

Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: edades ^{21}Ne de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa

Jorge Quezada

Programa de Doctorado en Ciencias, mención Geología, Universidad Católica del Norte,
Casilla 1280, Antofagasta, Chile
Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción,
Casilla 160-C, Concepción, Chile
jquezad@udec.cl

Gabriel González

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,
Casilla 1280, Antofagasta, Chile
ggonzale@ucn.cl

Tibor Dunai

School of Geosciences, University of Edinburgh,
Drummond Street, EH8 9XP Edinburgh, Escocia
tibor.dunai@ed.ac.uk

Arturo Jensen

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,
Casilla 1280, Antofagasta, Chile
jensen@ucn.cl

Joaquim Juez-Larré

Faculty of Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit,
1081 HV De Boelelaan 1085, Amsterdam, Holanda
juej@geo.vu.nl

RESUMEN

En este trabajo se presenta la edad de la terraza costera emergida más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa, localizada a una altura de 224 ± 6 m s.n.m. La metodología empleada consiste en el uso de edades de exposición de clastos de cuarzo mediante ^{21}Ne de origen cosmogénico. La edad obtenida fue de $0,86 \pm 0,11$ Ma. Dentro de este rango de edad, se desarrollan tres interestadales fuertes correspondientes a los estadios isotópicos MIS 19 (780 ka), MIS 21 (860 ka) y MIS 25 (950 ka) en los cuales se pudo formar esta terraza costera. La tasa de alzamiento promedio considerando estos tres casos es de $0,28 \pm 0,02$ mm/a, cuyo valor es menor que el determinado por autores previos para los últimos 400 ka. Entre 750 y 400 ka no se desarrollaron terrazas costeras en el área de estudio. Esto sería un indicador de tasas de alzamiento bajas e interestadales débiles durante ese período, y la fortaleza del interestadial desarrollado durante el estadio MIS 11 (400 ka) que provocó una importante erosión de la topografía litoral incluyendo las terrazas costeras que pudieron haberse formado entre 750 y 400 ka. El alzamiento litoral en el área de estudio es de carácter regional y estaría relacionado con procesos generados como consecuencia de la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana; e.g., los terremotos de subducción.

Palabras claves: Terraza costera, Nucleidos cosmogénicos, Alzamiento tectónico, Caldera, Norte de Chile.

ABSTRACT

Pleistocene littoral uplift of northern Chile: ^{21}Ne age of the upper marine terrace of Caldera-Bahía Inglesa area. The age of the uppermost emerged marine terrace in the Caldera-Bahía Inglesa area, located at 224 ± 6 m a.s.l. is presented herein. The methodology applied is based on the exposure ages in clasts of quartz using cosmogenic ^{21}Ne . The age obtained was 0.86 ± 0.11 My. Three strong sealevel highstands corresponding to isotopic stages MIS 19 (780 ky), MIS 21 (860 ky) and MIS 25 (950 ky) were developed during this age interval. In each one this marine terrace could have been formed. The average uplift rate considering these three cases is 0.28 ± 0.02 mm/y, that is smaller than the value determined by previous authors for the last 400 ky. No marine terraces exist in the study area between 750 and 400 ky, and this could be an indicator of small uplift rates, weak interstadials during this interval and the stronger sealevel highstand developed during MIS 11 (400 ky) that provoked a significative erosion of the littoral topography, including the marine terraces that could have been formed between 750 and 400 ky. The littoral uplift in the study area is regional and could be related to processes generated due to the interaction of the Nazca and South American plates; e.g., subduction earthquakes.

Keywords: Marine terrace, Cosmogenic nucleides, Tectonic uplift, Caldera, Northern Chile.

INTRODUCCIÓN

A lo largo del litoral del Norte de Chile existen contundentes evidencias de alzamiento tectónico cuaternario. Estas se expresan por la presencia de terrazas costeras emergidas las cuales se escalonan desde la línea de costa actual hasta una altura de ca. 230 m s.n.m. Las edades obtenidas por diferentes métodos, sólo han permitido identificar terrazas costeras más jóvenes que 500 ka (Radtke, 1989; Leonard y Wehmiller, 1991, 1992; Ortlieb *et al.*, 1994, 1995, 1996a, 1996b; Ota *et al.*, 1995; Paskoff *et al.*, 1995; Marquardt *et al.*, 2004) existiendo poca información sobre las edades de las terrazas más antiguas. Esto se debe a que los métodos de datación de conchas de moluscos fósiles posibles de aplicar para datar terrazas costeras (U-Th y racemización de aminoácidos), permiten constreñir la edad para una ventana de tiempo reducida < 400-600 ka (Burbank y Anderson, 2001). Hasta la fecha las dataciones han sido siempre hechas en conchas de moluscos y no se ha intentado datar los depósitos sedimentarios cogenéticos con la formación de las terrazas mismas.

Edades mínimas y máximas de terrazas costeras se pueden establecer por medio de la datación de depósitos sedimentarios que las sobreyacen o infrayacen. Utilizando este procedimiento Marquardt *et al.* (2005) determinaron la edad de un horizonte de ceniza intercalado en depósitos sedimentarios marinos. Específicamente, estos autores estimaron la edad máxima de un cordón litoral situado en la parte más alta de la Pampa de Mejillones ($23,2^\circ\text{S}$), obteniendo una edad de $0,79\pm 0,03$ Ma en sanidina. Esta

estrategia tiene dos limitaciones fundamentales, por una parte entrega sólo edades máximas y por otra sólo es aplicable en el caso que existan cenizas volcánicas que cubran las terrazas costeras. Esta situación es más bien un hecho particular que una situación generalizada en el Norte de Chile.

