



NEOTECTONICA COSTERA EN EL AREA DE CALDERA (27°-28°S), NORTE DE CHILE

Marquardt, C.^{1,2}; Lavenu, A.^{2,3} & Ortlieb, L.⁴

INTRODUCCION

Las técnicas de estudios neotectónicos están relacionadas con el análisis de la deformación tectónica acumulada a una escala de tiempo de 10^4 - 10^6 años, con la finalidad de determinar los sucesivos estados de deformación y los campos de esfuerzos asociados a cada uno. Los marcadores de estas deformaciones están relacionados con el desarrollo de morfologías, como en el caso de escarpes de fallas, comportamiento frágil del material, o el caso de la formación de terrazas marinas asociadas con el alzamiento de una región.

En el área de Caldera (27°-28°S), zona del antearco emergido más cercano a la fosa, las evidencias de neotectónica fueron documentadas en los primeros trabajos de reconocimiento geológico, correspondientes a la presencia de terrazas marinas cuaternarias interpretadas como resultado del solevantamiento del continente (1, 2, 3). Trabajos posteriores asocian estas terrazas al efecto de cambios glacio-eustáticos ocurridos durante el Cuaternario, descartando la posibilidad de movimientos verticales del continente (4, 5, 6, 7). Se consideraba que el nivel del mar llegó a alturas decrecientes durante cada transgresión del Cuaternario, y que el encajamiento de las terrazas sólo manifestaba este fenómeno. La presumible existencia de una gran falla reciente en el valle del río Copiapó, sin embargo, hizo considerar a Segerstrom (8, 9) una actividad tectónica regional cuaternaria con movimientos verticales a escalas local y regional.

Recientes trabajos de neotectónica realizados en el área de Caldera evidencian una deformación cuaternaria frágil (10, 11), y estudios específicos sobre terrazas marinas (11, 12, 13, 14), confirman que las antiguas líneas de costa y las terrazas marinas cuaternarias registraron movimientos verticales regionales.

TERRAZAS MARINAS CUATERNARIAS Y MOVIMIENTOS VERTICALES

Terrazas marinas cuaternarias emergidas y sus depósitos litorales asociados, se presentan a lo largo de gran parte de la franja costera del norte de Chile (11, 12, 14, 15, 16). Estos remanentes geológicos de transgresiones pleistocenas presentan dos categorías de rasgos morfológicos bien desarrollados: terrazas marinas s.s. y series de cordones litorales. En los estudios de neotectónica que apuntan a cuantificar las deformaciones verticales, se determina la altura a la cual están registrados los máximos de cada transgresión, o sea los pies de acantilados que limitan tierra adentro las terrazas. Los cordones litorales representan generalmente episodios sucesivos de estacionamiento del nivel del mar durante las regresiones.

El mapeo en detalle de las diferentes secuencias de terrazas marinas cuaternarias entrega datos importantes para identificar las transgresiones marinas que se repitieron cada 100.000 años durante el último millón de años, para medir las diferencias de alturas a las que se encuentran sus máximos y, así, determinar la evolución de los movimientos verticales de la región. También, en casos de fracturación de los depósitos de terrazas, se tienen útiles argumentos geocronológicos para establecer una cronología de los episodios de deformación. El conjunto de esta información permite definir estilo y tasa de deformación a lo largo del sector costero estudiado. Idealmente, la determinación de la edad de las terrazas haría posible el establecimiento de un marco cronológico preciso de las deformaciones y permitiría calcular tasas de solevantamiento regional entre cada episodio interglacial. Desafortunadamente, son muy raros los casos en los cuales se pueden fechar los depósitos de terrazas marinas. En la mayoría de las regiones costeras emergidas del mundo, se intenta identificar la línea de costa del último interglacial, o de los últimos dos o tres Interglaciales y, luego, se estima la edad probable de las terrazas anteriores del Pleistoceno medio (= 740-140 ka).

¹ SERNAGEOMIN. Av. Santa María 0104, Provincia, Santiago, Chile. e-mail: cmarquar@sernageomin.cl

² IRD-Chile, casilla 53 390, correo central, Santiago 1, Chile. e-mail: alavenu@dgf.uchile.cl

³ Departamento de Geología, Universidad de Chile, casilla 13518, Santiago, Chile.

