



SEGMENTACION ESTRUCTURAL ANDINA A LOS 33°-34°: NUEVOS DATOS EN LA CORDILLERA PRINCIPAL

Estanislao Godoy* y Luis Lara*

INTRODUCCION

Como es público y notorio, la costa oeste sudamericana y la fosa que la acompaña cambian su rumbo de NS a N20E al sur de los 33°. Aparece además una depresión central y la fosa se aleja del arco magmático, esto último posiblemente asociado al ensanche de un prisma de acreción sumergido. Es también conocido en el ambiente geológico que, a mediados o fines del Mioceno la subducción somerizó al norte de esta latitud, lo cual, junto con interrumpir la actividad volcánica, provocó el alzamiento de grandes bloques paleozoicos y precámbricos hacia el antepaís.

La Cordillera de la Costa entre los 33° y 34° esta caracterizada por presentar numerosas fallas normales de rumbo NWW-SEE y bloque caído al norte, la más importante de las cuales constituye el límite septentrional del prisma de acreción paleozoico, metamórfico, continuo al sur de los 34° (fig 1). Según estudios aeromagnéticos y gravimétricos^{1,2}, 5 km bajo estas fallas se habría emplazado un cuerpo tabular máfico a ultramáfico de 2 km de espesor, abombado hasta 2 km de profundidad al sur de la línea que une San Antonio con Melipilla. Dicha línea corresponde también al límite meridional de un extenso batolito jurásico, marcado por importantes cuerpos gnéissicos. Emplazamiento sintectónico de dioritas jurásicas a lo largo de estas fallas ha sido propuesto también en el adyacente borde costero del batolito³. Esta característica, sin embargo, no se restringe a plutones jurásicos de esta latitud, ya que frecuente bandeamiento protoclástico ha sido descrito en un batolito de semejante edad en la costa del Norte Chico⁴.

La cuenca de antepaís neuquénica cruza la Cordillera Principal a esta latitud con rumbo N15W, adquiere características de intra-arco y, durante el Cretácico inferior, evoluciona hacia una cuenca marginal abortada⁵. El Cretácico superior-Terciario inferior presencia la migración hacia el antepaís de los depocentros (fig. 1), las intrusiones marinas ahora ocurren desde el Atlántico. La migración antedicha es revertida a fines del Eoceno, momento en el cual una conver-

gencia más perpendicular y acelerada de la naciente placa de Nazca^{6,7} origina fosas volcano-tectónicas de orientación NS.

Presentamos aquí observaciones, principalmente estructurales, realizadas en una de estas últimas cuencas: la desarrollada alrededor de los 34°S⁸. Combinado con estudios recientes en el segmento al norte de los 33°, el modelo aquí propuesto permite una mejor comprensión de los cambios que ocurren en esta zona de transición.