En una sucesión de terrazas costeras escalonadas, la determinación de la línea de máxima transgresión y su correlación con los niveles altos del mar (interstadiales) permite reconstruir la historia de alzamiento tectónico durante un período dado (Lajoie, 1986). Estos antecedentes son fundamentales para evaluar los procesos tectónicos en márgenes convergentes como es el caso de los Andes Centrales en el Norte de Chile. En este trabajo, se determinó la edad de la terraza costera más alta, preservada en el área de Caldera-Bahía Inglesa (Figs. 1 y 2). El método aplicado consiste en la determinación de la concentración de ^{21}Ne en clastos de cuarzo provenientes de la cobertura sedimentaria de esta terraza. La aplicación de esta metodología es inédita en los Andes Centrales y por lo tanto constituye un aspecto novel de la presente contribución. Un elemento a favor del área de estudio es la existencia de edades en las terrazas ubicadas a cotas inferiores a la que se data en este trabajo (Vita-Finzi y Mahn, 1994; Marquardt *et al.*, 2004). La existencia de estas edades es un control indirecto de la fiabilidad del método aplicado. Las edades que se aportan en este trabajo permiten determinar la tasa de alzamiento del litoral durante el Pleistoceno Inferior a Medio y estudiar su variabilidad en los últimos 950 ka.

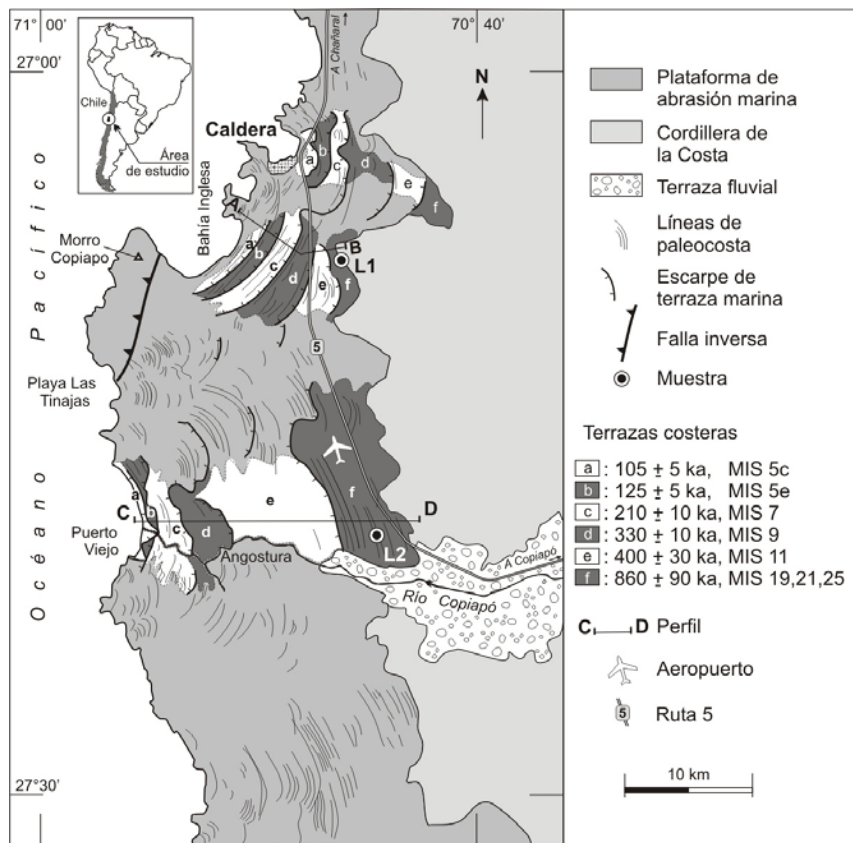


FIG. 1. Croquis geomorfológico simplificado del área de estudio. Se indican las dos localidades donde se obtuvieron las muestras para ser datadas (L1 y L2). En la plataforma destacan las líneas de paleocostas que indican un alzamiento uniforme y una paleotopografía pleistocena con numerosas bahías pequeñas, similar a la actual. Se indican los niveles de las terrazas costeras inferiores (a-e) y su edad estimada en Caldera y Bahía Inglesa según Marquardt *et al.* (2004) y la terraza costera más alta (f) y su edad determinada en este estudio. Los perfiles A-B y C-D se ilustran en la Fig. 2.

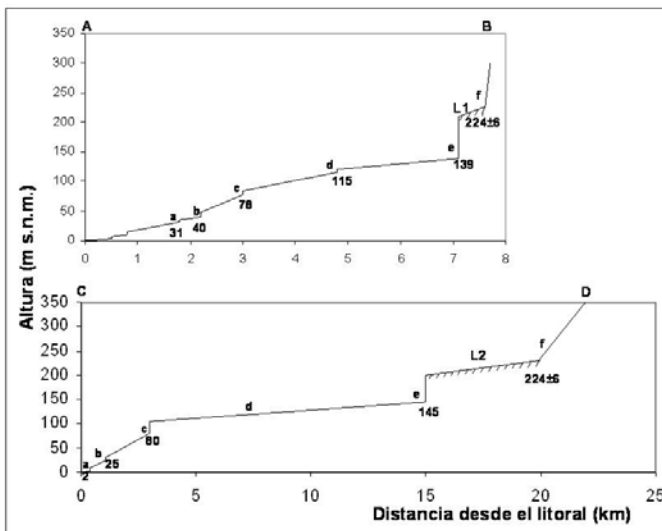


FIG. 2. Perfiles topográficos mostrando la posición de los distintos niveles de plataformas de Caldera-Bahía Inglesa. La posición de los ángulos de línea de costa es muy aproximada y debe ser considerada sólo como referencia. En el perfil A-B, los ángulos de línea de costa para las terrazas a,b,c,d,y e, corresponden a los valores indicados por Marquardt *et al.* (2004). Destaca la altura del acantilado (80m) que separa las terrazas e y f en las dos localidades consideradas.