⁴ IRD, 32 Avenue Henri Varagnat, F-93143 Bondy-Cédex, France. E-mail: Luc.Ortlieb@bondy.ird.fr

Los métodos geocronológicos aplicables a los depósitos de terrazas marinas son, con requisitos contradictorios, limitados a los interglaciales más recientes y, a menudo, poco confiables. Se distinguen métodos geocronológicos “absolutos”, como la radiocronología U-Th o el método ESR (“Electron spin resonance”), y métodos de cronología relativa como la racemización de aminoácidos. Otros métodos son indirectos y pueden involucrar el fechamiento Ar-Ar de cenizas o lavas asociadas, los métodos cosmogénicos (Ci^{36} y Be^{10}), el paleomagnetismo, o ciertas agrupaciones de la fauna.

En la costa norte de Chile (Segunda, Tercera y Cuarta Regiones), autores anteriores usaron, con varios grados de confiabilidad, los métodos radiométricos (U-Th, ESR) (12,13,16) y la racemización de aminoácidos (13,16). En conjunto, se puede considerar que sus resultados confirmaron la correlación de las terrazas más bajas, en cada región, con los dos o tres últimos interglaciales. Otro criterio cronoestratigráfico que ha sido utilizado es la asignación de los restos de terraza que contenían algunos fósiles típicos de aguas más cálidas, al interglacial de hace 400.000 años (15,16). Para terrazas formadas anteriormente, no existe manera de estimar su edad, a excepción de deducciones morfo-estratigráficas en el caso de las terrazas del Pleistoceno medio a Pleistoceno inferior que se encuentran bien preservadas. En todos los casos, sólo la combinación de algunos datos geocronológicos y un estudio muy detallado de terreno de las terrazas (con cuidadosa medición de la posición altimétrica de las líneas de costa de los máximos de transgresiones interglaciales), permite elaborar un modelo interpretativo de la cronoestratigrafía del Cuaternario.

TERRAZAS MARINAS CUATERNARIAS DE CALDERA

En el área de Caldera (27°-28°S), se analizó la continuidad lateral de 11 escarpes que limitan tierra adentro cada terraza en una serie de perfiles perpendiculares a la costa (ver líneas continuas, Fig. 1). Ante la imposibilidad de seguir lateralmente estos límites de transgresiones interglaciales, se propusieron correlaciones laterales, esencialmente fundadas en criterios altimétricos (ver líneas segmentadas, Fig. 1). La identificación de las terrazas pleistocenas (y su separación de rasgos equivalentes de edad pliocena) fue basada en la presencia de una fauna de moluscos característica que incluye entre otros *Argopecten purpuratus* y *Concholepas concholepas*. (4, 17). El hallazgo en ciertos restos de terraza (generalmente por sobre los 120 m de altura) de los pelecípodos de aguas cálidas *Donax peruvianus* y *Trachycardium procerum*, permite correlacionar lateralmente estas terrazas y asociarlas tentativamente al estadio isotópico 11 (E.I. 11), interglacial de 400 ka (11,15,16). Esta asignación puede no coincidir localmente con algunos datos radiocronológicos anteriores (11). En varios perfiles, esta asignación permite correlacionar al grupo de terrazas labradas bajo los 120 m de altura, con los últimos 3 interglaciales (últimos 300 ka). Entre Caldera y Bahía Inglesa, existen dudas en cuanto a la asignación cronológica de ciertas terrazas, debido a que los últimos períodos interglaciales pueden estar registrados por uno, dos, o tres terrazas (según la tasa de solevantamiento). Además, los restos del penúltimo interglacial (E.I. 7, caracterizado por un nivel marino “eustático” inferior a los demás) pueden estar “borrados” por la transgresión del subestadio isotópico 5e. Dificultan estas asignaciones, el que algunos de los escarpes visibles puedan reflejar una actividad tectónica (espejos de fallas), o que episodios de deformación hayan ocurrido durante alguna transgresión interglacial (produciendo así una doble terraza, p.e.).

Según la interpretación propuesta, el tercer y sexto grupo de terrazas desarrolladas en el área de Caldera, estarían asociadas con el E.I. 7 y 9, respectivamente. Las plataformas intermedias podrían estar relacionadas con alguno de los interestadios de estos interglaciales (7c ó 9a ?), y/o con escarpes formados durante rápidos alzamientos de la costa. La base de los escarpes observados a menor altura, ubicados respectivamente a una altitud de 3 ± 1 m (en algunas localidades de la región) y a 10 m en el sector de Bahía Inglesa, corresponden a la línea de costa actual (nivel de tempestades) y al máximo marino del subestadio isotópico 5a.