LA CUENCA INTRA-ARCO TERCIARIA A LOS 34° : TERMINACION NORTE DE SU INVERSION TECTONICA

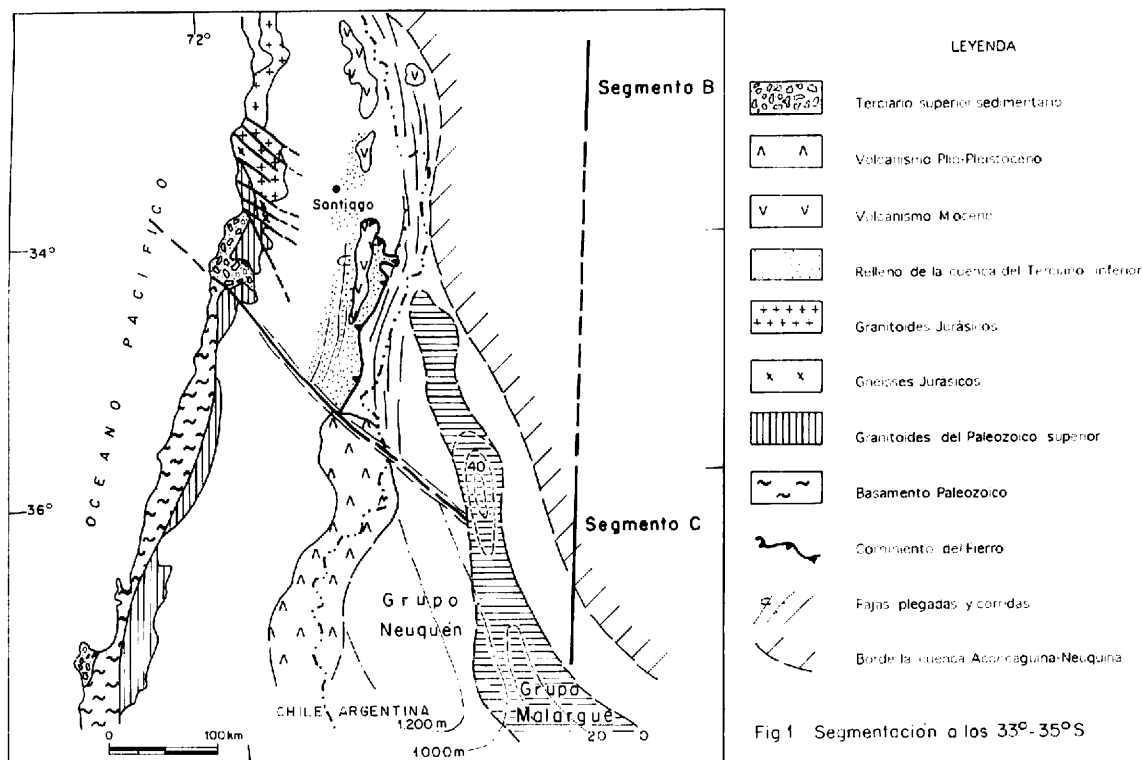
Mediante los perfiles de la figura 2 se propone un modelo para la construcción, desde fines del Eoceno, de la cuenca de intra-arco formada a esta latitud :

I.- Una cuenca volcano-tectónica se origina en posición de tras-arco proximal, al oeste de los rifts del antepaís, recién invertidos, heredados desde el Triásico⁹. En sus bordes contiene niveles lacustres de limolitas algales intercalados en flujos de detritos piroclásticos. La secuencia, también conocida como Formación Coya-Machali, es profusamente inyectada por filones manto andesíticos afíricos a levemente porfíricos.

II.- Durante el Mioceno medio se instala un arco magmático andesítico subaéreo (en gran parte Formación Farellones) en el centro de la cuenca, la cual ha continuado en su proceso de extensión e inyección filoniana.

III.- Una nueva inversión, ahora de esta cuenca volcano-sedimentaria ocurre a fines del Mioceno, asociada a la aceleración de la tasa de convergencia de la placa Nazca (fase Quechua)⁶ y al mayor acoplamiento que se lograría en la base de una litósfera ductilizada. Mediante el corrimiento del Hierro^{10,11} el arco sobresurge al antepaís ya deformado, alcanzando niveles cada vez más altos hacia el norte. En las nacientes del Paredones, al norte del Cachapoal, donde la falla -en zona de enraizamiento- fue aprovechada por un filón leucodiorítico portador de abundante calcita y turmalina, se origina también allí un gran anticlinal de rampa, hoy conservado principalmente en su ala oeste. Sus retrocorrimientos ciegos, por otra parte, permiten que -a

*: Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Sta. María 0104, Santiago, Chile.



pesar del gran alzamiento involucrado- la mayor parte de las lavas conserven su posición subhorizontal. Esta sucesión de eventos es semejante a la observada en experimentos a escala de inversión de rifts¹².