VARIACIONES GLACIOEUSTÁTICAS DEL NIVEL DEL MAR Y DESARROLLO DE TERRAZAS COSTERAS

La formación de terrazas costeras resulta de la interacción entre alzamiento tectónico y variaciones glacioeustáticas del nivel del mar. En las costas de California Lajoie (1986), estableció la relación existente entre estas dos variables durante el proceso de formación de terrazas costeras pleistocenas (Fig. 3). Según este autor se considera que durante la evolución de un período glacial a interglacial el nivel del mar asciende a una tasa mayor que la tasa de alzamiento tectónico. En un período interglacial, representado por estadios isotópicos impares MIS 1, 3, 5, 7, 9... (Shackleton y Opdyke, 1973), el mar experimenta un nivel de ascenso máximo (interestadial), el cual se estabiliza durante un cierto tiempo. Se ha considerado que en ese instante se forman las terrazas costeras (Ortlieb *et al.*, 2003). Este proceso involucra el desarrollo de una superficie plana que constituye una plataforma de abrasión marina y un acantilado en la región cercana a la línea de playa. Este acantilado marca la línea de máxima inundación de la transgresión la cual es promovida por el máximo interglacial. El ángulo que se forma entre el acantilado y la plataforma de abrasión marina, se denomina ángulo de línea de costa y la altura a la que se encuentra este ángulo representa el nivel más alto alcanzado por el mar durante la transgresión. Durante la regresión marina, generada por el alzamiento tectónico y la evolución del período interglacial a un nuevo período glacial, se produce un descenso del nivel del mar. Mediante esta caída del nivel del mar el acantilado queda aislado de la abrasión marina. En el proceso de regresión se pueden formar cordones litorales que representan líneas de costa abandonadas. El alza-

miento tectónico continuo y la repetición de períodos glaciales e interglaciales, permiten que se generen nuevas terrazas costeras a menor altura que las anteriores (Fig. 3). Pueden existir casos en que durante transgresiones posteriores, una misma terraza costera sea reocupada varias veces por el mar: Se puede dar un pulso transgresivo importante de larga duración y con un nivel glacio-eustático mayor que los anteriores que supere el alzamiento tectónico previo. Esta condición favorece la erosión de las terrazas costeras formadas con anterioridad. Tal es el caso que se ilustra en la figura 3 de la terraza costera que pudo formarse durante el primer nivel interestadial desarrollado con posterioridad al estadio isotópico 8, el cual es de menor magnitud que el interestadial principal del estadio isotópico 7. La preservación de una terraza sólo es posible si la tasa de alzamiento tectónico es suficiente como para generar un alzamiento que sea superior a los niveles del mar asociados a los interestadiales posteriores.

Según Ortlieb *et al.* (2003), la configuración de terrazas costeras en el borde occidental de Norteamérica, Centro América y Sudamérica, incluyendo el Norte de Chile, es similar a la que existe en California. Esta resulta de variaciones eustáticas del mar y alzamiento tectónico, destacando el amplio desarrollo de la terraza desarrollada durante el estadio isotópico MIS 11 (ca. 400 ka) que pudo indicar una prolongada duración de este período interestadial. Las principales terrazas costeras que se encuentran a cotas inferiores a los 200 m s.n.m. en el área de Caldera-Bahía Inglesa, fueron asignadas por Marquardt *et al.* (2004) a los estadios isotópicos MIS 11 (400 ka), MIS 9 (330 ka), MIS 7 (210 ka) y MIS 5 (125 ka) (Tabla 1).

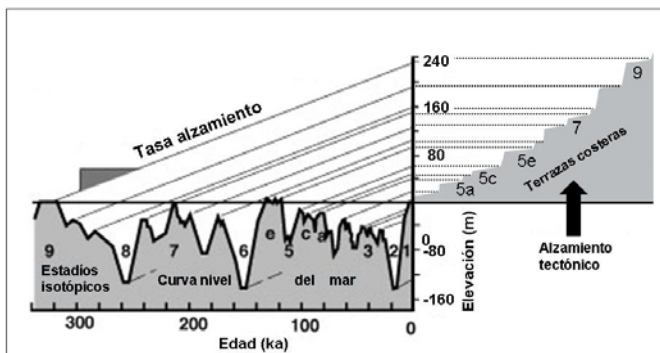


FIG. 3. Curva de variaciones del nivel del mar y su correlación con terrazas costeras en las costas de California (modificado de Lajoie, 1986). La tasa de alzamiento puede determinarse por la línea que une el interestadial durante la formación de la terraza y la altura actual (ángulo de línea de costa). La pendiente de la línea inclinada que une el máximo interestadial con la altura de la terraza (elevación) representa la velocidad de alzamiento (o tasa).

TABLA 1. TERRAZAS COSTERAS INFERIORES, EDADES Y TASAS DE ALZAMIENTO DETERMINADAS EN CALDERA Y BAHÍA INGLESA (MARQUARDT ET AL., 2004).

Localidad	Edad (ka)	MIS	Altura (m s.n.m.)	Tasa alzamiento (m/ka)
B. Inglesa	430 ± 30	11	139 ± 10	0,32±0,04
B. Inglesa	330 ± 10	9	115 ± 3	0,34±0,02
B. Inglesa	210 ± 10	7	78 ± 7	0,39±0,04
B. Inglesa	125 ± 5	5e	40 ± 5	0,28±0,05
B. Inglesa	100,5 ± 5	5c	31 ± 5	0,45±0,06
B. Inglesa	83,3 ± 3	5a	10 ± 5	0,31±0,07
B. Inglesa	6 ± 2	1	3 ± 1	0,33±0,26
Caldera	430 ± 30	11	162 ± 10	0,38±0,04
Caldera	330 ± 10	9	110 ± 3	0,32±0,02
Caldera	210 ± 10	7	67 ± 7	0,33±0,04
Caldera	125 ± 5	5e	44 ± 5	0,31±0,05
Caldera	100,5 ± 5	5c	25 ± 5	0,39±0,06
Caldera	6 ± 2	1	3 ± 1	0,33±0,26

MARCO GEOMORFOLÓGICO

Entre Caldera y la desembocadura del río Copiapó (Fig. 1) se desarrolla una extensa plataforma costera emergida de 20 km de ancho. Esta plataforma contiene al menos seis relictos de terrazas costeras que se distribuyen escalonadamente desde el nivel del mar hasta 230 m s.n.m. Cada nivel aterrazado es subhorizontal y por lo general separado de las terrazas adyacentes por un escarpe de altura métrica que representa un paleoacantilado (Fig. 2). La delgada cobertura sedimentaria (espesores métricos) de estas terrazas contiene arenas y conglomerados pleistocenos que en algunos casos forman cordones litorales (Figs. 1 y 4). Se reconocen al menos seis

niveles de terrazas costeras denominados a, b, c, d y f (Figs. 1 y 2) siendo el nivel f el correspondiente a la terraza costera más alta. Las terrazas costeras están separadas por acantilados, destacando la mayor altura del acantilado que separa las terrazas e y f (Fig. 2).

