

Geomorfología y evolución geológica reciente del litoral del Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile)

Geomorphology and recent geological evolution of Pan de Azúcar National Park coastal sector (northern Chile)

Tatiana Izquierdo^{1,2}, Germán Carrasco², Joaquín Rodríguez Vidal³, Francisco Ruiz³ y Manuel Abad⁴

¹ Instituto de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Universidad de Atacama (IDICTEC-UDA), Avenida Copayapu 485, Copiapó (Chile). tatiana.izquierdo@uda.cl

² Grupo de investigación Recursos Hídricos y Geología del Cuaternario de Atacama, Universidad de Atacama, Avenida Copayapu 485, Copiapó (Chile). german.carrasco@alumnos.uda.cl

³ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, 21007, Huelva (España). jrvidal@dgeo.uhu.es, ruizmu@uhu.es

⁴ Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, c/Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid (España). manuel.abad@urjc.es

ABSTRACT

The geomorphological analysis of the coastal sector of Pan de Azúcar National Park (Chile) allows describing several stages in its recent geological evolution, mainly controlled by the climate, variations in the sea-level and the uplift of the Cordillera de la Costa. The first phases refer to the formation of three generations of marine terraces, while the last stage involves the Present Interglacial, the establishment of the current sea-level, the formation of the Holocene marine cliff and the development of active forms, with predominance of the eolian and fluvial/alluvial processes on this coastal segment of the southern Atacama Desert. For the first time, the occurrence of a low marine terrace that crops out near current sea-level is described in the study area. It has been dated in ~44000 years and associated with the MIS-3 highstand. This age corroborates the beginning of a cycle of accelerated tectonic uplift, with rates of ~ 1 m/ka, recently proposed for northern Chile that would continue until today.

Key-words: geomorphological analysis, marine terrace, tectonic uplift, Atacama Desert, Chile.

RESUMEN

El análisis geomorfológico del borde costero del Parque Nacional de Pan de Azúcar (Chile) permite describir varias etapas en su evolución geológica reciente, principalmente controladas por el clima, las variaciones del nivel del mar y el alzamiento de la Cordillera de la Costa. Las primeras fases se refieren a los episodios de formación de tres generaciones de terrazas marinas, mientras que la última etapa involucra el Presente Interglacial, el establecimiento del nivel del mar actual, la formación del acantilado marino holoceno y el desarrollo de formas activas, con predominio del modelado eólico y fluvial/alluvial sobre este segmento litoral del sur del desierto de Atacama. Se describe, por primera vez en la zona, la formación de una terraza marina baja, aflorante próxima al nivel del mar actual, fechada en ~44000 años, asociada con la alta parada marina del MIS-3. Esta datación corrobora el inicio de un ciclo de levantamiento tectónico acelerado, con tasas de elevación ~1 m/ka, recientemente propuesto para el norte de Chile y que continuaría hasta el presente.

Palabras clave: análisis geomorfológico, terraza marina, levantamiento tectónico, desierto de Atacama, Chile.

Geogaceta, 67 (2020), 111-114
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2019

Fecha de revisión: 17/10/2019

Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción y localización

Los cortejos morfo-sedimentarios pleistocenos y holocenos aflorantes en el sector litoral del Parque Nacional (P.N.) Pan de Azúcar (norte de Chile) manifiestan la evolución geológica reciente de su sector meridional y los principales procesos morfodinámicos que han actuado en esta zona en tiempos geológicos recientes. En su conjunto, la configuración geomorfológica del sector ilustra la compleja interacción que se ha producido entre factores locales y regionales, que han dado lugar a diferentes etapas evolutivas del paisaje del borde costero meridional del desierto de Atacama. El objetivo principal de este estudio es reconstruir la evolución geológica de la franja litoral del P.N. Pan de Azúcar con base en el análisis geomorfológico y con énfasis en la identificación de evidencias de tectónica activa. El área de estudio se localiza

en el borde litoral del sector meridional del P.N. Pan de Azúcar y sus estribaciones hacia el sur (sector costero de las regiones de Antofagasta y Atacama; Fig. 1). La extensión de la zona es de 18 km, delimitándose hacia el interior por los farallones que definen el dominio de la Cordillera de la Costa (1-3 km), en las estribaciones occidentales de la Cordillera de Los Andes. Las características climáticas de la zona están determinadas por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, y la corriente fría de Humboldt. Estos factores, junto con la compleja topografía de la región, determinan bajas precipitaciones (13 mm/año, serie temporal 1913–2000) con temperaturas medias de 10 °C, máximas de 26,6 °C y mínimas de 2,9 °C (Thompson, 2003).