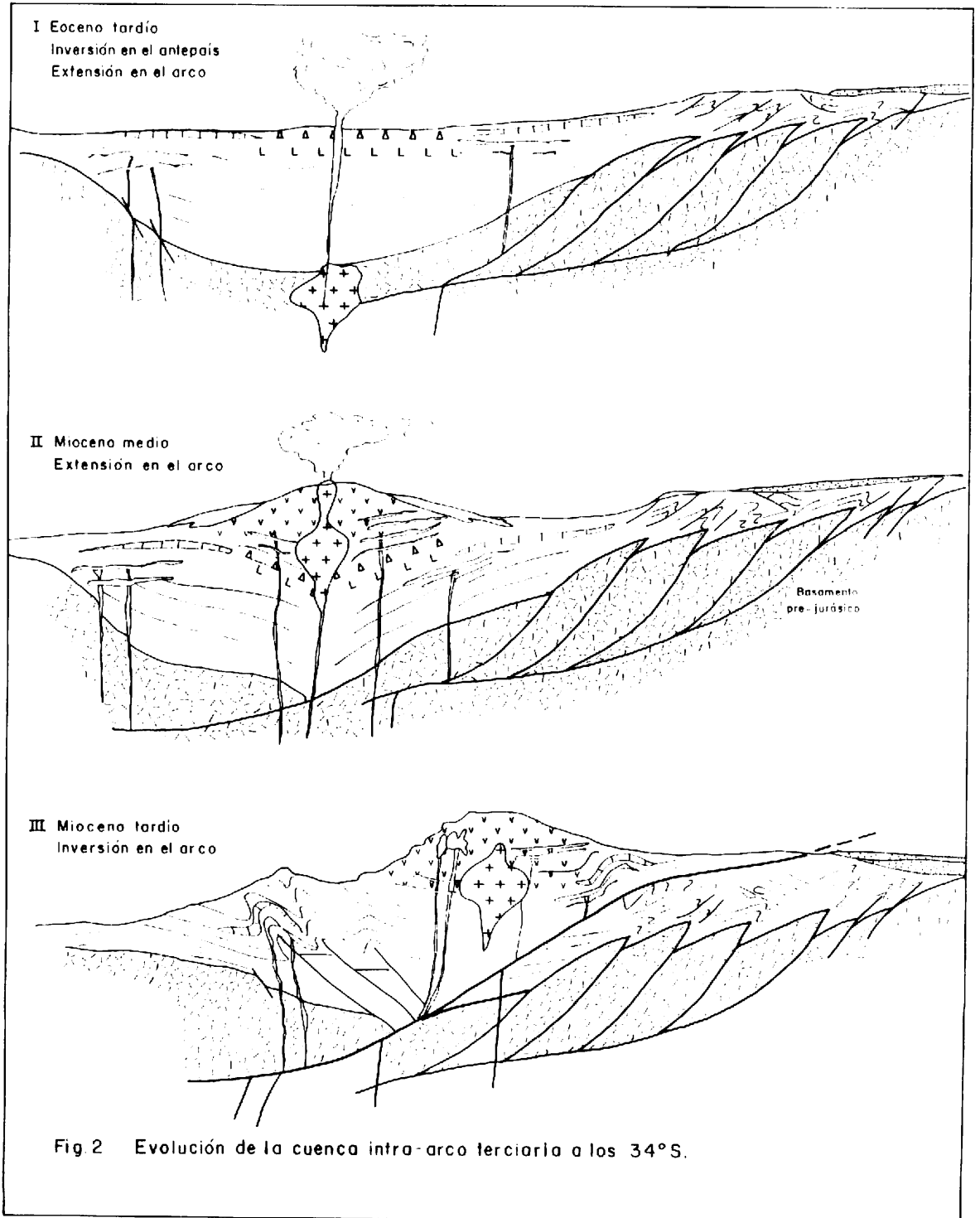
La evolución recién expuesta se aprecia sólo entre los 33°50' y los 36° S, sector que constituiría una transición -en la cordillera principal- entre los segmentos B y C de autores anteriores⁵. Tanto al norte como al sur de dichas latitudes no se ha reconocido el Corrimiento del Hierro. En el segmento meridional predomina una cubierta volcánica plio-pleistocena sobre rocas cenozoicas deformadas sólo en sectores de antepaís. En el comienzo del segmento norte, en cambio, falta tanto el Cretácico superior como gran parte del Cenozoico, habiéndose construido aquí un arco Mioceno inferior directamente sobre rocas del Cretácico inferior¹³.