En el sector occidental de la plataforma costera del área de Caldera-Bahía Inglesa, se presenta el Morro Copiapó como un alto topográfico con una altura de 343 m s.n.m. Por el este la plataforma costera está limitada por la Cordillera de la Costa, con cotas del orden de los 700 m s.n.m. Al sur del área de estudio, se localiza el río Copiapó que forma una incisión de más de 50 m en la plataforma.



FIG. 4. Superficie clásica de la terraza costera más alta de Bahía Inglesa en la Localidad No. 1. Se distinguen los clastos redondeados en la superficie que fueron retrabajados por el mar.

MARCO GEOLÓGICO

Las rocas más antiguas que afloran en el área de Caldera-Bahía Inglesa-desembocadura del Río Copiapó, son rocas metamórficas de edad devónico-carbonífera (Godoy *et al.*, 2003). La Formación Bahía Inglesa (Rojo, 1985) sobreyace mediante no conformidad a estas rocas. La formación se presenta como una secuencia sedimentaria clástica de origen marino, en posición subhorizontal, compuesta por un conglomerado basal, areniscas y lutitas. Su potencia es variable y alcanza un máximo cercano a 80 m (Godoy *et al.*, 2003). Según Achurra (2004) su rango de edad es Mioceno Superior a Plioceno Superior y el ambiente de sedimentación varía de litoral a nerítico, con una profundización de la cuenca que alcanzó pulsos máximos de 1000 m b.n.m. a los 8 Ma y 2,4 Ma. Las rocas de la Formación Bahía Inglesa afloran principalmente a lo largo de quebradas que forman incisiones en la plataforma marina expuesta entre Bahía Inglesa y el valle del río Copiapó.

Sobreyaciendo en discordancia angular a la Formación Bahía Inglesa se presentan depósitos marinos pleistocenos de ambiente litoral, cogenéticos con la formación de las terrazas costeras. Estos depósitos fueron denominados por Marquardt *et al.* (2004) como Estratos de Caldera. Los depósitos están compuestos principalmente por sedimentos clásticos y carbonatados con abundantes fragmentos de moluscos. Marquardt *et al.* (2004) reconocieron varios niveles de terrazas costeras cuyos ángulos de línea de costa se encuentran a altitudes inferiores a

170 m s.n.m. y sus edades son menores a 430 ka (Tabla 1). Vita-Finzi y Mahn (1994) señalan algunas edades determinadas mediante ^{14}C destacando 34 ± 72 ka para una terraza situada en Caldera a 16,5 m s.n.m. y 29 ± 71 ka para una terraza situada en Bahía Inglesa a 7,5 m s.n.m.

En el valle del río Copiapó se desarrollan depósitos fluviales compuestos por conglomerados que constituyen terrazas fluviales de agradación. Estos depósitos se encuentran sobreyaciendo en discordancia de erosión a la Formación Bahía Inglesa e infrayacen en discordancia de erosión a los Estratos de Caldera.

La principal estructura reconocida en el área de estudio, corresponde a una falla inversa de inclinación hacia el oeste, cuya traza se localiza en el flanco oriental del Morro Copiapó (Fig. 1). La propagación de esta falla produjo una flexura en la Formación Bahía Inglesa, cuyos estratos adquieren mayor inclinación en las proximidades de la falla. El plano de falla, así como los estratos de la Formación Bahía Inglesa, están truncados por la plataforma de abrasión marina del Pleistoceno medio y se considera que esta falla estuvo activa durante el Plioceno (Marquardt *et al.*, 2004). En algunos lugares los depósitos marinos pleistocenos están afectados por fallas normales con desplazamientos centimétricos a métricos. En Caldera, estas estructuras conforman un graben y el desplazamiento de las fallas es de 2 m, indicando una extensión este-oeste (Marquardt *et al.*, 2004).

LA TERRAZA COSTERA MÁS ALTA DEL ÁREA DE CALDERA-BAHÍA INGLESA Y LAS LOCALIDADES DE MUESTREO

El nivel aterrazado más alto de la plataforma emergida en el área de estudio (nivel f, Figs. 1 y 2), se encuentra a una altura que fluctúa entre 200 y 230 m s.n.m. La posición del ángulo de línea de costa de esta superficie no es posible de determinar con exactitud en terreno debido a la cobertura clástica aluvial y coluvial que desciende desde la Cordillera de la Costa. Esta superficie se reconoce en forma discontinua en el área de estudio (Fig. 1), el carácter discontinuo se debe a las incisiones que se generan por el desarrollo

de quebradas que descienden de la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa.

Para la datación por ^{21}Ne de esta superficie, se seleccionaron dos localidades donde ella está bien preservada y donde ella contiene una cobertura clástica con abundante cuarzo. En ambas localidades no se reconocieron estructuras que impliquen alguna perturbación tectónica de su posición actual.