Sobre la base de la cronoestratigrafía propuesta para la región (Fig. 1), se estima que las tasas de alzamiento en la zona varían entre 0,1 a 0,4 m/ka durante los últimos 400 ka. Entre los 200 y 400 ka las tasas de alzamiento son del orden de $0,35 \pm 0,06$ m/ka, tasas consideradas rápidas, mientras que durante los últimos 200 ka se ha estimado que la tasa se haya reducido a $0,2 \pm 0,07$ m/ka. Es posible que en la desembocadura del río Copiapó la tasa haya sido sólo de $0,13 \pm 0,04$ m/ka (incertidumbre en cuanto a la asignación cronológica de un escarpe al subestadio isotópico 5a o 5c) en el transcurso de los últimos 100.000 años.

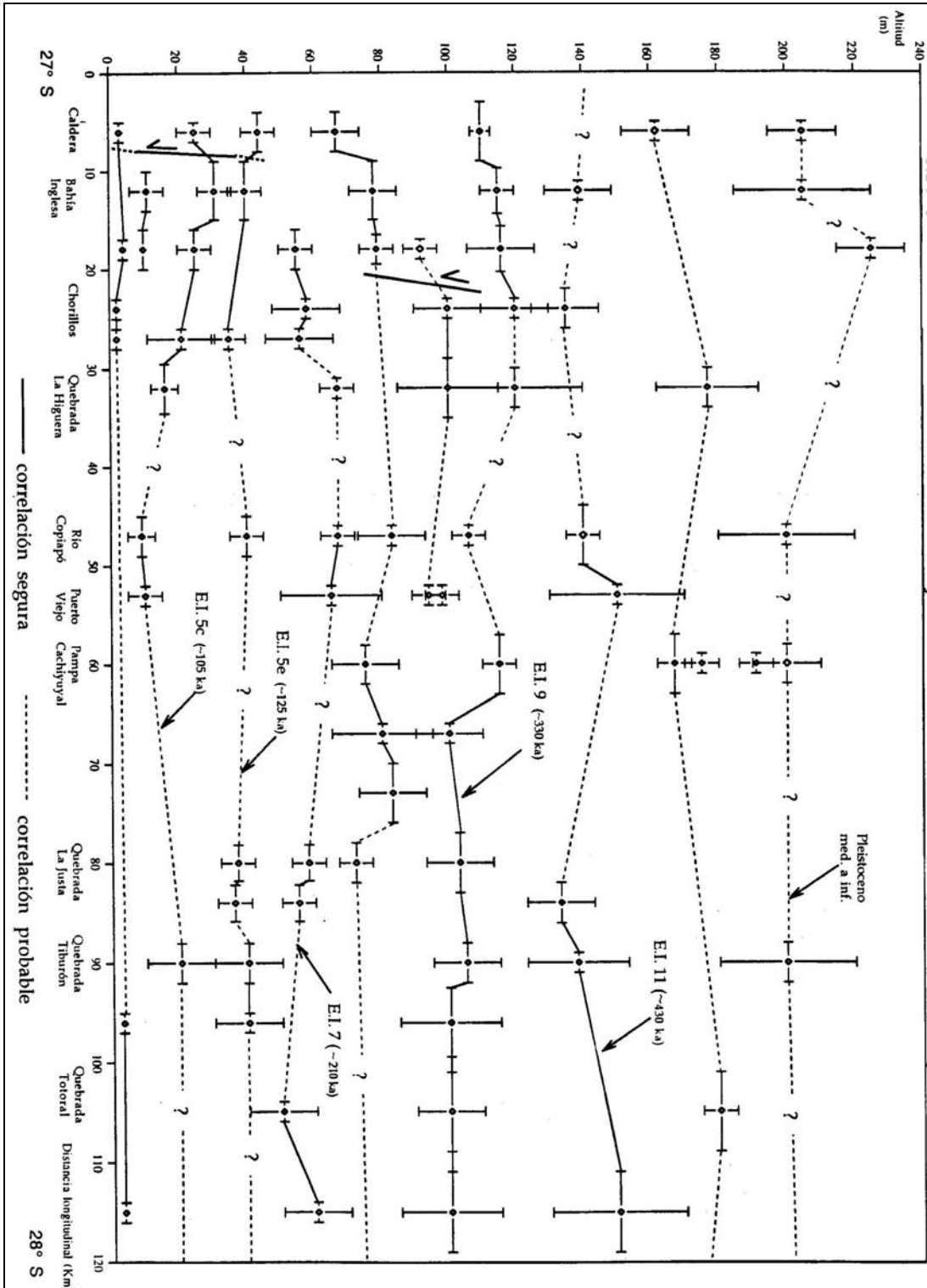


Figura 1.- Interpretación de correlación lateral de terrazas marinas y su cronología, entre los 27°-28°S. Las barras horizontales indican la continuidad lateral de los escalpes (líneas continuas para las correlaciones bien establecidas y líneas segmentadas cuando quedan dudas). Las barras verticales representan la incertidumbre en las mediciones de la altura de las huellas del máximo interglacial.

