) Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, v. 18, p. 946-949, October 1990.

- Sempéré, T. (1994) Kimmeridgian (?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. In: J.A. Salfity (Editor), *Cretaceous Tectonics in the Andes. (Earth Evol. Sci.) Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden*, pp. 168-212.
- Sempere, T., Butler, R., Richards, D., Marshall, L., Sharp, W., Swisher, C. (1997). Stratigraphy and chronology of upper cretaceous lower paleogene strata in bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 109(6), 709–727.
- Seton, M., Müller, R., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turnern, M., Maus, S., Chandler, M. (2012) Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews* 113 (2012) 212–270.
- Siame, L., Bellier, O., Sebrier, M. (2006) Active Tectonics in the Argentine Precordillera and Western Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 604-619 (2006).
- Silver, P., Russo, R., Lithgow-Bertelloni, C. (1998) Coupling of South American and African Plate motion and Plate deformation. *Science* 279, 60–63.
- Smalley, R., Pijol, J., Regnier, M., Chiu, J., Chatelain, J., Isacks, B., Araujo, M., Puebla, N. (1993). Basement Seismicity Beneath the Andean Precordillera Thin-Skinned Thrust Balt ans Implications for Crustal, and Lithospheric Behavior. *Tectonics*. Vol. 12, No. 1, Pages 63-76.
- Soler, P., Bonhomme, M. (1990) Relations of magmatic activity to Plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to Present. In: S. Kay and C. Rapela (Editors), *Plutonism from Antarctica to Alaska*. *Geol. Soc. Am. Mere.*, 241:173-191.
- Soler, P., Carlier, G, Morocco, R. (1989) Evidence for the subduction and underplating of an oceanic plateau beneath the south Peruvian margin during the late Cretaceous: structural implications. *Tectonophysics*, 163 (1989) 13-24
- Somoza, R. (1998) Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, pp. 211-215, 1998
- Soulas, J. (1977) Les phases tectoniques andines du Tertiaire supérieur. Résultats d'une transversale Pisco- Ayacucho (Pérou central). *C. r. Acad. Sci. Paris*, 284, sér. D, 2207-10.
- Spalletti, L. (1983) Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región Occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina* 38, 454-468.
- Steinmann, G. (1929) *Geologie von Peru*. Karl Winter ed., Heidelberg. 448 p.
- Stevenson, D., Turner, S. (1977) Angle of subduction. *Nature*, 270, 334–336. doi: 10.1038/270334a0.
- Stock, J., Molnar, P., (1988) Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates. *Tectonics* 7, 1339–1384.

- Tavera, J. (1942) Contribución al estudio de la Estratigrafía y Paleontología del Terciario de Arauco, An. Primer Congr. Pan de Min. Y Geol., t. 3, pp. 580-632, Stgo. De Chile.
- Taylor, B. (2006) The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 372–380.
- Tetraault, J., Buiter, S. (2014) Future accreted terranes: a compilation of island arcs, oceanic plateaus, submarine ridges, seamounts, and continental fragments. *Solid Earth*, 5, 1243–1275, 2014. doi:10.5194/se-5-1243-2014
- Thiele, R. (1980) Hoja Santiago, Región Metropolitana: Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p.
- Thomson, S. (2002) Late cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the patagonian andes between latitudes 42 degrees s and 46 degrees s: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc liquine-ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin* 114(9), 1159–1173.
- Timm, C., Hoernle, K., Werner, R., Hauff, F., van den Bogaard, P., Michel, P., Coffin, M., Koppers, A. (2011) Age and geochemistry of the oceanic Manihiki Plateau, SW Pacific: New evidence for a plume origin. *Earth and Planetary Science Letters* 304 (2011) 135–146.
- Tomlinson, A., Mpodozis, C., Cornejo, P., Ramírez, C., Dumitru, T. (1994) El Sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: transpresión sinistral eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador. *Actas Séptimo Congreso Geológico Chileno* II, 1459–1463.
- Tovish, A., Schubert, G., Luyendyk, B. (1978) Mantle flow pressure and the angle of subduction: Non-Newtonian corner flows, *J. Geophys. Res.*, 83, 5892–5898, doi:10.1029/JB083iB12p05892.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V. (2010). Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489(1–4), 258 – 273.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., Bussy, F. (2009) Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir* 204, p. 197–216, doi: 10.1130/2009.1204(09).
- van Hunen, J., van den Berg, A.P., Vlaar, N.J. (2002) On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics* 352, 317–333
- Van Melle, J., Vilema, W., Faure-Brac, B., Ordoñez, M., Lapierre, H., Jimenez, N., Jaillard, E., Garcia, M. (2008). Pre-collision evolution of the Piñón oceanic terrane of SW Ecuador: stratigraphy and geochemistry of the “Calentura Formation”. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2008, t. 179, no 5, pp. 433-443.
- Vicente, J. (1989) Early Late Cretaceous Overthrusting in the Western Cordillera of Peru. In: Erickson, G.E., et al. (Ed.), *Geology of the Andes and its Relations to Energy and Mineral Resources. Circum-Pac. Counc. Energy Miner. Resour. Earth Sci. Ser.*, pp. 91–117.