La primera localidad (localidad 1, Fig. 1) se ubica a los $27,1^{\circ}\text{S}/70,8^{\circ}\text{W}$, al este de Bahía Inglesa, a 8 km

del litoral y a menos de 300 m al oeste de la Cordillera de la Costa. La altura de la superficie donde se obtuvieron las muestras en esta localidad, es de 223 ± 1 m s.n.m (medida realizada con altímetro). Esta altura es similar a la altura del ángulo de línea que marca el contacto entre la superficie de la terraza y los cerros de la Cordillera de la Costa (paleoacantilado). La superficie de la terraza se preserva como una meseta plana, con una leve inclinación de 1° hacia el oeste. La terraza de abrasión misma se preserva 5 a 3 m debajo de una cobertura de conglomerados de 5 m de espesor. La terraza está labrada en coquinas finas parcialmente litificadas y con abundante estratificación cruzada (Formación Bahía Inglesa). En adelante las terrazas de abrasión marina con sus coberturas serán denominadas terrazas costeras.

Los conglomerados que cubren la terraza de la localidad 1 tienen una textura maciza, clasto soportada y con estratificación pobremente desarrollada. Todos los clastos son redondeados con un diámetro mayor que varía entre 0,5 y 5 cm (Fig. 4). Los clastos de cuarzo son abundantes en este depósito. En esta localidad, se recolectaron clastos de cuarzo redondeados, tanto en la superficie como debajo de ella, a una profundidad de 5 m. Los primeros constituyeron la muestra CA03/6a, en tanto que los segundos la muestra CA03/6b.

La segunda localidad (localidad 2), se ubica a los $27,3^\circ\text{S}-70,8^\circ\text{W}$, a 17 km del litoral al este de Puerto Viejo, 2 km al oeste de la base de la Cordillera de la Costa, a una altura de 224 ± 1 m s.n.m. y está distanciada por 21 km al sur de la primera localidad (Fig. 1). En esta localidad, se desarrolla una extensa terraza costera que se extiende desde la base de la Cordillera de la Costa hasta 4,5 km hacia el oeste donde existe un escarpe que representa un paleo-acantilado de la siguiente terraza situada más abajo. Por el sur la superficie está limitada por el valle del río Copiapó. La superficie misma de la terraza de esta localidad, presenta varios cordones litorales paralelos y levemente concéntricos hacia el oeste (Fig. 1). Estos cordones litorales son fácilmente distinguibles en imágenes satelitales y fotografías aéreas. En terreno los cordones están formados por franjas de conglomerados bioclásticos. Los conglomerados poseen abundantes clastos de cuarzo redondeados. Sobre estos cordones litorales se pueden encontrar clastos angulosos de cuarzo que han sido aportados por pequeños abanicos aluviales derivados desde la Cordillera de la Costa. En la localidad 2, se recolectaron dos muestras; una muestra de clastos angulosos, que se denominó CA03/5a y una muestra de clastos redondeados designada como CA03/5b.

EL MÉTODO DE DETERMINACIÓN DE EDAD DE SUPERFICIES MEDIANTE ISÓTOPOS (NUCLEIDOS) COSMOGÉNICOS

La radiación cósmica extragaláctica produce un bombardeo de partículas de alta energía sobre nuestro planeta. Estas partículas producen reacciones nucleares en la atmósfera y en la superficie de la corteza, las cuales generan núcleos residuales llamados 'nucleidos cosmogénicos' como ^{10}Be , ^{21}Ne y ^{36}Cl (Lal, 1991; Dunai, 2000). En los primeros tres metros de la corteza los isótopos así producidos se almacenan en los principales minerales formadores de roca. Su concentración de unas pocas partes por millón (ppm), puede ser medida mediante espectrometría de aceleración de masas (^{10}Be , ^{21}Ne y ^{36}Cl) y espectroscopía de masa de gases nobles (^3He , ^{21}Ne). Conocida la tasa de producción por año y medida la concentración de un nucleido en particular se está en condiciones de estimar la edad de exposición de superficies median-

te la siguiente ecuación:

$$\text{Edad superficie} = {}^{21}\text{Ne}_{\text{cos}} / P$$

donde P corresponde a la razón de producción de ^{21}Ne en cuarzo, cuyo valor fue estimado en $19,0 \pm 3,7$ (átomos/g)/a (Niederman, 2000). Este valor combinado con el factor de escala propuesto por Dunai (2000) proporciona la tasa de producción en el sitio de muestreo.

Los nucleidos cosmogénicos que se almacenan en minerales pueden ser estables o radiactivos. Es así como se tiene que el ^{10}Be es inestable con vida media de 1,5 Ma (isótopo radiactivo); en tanto que el ^{21}Ne es estable (Hetzl *et al.*, 2002). Hasta la fecha, en Chile han sido utilizados distintos tipos de isótopos cosmogénicos para obtener edades de superficie.

Por ejemplo ^{21}Ne y ^{10}Be han sido utilizados para determinar la edad de exposición de pediplanos terciarios, abanicos aluviales pleistocenos y paleoquebradas pliocénicas (Dunai *et al.*, 2005; González *et al.*, 2006).

En la corteza terrestre la producción y concentración de nucleidos cosmogénicos disminuye con la profundidad. Esta atenuación depende fundamentalmente de la densidad de los materiales, pero es ampliamente aceptado que la penetración máxima en sedimentos es de hasta 3 m (Burbank y Anderson, 2001). La fracción de los nucleidos que se acumula en el área fuente de los sedimentos y durante el transporte, antes de quedar abandonados en una superficie inactiva se denomina herencia (concentración de isótopos cosmogénicos en una roca en un tiempo dado). Dicha concentración es un elemento indispensable de conocer para realizar el cálculo de la edad de exposición de una superficie. La edad se calcula substrayendo a la concentración de nucleidos la herencia (Van der Wateren y Dunai, 2001). Debido a que el proceso de formación de nucleidos termina a 3 m de profundidad, la concentración de ^{21}Ne invariante con la profundidad es la herencia, aunque una fracción no despreciable puede ser de origen cortical (líquidos residuales atrapados en inclusiones fluidas) o bien de origen residual derivado de reacciones nucleares (^{21}Ne nucleogénico).

Para calcular la edad de una superficie se deben recolectar muestras de superficie y una o varias muestras a profundidad creciente. Estas últimas están orientadas a determinar la herencia y son las llamadas muestras escudo.