DEFORMACION CUATERNARIA FRAGIL DE LAS TERRAZAS DE CALDERA

En la franja costera, entre el puerto de Caldera y el sector SE de Bahía Inglesa (27°-27°15' S), la deformación frágil está caracterizada por fallas normales de alto ángulo con variadas orientaciones y desplazamientos centimétricos a métricos. Las fallas desplazan hasta 4 m a niveles sedimentarios asociados a terrazas marinas cuaternarias y, en algunos casos, generan escarpes bien marcados con características propias que los diferencian de los escarpes de origen marino. Existen dos diferencias principales entre estos escarpes: (a) en general los escarpes de falla cortan los rasgos morfológicos asociados con las terrazas marinas, ya sea cordones litorales o escarpes marinos; (b) la altura del pie de los escarpes de falla es variable a lo largo de su traza, a diferencia de la altura del pie de los escarpes marinos que generalmente no presentan variaciones en la altura de su pie.

En llanos de la costa (terrazas entre Caldera y Bahía Inglesa), se desarrolla un grupo de escarpes de falla de dirección variable entre N10°E y N70°E, que cortan verticalmente las antiguas líneas de costa, sin evidenciar desplazamiento en el rumbo. Las fallas afectan sedimentos cuaternarios no consolidados de origen litoral y continental. Los movimientos a lo largo de estas fallas son de magnitudes centimétricas a métricas. Las fallas forman un arreglo estructural de tipo hemigraben, dado principalmente por fallas paralelas de alto ángulo y dirección NE-SW a ENE-WSW que sugieren una dirección de extensión NW-SE a NNW-SSE. Asociadas a la falla principal se observan fallas normales, sintéticas y antitéticas, que serían producto de la rotación rígida de los bloques colgante y yacente. También se observan fallas inversas con desplazamientos centimétricos, consideradas como respuesta a rotación rígida de bloques. La edad de los sedimentos afectados está, relativamente, bien acotada y permite evidenciar, al menos, dos eventos tectónicos. Uno que afecta a depósitos continentales que cubren depósitos litorales de edad máxima 125 ka. El segundo afecta a depósitos litorales que tienen una edad entre 220 y 125 ka, sellado por depósitos continentales interpretados como anteriores a 125 ka.

Al este de Bahía Inglesa se desarrolla un escarpe de falla de dirección NNE-SSW, subparalelo al escarpe de erosión marina ubicado a 30 m s.n.m., formado presumiblemente durante el subestadio isotópico 5e (~125 ka). Las fallas son normales, de alto ángulo a verticales, con desplazamientos centimétricos a métricos (máximo observado 4 m). El manteo, al igual que la cara de su escarpe asociado, varía de dirección W en el sector norte a E en el sur, pasando por vertical en el centro. De esta manera la zona de falla tiene un comportamiento de tipo tijeras. Estas fallas forman arreglos estructurales variados de tipo hemigraben, graben y horst. La actitud de las fallas sugiere una extensión WNW-ESE. Estas fallas afectan a sedimentos marinos de 125 ka.

Tierra adentro, al sureste de Bahía Inglesa, se desarrolla una serie de escarpes asociados con fallas normales. La dirección de estos escarpes varía de WNW-ESE a ENE-WSW, y se pueden dividir en dos grupos subperpendiculares entre sí, de dirección promedio NW-SE y NE-SW. No se observaron los planos de falla de estas estructuras extensionales y polidireccionales; sin embargo, en el sector W de la mina de fosforita, se reconocieron fallas normales de reducido desplazamiento y rumbo NW-SE que afectan a depósitos neógenos, pero no se pudo comprobar si afectaban a depósitos cuaternarios. Estas fallas normales conjugadas sugieren una extensión N-S a NNW-SSE. Los sedimentos afectados son del Pleistoceno Medio y no se descarta la posibilidad de que afecten a depósitos cuaternarios más jóvenes. De esta manera queda abierta la posibilidad de que esta extensión sea contemporánea con la registrada más al norte en las localidades anteriormente descritas.

CONCLUSION

Las características de la deformación frágil de los sedimentos neógenos del área de Caldera, indican que durante este período, éstos han sufrido regímenes tectónicos en extensión y compresión (11, 18). La actividad tectónica en extensión tendría varias direcciones de alargamiento, a diferencia de los eventos en compresión que, además, de ser sincrónicos con la sedimentación, presentan una dirección de acortamiento E-W a NW-SE.