Desde el punto de vista geodinámico, Chile se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, con una velocidad de

convergencia de aprox. 70 mm/año en dirección ENE (p.ej., Vigny *et al.*, 2009). En este contexto se produce el rápido levantamiento de las costas del norte de Chile desde el Pleistoceno medio (Regard *et al.*, 2010) con una tasa de elevación tectónica estimada de 0,3 m/ka, que parece haberse mantenido constante durante la mayor parte del Pleistoceno medio y superior (Martinod *et al.*, 2016). La geología de la Cordillera de la Costa, en la zona de estudio, se caracteriza por la presencia de un basamento metamórfico de edad paleozoica y diversos cuerpos plutónicos de edad Pérmico-Jurásico (Godoy y Lara, 1998). Estos materiales están afectados por fallas de dirección NO-SE a NNO-SSE. Sobre los anteriores, se disponen mediante inconformidad retazos de formaciones neógenas detríticas y diferentes formaciones superficiales continentales y marinas de edad cuaternaria.

Metodología

Se realiza un análisis geomorfológico, apoyado en observaciones sedimentológicas, abordado desde un punto de vista morfoestructural y morfogenético. Por otro lado, se muestreó, en la terraza marina baja (7,5 m s.n.m.), un ejemplar en posición de vida de *Austromegabalanus*, que fue enviado a los laboratorios del Centro Nacional de Aceleradores de la Universidad de Sevilla (España) para su datación por radiocarbono de ¹⁴C. La fecha fue calibrada mediante el software Calib 7.0 (Stuiver y Reimer, 2013) utilizando Marine/So. Hem. de Hogg *et al.* (2013) y el efecto reservorio indicado por Ortlieb *et al.* (2011).

Análisis geomorfológico

Los relieves principales de la zona corresponden a los cerros de amplia continuidad lateral en dirección N-S, de la Cordillera de la Costa, que alcanzan cotas próximas a los 500 m s.n.m. Este relieve se ve interrumpido únicamente por quebradas transversales encajadas sobre el sustrato ígneo y metamórfico (Fig. 1).

En toda la zona se diferencia un único dominio morfo-estructural delimitado en su extremo oriental por los farallones costeros, que registran las fluctuaciones glacio-eustáticas pleistocenas y el levantamiento tectónico continuado que ha experimentado la zona durante el Cuaternario (p. ej., Martinod *et al.* 2016). El levantamiento tectónico reciente en las formas modeladas sobre el basamento rocoso se reconoce por la presencia de valles colgados activos, con un marcado desnivel con respecto al nivel de base marino actual (100 y 200 m) y una fuerte inflexión o ruptura en su perfil longitudinal.

Las formas eólicas se refieren a mantos eólicos indiferenciados, con escasa formación de dunas y montículos vegetados. Se distribuyen extensamente a lo largo de la zona, preferentemente cerca del litoral. Son formas muy activas que cubren las formas aluviales y el sustrato rocoso, llegando a remontar el relieve y alcanzar cotas muy elevadas. Hacia el extremo sur se extiende un campo de dunas transversales, de escasa altura, que recubre buena parte de la llanura litoral.

Las formas fluviales mejor representadas son las incisiones lineales que se distribuyen a lo largo de toda la zona de