- Vine, F. (1966) Spreading of the ocean floor: new evidence. *Science*. 1966 Dec 16; 154 (3755):1405-15.
- Viso, R., Larson, R., Pockalny, R. (2005) Tectonic evolution of the Pacific-Fénix-Farallon triple junction in the South Pacific ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 233, 179–194.
- Vogt, K., Gerya, T. (2014) From oceanic plateaus to allochthonous terranes: Numerical modelling. *Gondwana Research* 25 (2014) 494-508.
- von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C., Weinrebe, W. & the CONDOR Scientists. (1997) Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics*, Vol. 16, No. 3, Pages 474-488.
- Wessel, P., Kroenke, L. (2008) Pacific absolute plate motion since 145 Ma: an assessment of the fixed hot spot hypothesis. *Journal of Geophysical Research* 113, B06101.
- Wilson, T. (1991) Transition from back-arc to foreland basin development in southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile: *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 98–111.
- Worthington, T., Hekinian, R., Stoffers, P., Kuhn, T., Hauff, F. (2006) Osbourn Trough: structure, geochemistry and implications of a mid-Cretaceous paleospreading ridge in the South Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 245, 685–701.
- Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D. (2002). The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (2002) 23-38.
- Yañez, G., Ranero, C., von Huene, R., Díaz, J. (2001) Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Jour. Of Geoph. Res.*, Vol. 106, No. B4, Pags. 6325-6345.
- Yañez, G., Vera, E., Parra, J.C. (1988) Basement structures in the southern part of the Magallanes basin, Chile: a geographical approach. 6th Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Ampliados, pp. 64–67.
- Zapata, T., Folguera, A. (2005) Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 252(1), 37–56, doi:10.1144/gsl.sp.2005.252.01.03.

Anexo A

Parámetros de rotación utilizados para la reconstrucción tectónica.

Tabla 2. Parámetros rotacionales de la Placa Farallón con respecto a la Placa Sudamericana

Edad [Ma]	Latitud [°]	Longitud [°]	Ángulo [°]	Referencia
4.9	59.85	-104.09	-3.45	Somoza, 1998
10.8	62.45	-99.37	-9.23	Somoza, 1998
16	63.24	-96.4	-15.15	Somoza, 1998
20.2	57.69	-96.58	-19.94	Somoza, 1998
25.8	61.81	-96.85	-27.44	Somoza, 1998
28.3	65.36	-101.28	-29.57	Somoza, 1998
33	67.66	-115.24	-32.41	Somoza, 1998
40	68.66	-131.76	-36.47	Somoza, 1998
43.8	69.87	-133.07	-40.6	Pardo-Casas y Molnar, 1987
47.9	70.29	-144.69	-46.34	Pardo-Casas y Molnar, 1987
56.4	70.78	-151.95	-49.99	Calculado mediante Gplates, este estudio
68.5	69.3	-177.67	-58.2	Calculado mediante Gplates, este estudio
83.5	58.25	168.29	-71.02	Calculado mediante Gplates, este estudio
110	61.37	163.84	-107.74	Calculado mediante Gplates, este estudio
119	56.91	158.56	-118.46	Calculado mediante Gplates, este estudio

Tabla 3. Parámetros rotacionales de la Placa Aluk con respecto al Plateau Manihiki.