En el presente estudio se utilizó ^{21}Ne almacenado en clastos de cuarzo. La ventaja de utilizar ^{21}Ne radica en el carácter de isótopo estable de este nucleido. Debido a esto es posible datar superficies cuyas edades pueden ser superiores a 10 Ma (Dunai *et al.*, 2005). Considerando que el ^{21}Ne tiene los componentes corticales y nucleogénicos que contribuyen a la concentración medida se debe evaluar la contribución de cada componente. Esto es indispensable para poder determinar la concentración debida solamente a los procesos atmosféricos de formación ^{21}Ne , en definitiva determinar exclusivamente la concentración ^{21}Ne de origen cosmogénico ($^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$).

Existe ^{21}Ne atmosférico el cual también puede almacenarse en cuarzo y para separarlo del ^{21}Ne cosmogénico se determinan las razones $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ y $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$, las que se grafican obteniendo la línea de espalación (Hetzel *et al.*, 2002). La pendiente de esta línea, se ha determinado experimentalmente y tiene un valor entre 1,10 y 1,14, que corresponde a una razón de producción $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ entre 1,20 y 1,27 (Niedermann *et al.*, 1993; Bruno *et al.*, 1997; Schäfer *et al.*, 1999). El ^{21}Ne de origen magmático-metamórfico que se forma durante la cristalización de la roca se encuentra principalmente en las inclusiones fluidas de algunos minerales. El ^{21}Ne de origen nucleogénico se forma debido a la interacción de neutrones y partículas α provenientes del decaimiento radiactivo de U y Th con núcleos vecinos de ^{18}O , ^{19}F , ^{24}Mg y ^{25}Mg (Hetzel *et al.*, 2002). El ^{21}Ne producido por estos mecanismos, también puede quedar atrapado en el cuarzo. De esta forma, al considerar la línea de espalación, se obtiene el ^{21}Ne en exceso ($^{21}\text{Ne}_{\text{exc}}$), correspondiente al ^{21}Ne cosmogénico, magmático, nucleogénico e incorporado en fluidos. Debido a que el ^{21}Ne cosmogénico se libera a temperaturas menores a 800°C , al calentar las muestras a 400°C , 600°C y 800°C , se puede separar el $^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$ del $^{21}\text{Ne}_{\text{exc}}$ (Hetzel *et al.*, 2002). Según estos autores el ^{21}Ne liberado al moler las muestras puede ser interpretado como una mezcla de ^{21}Ne atmosférico y ^{21}Ne contenido en inclusiones fluidas. El ^{21}Ne liberado al calentar las muestras, es una mezcla de neón nucleogénico y cosmogénico. Para calcular la componente cosmogénica ($^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$), se utiliza la diferencia de las razones $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ entre la muestra molida y las muestras calentadas a distintas temperaturas, y la concentración de ^{20}Ne de la extracción en el calentamiento de las muestras.

En el presente estudio las muestras se analizaron en el laboratorio de la Vrije Universiteit de Amsterdam (Holanda). Cada muestra consiste de 30 clastos de cuarzo las que se pulverizaron para obtener una muestra amalgamada. Se determinaron las razones $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ y $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ y se calentaron a 400°C , 600°C y 800°C para separar el $^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$ del $^{21}\text{Ne}_{\text{exc}}$. El valor de la razón de producción de ^{21}Ne fue corregido de acuerdo a la latitud geomagnética, latitud y altitud siguiendo los criterios de Dunai (2000). Los resultados obtenidos mediante este procedimiento, están indicados en la tabla 2.

TABLA 2. RESULTADOS OBTENIDOS EN LAS MUESTRAS CONSIDERADAS.

Muestra	Peso [g]	Extracción	^{20}Ne (atoms/g) $\times 10^8$	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}_{\text{exc}}$ [atoms/g] $\times 10^6$	$^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$ [atoms/g] $\times 10^6$	Edad Exposición [Ma]
Localidad 1								
CA03/6a	1,121	Molida	9,17±0,15	0,00364±0,00012	0,1176±0,0129	0,619±0,044		
CA03/6a	1,121	Calentada 400°C	9,25±0,15	0,02419±0,00057	0,1320±0,0165	19,6±11,4	19,0±0,539	1,07±0,03
CA03/6a	1,121	Calentada 600°C	18,5±0,3	0,00574±0,00014	0,1043±0,0104	5,14±0,299	3,89±0,334	0,22±0,02
CA03/6a	1,121	Calentada 800°C	9,37±0,15	0,00618±0,00020	0,1062±0,0521	3,02±0,213	2,38±0,219	0,13±0,01
								1,42±0,06
CA03/6b	1,005	Molida	12,4±0,2	0,00375±0,00010	0,1105±0,0092	0,976±0,062		
CA03/6b	1,005	Calentada 400°C	3,74±0,06	0,01830±0,00048	0,1461±0,0339	5,74±0,353	5,45±0,183	0,31±0,01
CA03/6b	1,005	Calentada 600°C	12,6±0,2	0,00652±0,00019	0,1145±0,0299	4,50±0,299	3,50±0,277	0,20±0,02
CA03/6b	1,005	Calentada 800°C	9,47±0,15	0,00593±0,00016	0,1196±0,0337	2,82±0,173	2,07±0,176	0,12±0,01
								0,62±0,04
Localidad 2								
CA03/5a	1,105	Molida	72,9±2,9	0,00391±0,00008	0,1030±0,0043	6,89±0,57		
CA03/5a	1,105	Calentada 400°C	20,2±0,81	0,00883±0,00013	0,1141±0,0124	11,8±0,952	9,94±0,309	0,56±0,02
CA03/5a	1,105	Calentada 600°C	44,9±1,8	0,00466±0,00007	0,1008±0,0053	7,63±0,614	3,39±0,465	0,19±0,03
CA03/5a	1,105	Calentada 800°C	32,3±1,3	0,00487±0,00009	0,1091±0,0129	6,18±0,508	3,12±0,378	0,18±0,02
								0,92±0,06
CA03/5b	1,000	Molida	148±5,9	0,00365±0,00006	0,1003±0,0012	10,2±0,818		
CA03/5b	1,000	Calentada 400°C	28,6±1,1	0,01022±0,00016	0,1079±0,0085	20,8±16,8	18,8±0,484	1,06±0,03
CA03/5b	1,000	Calentada 600°C	100±4	0,00415±0,00007	0,1017±0,0020	12,0±0,968	5,06±0,877	0,28±0,05
CA03/5b	1,000	Calentada 800°C	82,4±3,3	0,00406±0,00006	0,0985±0,0043	9,02±0,728	3,35±0,701	0,19±0,04
								1,53±0,12