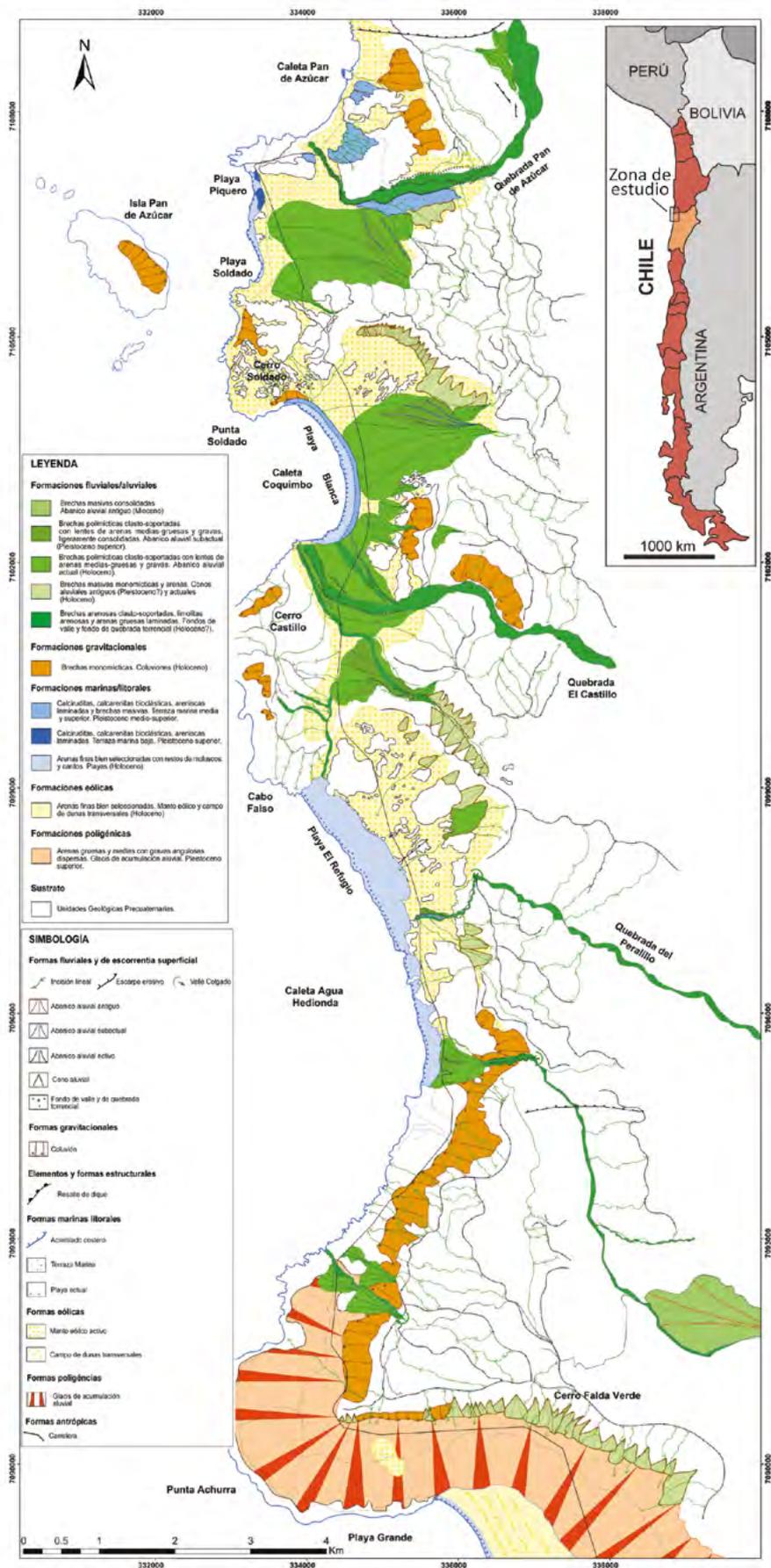


Fig. 1.- Localización del área de estudio y cartografía geomorfológica del borde costero meridional del P.N. Pan de Azúcar. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Location of the study area and geomorphological map of the littoral sector of southern Pan de Azúcar National Park. See color figure in the web.

estudio, aunque predominan en el sector oriental, desarrolladas sobre los materiales plutónicos de edad mesozoica conformando una red fluvial inmadura. En algunos casos, el encajamiento en el basamento es tan intenso que la erosión remontante en su zona de cabecera está favoreciendo el inicio de la captura de algunas pequeñas quebradas de las subcuencas interiores.

Entre las formas deposicionales destacan los conos aluviales y abanicos aluviales, con una mejor representación que los fondos de valle. La superficie de los abanicos se configura como una llanura de cursos trenzados activos, muy someros y de escasa profundidad, separados por barras longitudinales y retazos de depósitos más antiguos de la misma naturaleza. Además, se describen en casi todos ellos retazos de antiguos abanicos que aparecen colgados entre 2 y 5 m de la superficie activa, a modo de aterrazamientos. Estas terrazas aluviales representan una primera generación de los mismos, hoy en día casi completamente desmantelada por la erosión. Estas formas activas recubren las terrazas marinas más bajas, cuya edad probable es Pleistoceno superior por su proximidad a la línea de costa. Por lo anterior, la primera generación de abanicos se data, tentativamente, como Pleistoceno superior, mientras que los abanicos más recientes, todavía activos, se fechan en el Pleistoceno terminal-Holoceno.