Edad [Ma]	Latitud [°]	Longitud [°]	Ángulo [°]	Referencia
83.5	La misma que la Placa Marie Byrd Land-Antarctica Este			Este estudio
100	20.02	74.28	-33.97	Calculado mediante Gplates, este estudio
107	24.36	59.19	-28.31	Calculado mediante Gplates, este estudio
110	-12.32	-66.89	11.33	Calculado mediante Gplates, este estudio
119	7.88	-30.29	-0.3	Calculado mediante Gplates, este estudio

Tabla 4. Parámetros rotacionales de la Plateau Manihiki con respecto al Plateau Otong Java (Placa Pacífico).

Edad [Ma]	Latitud [°]	Longitud [°]	Ángulo [°]	Referencia
86	0	0	0	Chandler, et al. 2012
99	-18.21	1.04	24.87	Chandler, et al. 2012
120.4	32.54	-177.65	-33.46	Chandler, et al. 2012

Tabla 5. Parámetros rotacionales del Hot Spot de Isla de Pascua con respecto a los Hot-Spots de la Placa Pacífico (Wessel y Kroenke, 2008)

Edad [Ma]	Latitud [°]	Longitud [°]	Ángulo [°]	Referencia
12.16	-63.73	69.1	-3.94	Calculado mediante Gplates, este estudio.
19.01	45.59	-47.67	3.92	Calculado mediante Gplates, este estudio.
23.85	58.46	-71.76	3.81	Calculado mediante Gplates, este estudio.
30.74	-53.46	24.14	-5.27	Calculado mediante Gplates, este estudio.
145	Los mismos que para los Hot Spots del Pacífico.			Wessel y Kroenke, 2008

Tabla 6. Parámetros rotacionales del Hot Spot de Juan Fernandez con respecto a los Hot-Spots de la Placa Pacífico (Wessel y Kroenke, 2008)

Edad [Ma]	Latitud [°]	Longitud [°]	Ángulo [°]	Referencia
1	42.09	-29.15	0.84	Calculado mediante Gplates, este estudio.
3.5	37.99	-23.67	1.58	Calculado mediante Gplates, este estudio.
5	37.89	-23.69	1.88	Calculado mediante Gplates, este estudio.
9	43.21	-32.1	2.2	Calculado mediante Gplates, este estudio.
145	Los mismos que para los Hot Spots del Pacífico.			Wessel y Kroenke, 2008

Tabla 7. Parámetros rotacionales del Hot Spot de San Félix con respecto a los Hot-Spots de la Placa Pacífico (Wessel y Kroenke, 2008).

Edad [Ma]	Latitud [°]	Longitud [°]	Ángulo [°]	Referencia
1	1.33	-0.72	0.56	Calculado mediante Gplates, este estudio.
4	-6.15	-6.04	1.19	Calculado mediante Gplates, este estudio.
6	-14.9	-12.73	1.17	Calculado mediante Gplates, este estudio.
11	-21.45	-13.85	1.92	Calculado mediante Gplates, este estudio.
145	Los mismos que para los Hot Spots del Pacífico.			Wessel y Kroenke, 2008

Tabla 8. Parámetros rotacionales de la Placa Magellan con respecto a la Placa Pacífico.

Edad [Ma]	Latitud [°]	Longitud [°]	Ángulo [°]	Referencia
127.96	0	0	0	Calculado mediante Gplates, este estudio.
130.49	-11.33	2.64	23.22	Calculado mediante Gplates, este estudio.
131.5	-11.16	1.91	29.45	Calculado mediante Gplates, este estudio.
132.76	-10.27	2.55	55.95	Calculado mediante Gplates, este estudio.
135.96	-11.82	-0.29	53.56	Calculado mediante Gplates, este estudio.

Tabla 9. Parámetros rotacionales de la Placa Trinidad con respecto a la Placa Pacífico.