Las muestras molidas, recibieron 150 golpes. Las muestras calentadas a las temperaturas indicadas, fueron medidas luego de 30 minutos. Los errores son 1σ . La determinación del $^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$ se estimó de acuerdo a Hetzel *et al.* (2002) y la edad de exposición, de acuerdo a Van der Wateren y Dunai (2001).

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE LAS EDADES

Los resultados de las edades de exposición obtenidas en las muestras consideradas, se indican en la tabla 2 y figura 5. La mayoría de las muestras, considerando el rango de sus errores, están dentro de la línea de espalación (Fig. 5), lo que indica que el ^{21}Ne medido en las muestras es de origen cosmogénico. La muestra más alejada de la línea de espalación, corresponde a la muestra escudo CA03/6b calentada a 400°C. Esta muestra presenta una elevada razón $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ de 0,0183 que la ubica por sobre la recta. Esto puede deberse a que la mayor parte del $^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$ se liberó a mayor temperatura o que exista un predominio de ^{21}Ne magmático incorporado en inclusiones fluidas.

Siguiendo los criterios de Van der Wateren y Dunai (2001), la edad de exposición de la superficie de la localidad 1, corresponde a la diferencia entre las

edades de las muestras CA03/6a y CA03/6b (edad muestra superficie-edad muestra escudo), que da una edad de $0,80 \pm 0,07$ Ma. Una pregunta clave es el significado que esta edad tiene en términos del momento de formación de la terraza alta de Caldera-Bahía Inglesa. Existen dos posibilidades **1.** el conglomerado se formó durante el labrado de la terraza por retrabajo de material clástico en la paleocosta de esta terraza; en este caso el conglomerado es cogenético con la terraza y **2.** el conglomerado es de naturaleza fluvial y fue depositado con posterioridad a la construcción de la terraza.

La ausencia de sistemas fluviales cubriendo y engranando con la terraza de abrasión sugiere que el conglomerado datado en la localidad 1 es cogenético con la formación de la terraza de abrasión que sobreyace. Por otra parte la ausencia de facies

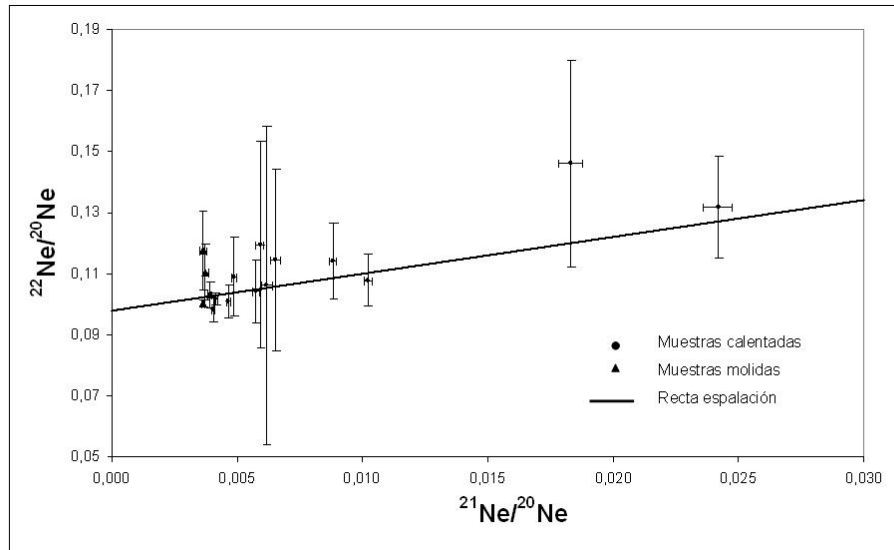


FIG. 5. Diagrama $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ versus $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ para las muestras consideradas. La mayoría de las muestras calentadas está en la recta de espalación, lo que indica que la separación del $^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$ es adecuada (Schäfer *et al.*, 1999). La muestra más alejada de la recta de espalación, corresponde a la muestra escudo CA03/6B, calentada a 400°C.

sedimentarias típicas de sistemas fluviales en el conglomerado refuerza la idea de un origen marino para este. Según esta interpretación los conglomerados serían el resultado del proceso mismo de formación de esta terraza. Abanicos aluviales de escasa extensión lateral habrían transportado el material clástico que fue reabajado y redondeado en la línea de costa de esta terraza. En efecto, los clastos de cuarzo recolectados provienen principalmente de vetas de cuarzo que intruyen a un cuerpo granodiorítico ampliamente abundante en las inmediaciones de la localidad 1. En este sentido la edad obtenida en esta superficie de $0,80 \pm 0,07$ Ma representaría el momento de cese de la actividad erosiva del mar y, por lo tanto, del instante en el cual la superficie se inactiva desde el punto de vista de la sedimentación.