Todas las superficies de los abanicos aparecen fuertemente disectadas por quebradas actuales, desarrollándose incisiones y fondos de quebradas en los cuerpos sedimentarios, delimitadas por un fuerte escarpe erosivo fluvial. Estas quebradas son activas en momentos de precipitaciones y alcanzan en muchas ocasiones las playas, disectando incluso el escarpe marino holoceno y las terrazas marinas más bajas. Los conos aluviales son formas más pequeñas, que aparecen al pie de laderas muy escarpadas, gracias al aporte de material detrítico grueso desde quebradas embrionarias localizadas en las partes altas de los farallones costeros. Aparecen muy bien desarrolladas en el sector sur del área de estudio, tapizando las laderas de las quebradas de mayores dimensiones y las zonas escarpas del sector norte y central del área de estudio. Se trata de formas evidentemente activas cuando se registran precipitaciones de cierta intensidad en la zona. La única forma de naturaleza gravitacional

descrita son los coluviones, relacionados con inestabilidades de laderas en momentos de lluvias o sismos que desencadenan su formación. Se distribuyen a lo largo de toda la zona de estudio.

Finalmente, dentro de las formas marino-costeras se diferencian rasgos erosivos y deposicionales. Entre las formas deposicionales costeras actuales dominan las playas, formadas entre cabos rocosos, que suponen zonas de abrigo y disipativas para el oleaje, con una característica forma cóncava en planta donde se acumulan arenas blancas. Las terrazas marinas son las formas no activas de origen marino/costero más relevantes en la zona. Trabajos previos mencionan diversas generaciones de terrazas marinas descritas a 450 y 250 m s.n.m. (Godoy y Lara, 1998), 50 m s.n.m. (MIS-7) y 30 m s.n.m. (MIS-5), (Martinod *et al.*, 2016). En este trabajo, se constata la aparición de dos generaciones de terrazas marinas que afloran extensamente a 15-30 m s.n.m. y a 50-60 m s.n.m. Además, se describe por primera vez una terraza más baja, que se encuentra a cota 7,5 m s.n.m. en Playa Piquero (Fig. 1).

Todas las terrazas marinas presentan características geomorfológicas similares, definiendo sutiles resaltes en el paisaje debido a la competencia a la erosión de sus depósitos cementados. Presentan una inclinación variable hacia mar, de hasta 2,5°. Aparecen cubiertas por el manto eólico y depósitos aluviales recientes y antiguos, lo que llega a enmascarar su identificación en escalones en el paisaje. Las características principales de estos depósitos son la presencia de niveles de areniscas calcáreas/calcareñas con estratificación cruzada en surco y planar, así como de calcirruditas bioclásticas en su base. Hacia el interior son frecuentes las intedigitaciones de brechas y areniscas gruesas mal seleccionadas, que constituyen cambios laterales a sistemas aluviales costeros, probablemente abanicos deltaicos. El espesor de la terraza baja es de ~ los 2 m. Su edad, establecida por radiometría de ^{14}C , se aproxima a los 44000 años BP, lo que permite correlacionar con MIS 3 (Tabla I).

Evidencias de levantamiento tectónico

La identificación y datación de la terraza marina baja en Playa Piqueros, próxima al nivel del mar, aporta nueva información relativa a la tasa de levantamiento tectónico reciente de este sector de la costa del desierto de Atacama durante el Pleistoceno superior. La localización de un nivel marino a 7,5 m s.n.m., con una edad ~44 ka indica que los cortejos morfosedimentarios asociados al MIS-3 se encuentran actualmente emergidos por encima del nivel del mar y afloran en las costas de Pan de Azúcar. Considerando las curvas glacio-eustáticas elaboradas a escala global (Siddall *et al.* 2003, entre otros), el nivel del mar durante la Alta Parada Marina asociada al MIS 3 se encontraba entre 80 y 40 m b.n.m. Específicamente, Pico *et al.* (2016) describe que una importante transgresión tuvo lugar durante el MIS 3, entre 70 y 44 ka, cuando el nivel del mar ascendió ~32 m desde -70 a -38 +/-7 m. Con base en esta información, la terraza baja descrita en esta investigación habría experimentado un levantamiento de aproximadamente 39,5 m en 45 ka, lo que permite inferir una tasa de levantamiento tectónico de 0,9 mm/año, es decir, aproximadamente 3 veces más importante que la establecida previamente para el Pleistoceno superior por autores previos (Martinod *et al.*, 2016). Considerando que la Alta Parada Marina asociada al MIS 5e se estima en 3 m s.n.m. (+/- 3 m) y que esta tasa de levantamiento tectónico fuera la misma desde el Último Periodo Interglacial, la posición en cota de esta misma terraza debería ser ~115,5 m s.n.m. Ya que actualmente la terraza marina asociada al MIS 5e se localiza a una cota más alta de 30 m s.n.m., la única explicación posible es que la tasa de alzamiento tectónico fue mucho más baja entre el MIS 5e y el MIS 3 que la estimada a partir de hace 44 ka. Según las cartas glacio-eustáticas de Siddall *et al.* (2003) la diferencia de cotas topográficas entre las Altas Paradas Marinas del MIS 5e y el MIS 3 es de ~35 m, mientras que según los datos de campo de este trabajo la separación en altitud media es de 22,5 m.