Edad [Ma]	Latitud [°]	Longitud [°]	Ángulo [°]	Referencia
128.62	0	0	0	Calculado mediante Gplates, este estudio.
132.76	-0.1	-0.09	1.03	Calculado mediante Gplates, este estudio.
135.96	-59.95	-15.41	1.63	Calculado mediante Gplates, este estudio.
138.89	15.24	-14.7	-5.15	Calculado mediante Gplates, este estudio.
144.7	2.16	-10.38	-16.06	Calculado mediante Gplates, este estudio.

Anexo B

Tablas y código de programación para calcular la velocidad de convergencia de la Placa de Nazca con respecto a la Placa Sudamerica, a lo largo del margen occidental de Sudamérica desde los 40 Ma. hasta el presente, según el modelo de Somoza, 1998, entre los 40 Ma y la actualidad (Tabla 2) .

Tabla 10. Puntos de referencia del margen para la reconstrucción del orocliño

Lat	longitud 0 Ma	longitud 15 Ma	longitud 40 Ma
0	-81.04	-81.04	-81.04
-1	-81.39	-81.39	-81.39
-2	-81.51	-81.51	-81.51
-3	-81.63	-81.63	-81.63
-4	-81.75	-81.75	-81.75
-5	-81.87	-81.87	-81.87
-6	-81.93	-81.93	-81.93
-7	-81.61	-81.61	-81.86
-8	-81.28	-81.31	-81.69
-9	-80.84	-81.02	-81.45
-10	-80.22	-80.56	-81.1
-11	-79.55	-80.04	-80.68
-12	-78.89	-79.4	-80.15
-13	-78.24	-78.77	-79.65
-14	-77.5	-78.14	-79.14
-15	-76.49	-77.43	-78.54
-16	-75.45	-76.56	-78.07
-17	-74.02	-75.68	-77.49
-18	-72.95	-74.43	-76.77
-19	-71.97	-73.58	-76.11
-20	-71.42	-72.84	-75.44
-21	-71.29	-72.51	-74.85
-22	-71.1	-72.37	-74.46
-23	-71.2	-72.32	-74.25
-24	-71.29	-72.3	-74.16
-25	-71.39	-72.37	-74.11
-26	-71.49	-72.39	-74.08
-27	-71.66	-72.41	-74.08
-28	-71.93	-72.6	-74.05
-29	-72.24	-72.91	-74
-30	-72.35	-73.18	-73.93
-31	-72.47	-73.43	-73.94
-32	-72.57	-73.55	-73.93
-33	-72.72	-73.7	-73.99
-34	-73.12	-73.8	-74.06
-35	-73.58	-73.91	-74.12
-36	-74.11	-74.11	-74.11
-37	-74.38	-74.38	-74.38
-38	-74.69	-74.69	-74.69
-39	-74.9	-74.9	-74.9
-40	-75.03	-75.03	-75.03
-41	-75.1	-75.1	-75.1
-42	-75.27	-75.27	-75.27
-43	-75.53	-75.53	-75.53
-44	-75.72	-75.72	-75.72
-45	-75.85	-75.85	-75.85

Códigos de programación

Código de Programación en MatLab para el cálculo de la velocidad de convergencia en una posición geográfica dada, a partir de Cox y Hart (1986):

```
function vl=plate_vel(lat,lon,latp,lonp,omega)
%
% Funcion para calcular el vector velocidad local de placa dada
% una posicion y la posicion del Polo de Euler y la velocidad
% angular.
%
% INPUT:
% lat, lon = posicion del punto donde se desea la velocidad
% latp, lonp = posicion del Polo de Euler
% omega = velocidad angular asociada al Polo de Euler
%
% latitudes y longitudes en grados
% omega en grados por millon de anos
%
% OUTPUT:
% vl = [vn, ve, vd]' velocidad en las direcciones N, E y D
% referida al punto p en mm/año.
%
Re=6370.8e6;% Radio de la Tierra en milímetros
%
% convierte grados a radianes
%
deg_to_rad=pi/180;
lat=lat*deg_to_rad;
lon=lon*deg_to_rad;
latp=latp*deg_to_rad;
lonp=lonp*deg_to_rad;
%
omega=omega*1e-06*(pi/180); % Convierte a radianes por año
%
%Convierte a Coordenadas cartesianas
%
P=[cos(lat)*cos(lon),cos(lat)*sin(lon),sin(lat)]';
EP=[cos(latp)*cos(lonp),cos(latp)*sin(lonp),sin(latp)]'*omega;
%
VC=Re*cross(EP,P);
% calcula el producto cruz EP x P
%
% Rota al sistema local de coordenadas
%
T=zeros(3,3);
```

```

T(1,1)=-sin(lat)*cos(lon);
T(1,2)=-sin(lat)*sin(lon);
T(1,3)=cos(lat);
%
T(2,1)=-sin(lon);
T(2,2)=cos(lon);
T(3,2)=0;
%
T(3,1)=-cos(lat)*cos(lon);
T(3,2)=-cos(lat)*sin(lon);
T(3,3)=-sin(lat);
%
vl=T*VC;