COMPARACIONES ADICIONALES CON EL SEGMENTO B (27-33°S)

La evolución terciaria del segmento B se entiende hoy mejor, gracias a estudios que afortunadamente pudieron ser publicados en este congreso. Se la compara a continuación con lo recién descrito para la transición al segmento C.

Mientras al sur de los 33° hubo un gran hiato durante el Cretácico superior-Paleoceno, al norte de los 30° se emplazan, a fines de este período, una serie de calderas, algunas anidadas y con diámetros de hasta 40 km¹⁴.

Entre el Eoceno y el Oligoceno temprano la deformación y el emplazamiento de cuerpos hipabisales son controlados, al norte de los 27°, por fallas de rumbo sinistral¹⁵. Su sentido de desplazamiento, opuesto al



postulado para «fallas transcurrentes ligadas a fosa» con convergencia oblicua NE es explicado por la tracción NW que ejerce el resultante flujo astenosférico helicoidal en la base de una litósfera de tras-arco con núcleos rígidos¹⁶. Durante este lapso de tiempo la litósfera al sur de los 27º, y más aún al sur de los 33º, parece haber sido más delgada y/o más fría que aquella hacia el norte, lo que -siguiendo el razonamiento de los autores anteriores- no habría favorecido su acoplamiento con la astenosfera.

A mediados del Mioceno se engruesa la mitad litosférica sur del segmento B, alcanzando el espesor ya obtenido más al norte. Una serie de fallas inversas, que constituyen en parte pilares en compresión, son la expresión superficial, frágil, de este proceso en la vertiente pacífica¹⁷. En la zona de transición aquí considerada, en cambio, se implanta un arco magmático en ambiente subsidente. Es probable, sin embargo, que los bloques orientales de basamento hayan sido reactivados.

A fines del Mioceno sólo se acentúa la denudación de las cordilleras del segmento B, originando las Gravas de Atacama. Contemporáneamente, la cuenca volcano-sedimentaria de esta zona de transición al segmento C es invertida a lo largo de 250 km y levantada en al menos 3.000 m.

A partir del Plioceno la deformación se restringe al antepaís de ambos segmentos, con espectaculares manifestaciones al norte de los 33ºS¹⁸.

CONCLUSIONES

Entre los 34º y 36ºS, zona de transición entre dos segmentos litosféricos, una cuenca intra-arco Eoceno-Mioceno presenta características de hemi-rift invertido. Su borde oriental está marcado, por un corrimiento que sobrepone sus rocas a las ya plegadas del tras-arco Jurásico-Cretácico. Este contacto tectónico previamente considerado una discordancia intrasenoniana^{19,20} y luego descrito como de edad oligo-miocena²¹, es acotado aquí entre el Mioceno tardío y el Plioceno. Si bien la segmentación que controló la formación de esta cuenca terciaria es especialmente notoria a partir del Mioceno²², tanto los cambios que ocurren en su precesora tras-arco como en las unidades pre-cretácicas de la Cordillera de la Costa indican que ella tiene un control más antiguo. Se ha incluso propuesto que el segmento C, resistente a gran parte de la deformación pre-Mioceno tardío, forma parte de la proyección occidental de un bloque rígido precámbrico de bordes NW-SE²³.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado en el marco de un proyecto SERNAGEOMIN-CODELCO. Agradecemos al Gerente

de Exploraciones de CODELCO, Sr. Francisco Camus, la autorización para su publicación. Parte de las observaciones de terreno fueron realizadas en conjunto con Wes Hildreth y Marcelo García. Este trabajo contó con apoyo parcial del Proyecto FONDECYT N°1940196.