Las condiciones tectónicas habrían cambiado durante el Plioceno Superior a Pleistoceno Inferior, de manera tal que el último estado de deformación que se conoce habría comenzado, al menos, durante el último medio millón de años y estaría caracterizado por una deformación en extensión que ocurre conjuntamente con el alzamiento de la costa. El campo de esfuerzo asociado con esta extensión tendría una dirección de alargamiento E-W a ESE-WNW, en un dominio que presentaría un alzamiento continuo, con tasas de alzamiento variables del orden de $0,13 \pm 0,04$ a $0,35 \pm 0,06$ m/ka.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración y las interacciones prestadas por los geólogos del SERNAGEOMIN: Estanislado Godoy y Nicolás Blanco. Este trabajo se realizó como parte de las investigaciones emprendidas por el Convenio IRD-Departamento de Geología-U. de Chile y por SERNAGEOMIN.

REFERENCIAS

1. Remond de Corbineau, A. 1869. Apuntes sobre los terrenos terciarios i cuaternarios de Caldera i Coquimbo. An. Univ. Chile, 1868, II, p 407-419.
2. Möricke, W. y Steinmann, G. 1896. Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna, N. Jb. Min. Geol. Paläont., 10, 548-612.
3. Brügger, J. 1950. Fundamentos de la geología de Chile. Instituto Geográfico Militar. Santiago. Chile.
4. Herm, D. (1969). Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. Zitteliana, München.
5. Mortimer, C. 1969. The Geomorphological Evolution of the Southern Atacama Desert, Chile. Ph. D. thesis, University of London. Department of Geology, University College London.
6. Segerstrom, K. 1965. Dissected gravels of the Río Copiapó valley and adjacent coastal area, Chile. Prof. Pap. U. S. G. S., 525-B, pp. B117-B121.
7. Paskoff, R. 1979. Un exemple de raccord fluvio-marin: les terrasses du cours inférieur du Río Copiapó, désert d'Atacama, Chili. C.R. somm. Soc. géol. Fr, fasc. 1.
8. Segerstrom, K. 1964. Mass wastage in north-central Chile, *in*: International Geological Congress, Part XV, India, 120-140.
9. Segerstrom, K. 1965. Evidence and interpretation for high stands of the sea along the Chilean coast between lat. 27° and 27° 45' S. *In* High Stands of Quaternary Sea Level Along the Chilean Coast (Ed. Fuenzalida H.). Spec. Pap. geol. Soc. Am., 84, 489-492.
10. Marquardt, C. y Lavenu, A. 1999. Quaternary brittle deformation in the Caldera area, northern Chile (27°S). Fourth ISAG, Goettingen (Germany), p. 476-481
11. Marquardt, C. 1999. Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27°00' – 27°45'), III Región de Atacama. Tesis Ms. Cs., Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 297 p.
12. Radtke U. 1987. Marine terraces in Chile (22°-32° S), geomorphology, chronostratigraphy and neotectonics: preliminary results II. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 5, 239-256.
13. Leonard, E.M.; Muhs, D.R.; Ludwig, K.R. y Wehmiller, J.F. 1994. Coral uranium-series ages and mollusc amino-acid ratios from uplifted marine terrace deposits, Morro de Copiapó, north-central Chile. AMQUA (American Quaternary Association Program and Abstracts) 13th Biennial Meeting, p. 223.
14. Marquardt, C.; Ortlieb, L.; Lavenu, A. y Guzmán, N. 1999. Recent vertical motion and quaternary marine terraces in the Caldera area, northern Chile (27°S). Fourth ISAG, Goettingen (Germany), p. 482-486.
15. Ortlieb, L.; Guzmán, N.; Marquardt, C. y Vargas, G. 1997. El Cuaternario marino del norte de Chile: revisiones cronológicas e identificación posible de depósitos de 400 ka. VII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p 371 - 375.
16. Ortlieb, L., in collab. with J.L.; Goy, C.; Zazo, C.; Hillaire-Marcel & G. Vargas 1995. Late Quaternary coastal changes in northern Chile. Guidebook for a fieldtrip, II annual meeting of the International Geological Correlation Program, Project 367 (Antofagasta, 19-28 Nov. 1995), ORSTOM, Antofagasta. 175 p.
17. Guzmán, N.; Marquardt, C.; Ortlieb, L. y Frassinetti, D. 2000. La malacofauna neógena y cuaternaria del área de Caldera (27°-28°S): especies y rangos bioestratigráficos. Este congreso.
18. Marquardt, C.; Lavenu, A. y Ortlieb, L. 2000. Tectónica compresiva neógena en el dominio costero del norte de Chile: manifestaciones locales y regionales entre Caldera y Mejillones. Este congreso.