```

Código de Programación en MatLab para el cálculo de la velocidad de convergencia de Nazca con respecto Sudamérica según Somoza (1998) en el margen sudamericano:

```

t=0:40;
%
% tiempo desde 40 Ma hasta hoy
%
mar=xlsread('FAR to SAD.xlsx','Hoja3','A2:D47');
%
% archivo que contiene las paleolongitudes del margen c/r la latitud actual
%
latitud=mar(:,1);
%
% primera columna del archivo que tiene latitud de 0° a 45°S
%
margen=zeros(length(latitud),length(t)); % matriz de paleolongitudes
%
% aquí se le asignan las paleolatitudes a la matriz margen
%
for i=1:length(latitud)
    for j=1:length(t)
        if j<14
            margen(i,j)=mar(i,2)+j*(mar(i,3)-mar(i,2))/15;
        end
        if j>=14
            margen(i,j)=mar(i,3)+(j-16)*(mar(i,4)-mar(i,3))/(40-15);
        end
    end
end
end
%
% aquí se calcula el paleoazimut del margen con respecto a la latitud y al
% tiempo

```

```

%
azimut=zeros(length(latitud)-1,length(t))
%
for i=1:length(latitud)-1
    for j=1:length(t)
        azimut(i,j)=atan((margen(i,j)-margen(i+1,j))/(latitud(i)-latitud(i+1)));
    end
end
%
% pcolor(t,latitud(1:length(latitud)-1),180*azimut/pi)
% colorbar
%
% 5 matrices de velocidades de convergencia c/r a la latitud y al tiempo
% la primera con la componente Norte, la segunda con la componente Este,
% la tercera con la componente radial (o) y la cuarta es la magnitud del
% vector, todas en mm/año
% La quinta componente es el azimut de la velocidad de convergencia en
% radianes
%
VelCon=zeros(length(latitud),length(t),4);
%
% archivo que contiene los polos de euler y las velocidades angulares de
% la placa Farallón-Nazca con respecto a Sudamérica
%
somoza=xlsread('FAR to SAD.xlsx','Hoja2','B2:F10');
%
% Primera columna del archivo que contiene la edad de cambios en los
% parámetros de rotación de la placa oceánica
%
chrones=somoza(:,1);
%
% Aquí se calcula la matriz que describe la velocidad de convergencia

for i=1:length(latitud)
    for j=1:length(t)
        for k=1:length(chrones)
            if chrones(k)>=j-1;

VelCon(i,j,1:3)=plate_vel(latitud(i),margen(i,j),somoza(k,2),somoza(k,3),somoza(k,5));
                VelCon(i,j,4)=norm([VelCon(i,j,1),VelCon(i,j,2)]);
                VelCon(i,j,5)=atan2(VelCon(i,j,2),VelCon(i,j,1));
                break
            end
        end
    end
end
end
%

```

```

% Aquí se calcula la componente ortogonal y paralela al paleomargen del
% vector de convergencia
%
VORT=zeros(length(latitud)-1,length(t));
VPAR=zeros(length(latitud)-1,length(t));
%
for i=1:length(latitud)-1
    for j=1:length(t)
        VORT(i,j)=abs(VelCon(i,j,4)*sin(VelCon(i,j,5)+pi)-azimut(i,j));
        VPAR(i,j)=VelCon(i,j,4)*cos(azimut(i,j)-VelCon(i,j,5));
    end
end
end
%

```