REFERENCIAS

1. Yañez, G. 1994. A thermo-viscous model for the long lived segmentation of the Southern Andes geological evolution (enviado a J. Geoph. Res.).
2. Ciana, P., Yañez, P. y Will, R. 1994. Evolución geotectónica de la Cordillera de la Costa de Chile central (33º-34ºS) : control geológico y geofísico. Este congreso.
3. Godoy, E. y Loske, W. 1988. Tectonismo sinplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso : datos U-Pb sobre la «fase Quintay». Rev. Geológica de Chile, v.15, 2, 119-127.
4. Rivano, S. y Sepúlveda, P. 1991. Ser. Nac. Geol. y Min. Carta Geológica de Chile, n° 69, hoja Illapel. 132 p.
5. Mpodozis, C. y Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. in Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Erickson, Cañas & Reinemund eds. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series. v.11, p.59-90.
6. Pilger, R. 1983. Kinematics of the south american subduction zone from global plate reconstructions. AGU Geodynamics Ser., 9, 113-125.
7. Pardo-Casas, F. and Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6, 233-248.
8. Godoy, E. y Lara, L., 1994. Informe 2a fase Proyecto Teniente, convenio CODELCO - SERNAGEOMIN, inédito.
9. Manceda, R. y Figueroa, D., 1993. La inversión del Rift Mesozoico en la Faja Fallada y Plegada de Malargüe, Mendoza. Actas XII Cong. Geol. Arg., 3, 219-232.
10. Davidson, J. 1971. Geología del área de las Nacientes del Teno, prov. de Curicó. Memoria de título, Depto. Geología, U. de Chile 135 p.
11. Godoy, E. 1991. El Corrimiento del Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile central. Actas del VI Congreso Geológico Chileno. 635-639.
12. McClay, K., & Buchanan, P. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. in Thrust Tectonics. Chapman & Hall. p.93-104.
13. Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. y Espiñeira, D., 1993. Serv. Nac. Geol. y Min. Carta Geológica de Chile, n° 73, hojas Quillota y Portillo.
14. Arévalo, C., Iriarte, S., Mpodozis, C. y Rivera, O. 1994. Cuencas extensionales y calderas del Cretácico Superior - Eoceno Inferior en la Precordillera de Copiapó (27-28º). Este congreso.

15. Tomlinson, A., Mpodozis, C., Cornejo, P., Ramirez, C. y Dunitru, T. 1994. El sistema de fallas de Sierra Castillo - Agua Amarga : transpresión sinistral cocena en la precordillera de Potrerillos - El Salvador. Este Congreso.
16. Yañez, G., Mpodozis, C. y Tomlinson, A. 1994. Eocene dextral oblique and sinistral shear along the Domeyko fault system : a thin viscous sheet approach with asthenospheric drag at the base of the crust. Este Congreso.
17. Makshev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29° - 31° S): geología, alteración hidrotermal y mineralización. Revista Geológica de Chile. 21, 11-51.
18. Cortés, J.M. y Costa, C. 1993. La deformación cuaternaria pedemontana al norte de la pampa Yalguaraz, margen occidental de la precordillera de San Juan y Mendoza. Actas XII Cong. Geol. Arg., 3, 241-245.
19. Klohn, C. (1960). Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central. I.I.G. Bol. N°8.
20. Charrier, R. 1983, Hoja Temiente, Departamento de Geología Univ. de Chile. Inédito N°929.
21. Godoy, E. y Palma, W., 1990. El Corrimiento del Fierro y su propagación como plegamiento en el alto río Maipo. Andes de Chile Central: un evento oligoceno a mioceno inferior. Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile, Concepción, p 97-102.
22. Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V. & Allmendinger, R. 1983 Mountain building in the Central Andes. Episodes. 3. 20-26.
23. Godoy, E. 1986. Die Entwicklung des Gondwana - Randes in Chile während des Paläozoikums unter besonderer Berücksichtigung der geotektonischen Stellung der