Muestra	Cód. Lab.	Material	Edad ^{14}C	Error (+/-)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Edad calibrada (calyr BP - 2σ)
PAZ-1	4387.1.1	Cirrípedo	41150	360	1,59 ± 1,50	45310- 43873

Tabla I.- Resultados de la datación por radiocarbono de la muestra PAZ-1.

Table I.- Radiocarbon dating results of sample PAZ-1.

Esta diferencia de 12,5 m puede ser explicada solo mediante el efecto de una sutil subsidencia en esta zona en el periodo comprendido entre 125 y 44 ka, que se ha estimado en -0,15 m/ka. Esta debió ser seguida por un periodo con tasas de levantamiento tectónico de 0,9 mm/año, que sería constante hasta el presente.

Recientemente, González-Alfaro *et al.* (2018) establecen para la Península de Mejillones (350 km al norte del área de estudio) tasas de levantamiento tectónico de entre 1,4 mm/año y 1,7 mm/año basándose en el fechado de depósitos costeros y continentales asociados al MIS-3. Los datos arrojados por esta investigación proponen la existencia de periodos alternantes de levantamiento cósmico acelerado combinados con otros de estabilidad tectónica, o incluso subsidencia de la Cordillera de la Costa en su historia tectónica reciente.

Conclusiones

Se infieren 4 etapas en la evolución geológica reciente del P.N. Pan de Azúcar: (1) Pleistoceno medio: representada por la terraza marina alta (~ 60 m s.n.m.), asignada por autores previos al MIS-7 (200 ka); (2) Pleistoceno superior (MIS-5): caracterizada por la aparición de la terraza marina media (~30 m s.n.m) y un periodo de estabilidad tectónica o subsidencia hasta el inicio de la Alta Parada Marina del MIS-3; (3) Pleistoceno superior (MIS-3 a MIS-2): Aceleración de la tasa de alzamiento tectónico, que se

estima en ~1 m/ka y formación de la terraza marina baja durante la Alta Parada Marina asociada al MIS-3. Se produce la progradación de sistemas litorales sobre facies marinas hace 44 ka y un marcado descenso del nivel del mar asociado a la Última Glaciación (20 ka); y (4) Pleistoceno terminal-Presente (MIS-1): Transgresión holocena y establecimiento del nivel del mar actual, acompañada de la formación del acantilado marino holoceno. Antes, se registra la primera generación de sistemas de abanicos, conos aluviales y fondos de valle, que quedan colgados durante el inicio del Holoceno con respecto al nivel del mar por elevación tectónica reciente, a la vez que el desmantelamiento de los cuerpos aluviales, y el desarrollo de abanicos telescópicos y fondos de valle colgados.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto RNM-293 (Junta de Andalucía) y el Proyecto DIUDA Programa Inserción N° 22365 (Universidad de Atacama). Los autores agradecen a Mercedes Cantano, de la Universidad de Huelva, y a un revisor anónimo sus comentarios, que han mejorado la versión final de este trabajo.

Referencias

Godoy, E. y Lara, L. (1998). *Mapa Geológico de las Hojas Chañaral y Diego de Almagro, 1:100.000, hojas 5-6*. SERNA-GEOMIN.

González-Alfaro, J., Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J.C., Mandeng-Yogo, M., Caquineau, S., Álvarez, G., del Campo, F. y del Río, I. (2018). *Earth and Planetary Science Letters* 502, 32-45.

Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Turney, C.S.M. y Zimmerman, S.R.H. (2013). *Radiocarbon* 55(4), 1889-1903.

Martinod, J., Regard, V., Riquelme, R., Aguilar, G., Guillaume, B., Carretier, S., Cortes, J., Leanni, L. y Hérail, G. (2016). *Geomorphology* 274, 78-91.

Ortlieb, L., Vargas, G. y Saliège, J.F. (2011). *Quaternary Research* 75, 91-103.

Pico, T., Mitrovica, J.X., Ferrier, K.L. y Braun, J. (2016). *Quaternary Science Review* 152, 72-79.

Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P. y Hérail, G. (2010). *Earth and Planetary Science Letters* 297, 199-210.

Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. y Smeed, D.A. (2003). *Nature* 423, 853-858.

Stuiver, M. y Reimer, P.J. (2013). *Radiocarbon* 55(4), 1869-1887.

Thompson, M. (2003). *Revista Chilena de Historia Natural* 76, 235-254.

Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.C., Madañaga, R., Campos, J. y Álvarez, M. (2009). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175, 86-95.