En la localidad 2 se obtuvieron dos edades, una en clastos redondeados (CA03/6b) de $1,53 \pm 0,12$ Ma y otra en clastos angulosos (CA03/6a) de $0,92 \pm 0,06$ Ma. Estas edades son más difíciles de interpretar que aquella edad de la terraza de la localidad 1. La complicación fundamental radica en que no se pudo determinar la herencia de los clastos expuestos en esta superficie, esto por el espesor extremadamente delgado de la capa de conglomerados. Tomando en consideración que esta superficie engrana lateralmente con los depósitos fluviales aterrizados del río Copiapó se podría esperar una

herencia mayor para los clastos de cuarzo disperso sobre esta superficie. Sin embargo, la edad de $1,53 \pm 0,12$ Ma, obtenida sin descontar la herencia de la muestra CA03/5b de clastos redondeados de la localidad 2, es igual en el rango de error a la edad de $1,42 \pm 0,12$ Ma de la muestra CA03/5b de la localidad 1. Ello sugiere que los clastos comparten una misma historia de transporte y de exposición y por lo tanto permiten inferir que ambas localidades representan una misma superficie de abrasión marina. De este modo es razonable pensar que la herencia de nucleidos cosmogénicos en las localidades 1 y 2 es similar. Por esta razón se tomó como muestra escudo de la localidad 2 la muestra escudo de la localidad 1 (CA03/6b). Con esta muestra se corrigió la edad de exposición de los clastos redondeados (CA03/5b) de la localidad 2 obteniendo una edad de $0,91 \pm 0,13$ Ma. Esta edad es muy similar a la edad de $0,92 \pm 0,06$ Ma obtenida por medio de los clastos angulosos y corresponde a un caso análogo documentado en la terraza Kuiseb de Namibia (Van der Wateren y Dunai, 2001). La edad de los clastos angulosos constituye una edad máxima para el momento de construcción de la plataforma de la localidad 2. La edad de los clastos angulosos de la localidad 2 se superpone en el rango de error con la edad corregida mediante la herencia de la localidad 1 ($0,80 \pm 0,07$ Ma), por lo tanto ambas edades son cronológicamente idénticas. Este antecedente indica

que el rango de precisión de la estimación de la edad vía este método es del orden de 100 ka. De este modo se puede indicar que la edad de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa, es

el promedio de las edades corregidas por la herencia (localidad 1, $0,80 \pm 0,07$ Ma y localidad 2, $0,91 \pm 0,13$ Ma) es decir $0,86 \pm 0,11$ Ma.

ESTIMACIÓN DE LA TASA DE ALZAMIENTO

La tasa de alzamiento de una terraza costera emergida, puede determinarse mediante la ecuación (Lajoie, 1986):

$$TA = (H - NM) / E$$

Donde TA es la tasa de alzamiento, H es la altura de la superficie considerada, E es la edad de la superficie y NM es la posición del nivel glacio-eustático del mar correspondiente a la edad de la superficie. Para la medición de H, debe considerarse el ángulo de línea de costa (Lajoie, 1986; Keller y Pinter, 1996). Utilizando este procedimiento en terrazas costeras que se localizan a cotas inferiores a 170 m s.n.m. en el área de Caldera-Bahía Inglesa, Marquardt *et al.* (2004) estimaron una tasa de alzamiento promedio de $0,34 \pm 0,06$ mm/a para los últimos 430 ka. Las tasas de alzamiento individuales se indican en la figura 6 y tabla 1.

La posición del nivel del mar en el momento de formación de esta terraza alta de Bahía Inglesa-Caldera debe ser analizada en el contexto de las variaciones glacio-eustáticas durante el Pleistoceno. Miller *et al.* (2005a; 2005b) sobre la base de isótopos de oxígeno, establecieron variaciones del nivel del mar para los últimos 100 Ma. La figura 6 indica las variaciones eustáticas del mar durante los últimos 1,3 Ma según los datos de Miller *et al.* (2005b) y la correlación de las terrazas costeras en el área de Caldera-Bahía Inglesa con los interestadiales y los estadios isotópicos correspondientes. Con estos datos, se pueden reconocer que existieron interestadiales que superaron el nivel actual (MIS 5, 9, 11 y 25) y otros más débiles en los cuales el nivel del mar permaneció bajo el nivel del mar actual (MIS 7, 13, 15, 17, 19, 21 y 23).

En el rango de edad estimado para la terraza alta de Caldera-Bahía Inglesa (0,75-0,97 Ma) se verificaron tres interestadiales a los 780 ka (MIS 19), 860 ka (MIS 21) y 950 ka (MIS 25). Por tal motivo, esta superficie alta del área de Caldera-Bahía Inglesa

puede haberse comenzado a formar a los 950 ka y haber sido reocupada parcialmente durante los siguientes dos interestadiales más jóvenes (MIS 19 y MIS 21).

Con respecto a la altura de la superficie, se debe considerar la posición del ángulo de línea de costa de la terraza costera más alta. Su medición no es posible de realizar en terreno debido al espesor de la cobertura clástica que cubre la terraza costera más alta, que es mayor en los faldeos de la Cordillera de la Costa. Mediciones altimétricas realizadas en diferentes puntos a lo largo de la Ruta 5 (Fig. 1) en la superficie de la terraza costera más alta entre las localidades 1 y 2 cerca del borde de la Cordillera de la Costa, fluctuaron entre 200 y 226 m s.n.m. Mapas de curvas de nivel realizados con topografía GTOPO-90, indican que el cambio de pendiente entre la Cordillera de la Costa y la planicie litoral ocurre cerca de 200 m s.n.m. La posición del ángulo de línea de costa se encuentra muy cerca del punto donde se tomaron las muestras en la localidad 1. Como la cobertura clástica tiene un espesor de 5 m, se consideró un valor mínimo de $223 - 5 = 218$ m s.n.m. para el ángulo de línea de costa en esa localidad. En la localidad 2, la posición del ángulo de línea de costa se encuentra 4 km al este del sitio de muestreo. Tomando en cuenta que la superficie de la terraza más alta es subhorizontal y la altura de las mediciones realizadas en distintos puntos entre ambas localidades, se estima una altura máxima para el ángulo de línea de costa de 230 m s.n.m. De este modo se considera que el ángulo de línea de costa promedio en las dos localidades para la terraza costera más alta, es de 224 ± 6 m s.n.m.

En relación a la posición del nivel eustático del mar durante el momento de formación de esta terraza alta, estudios recientes (Bintanja *et al.*, 2005; Miller *et al.*, 2005a) muestran que entre los 770 y 950 ka (Fig. 6) el nivel eustático estuvo bajo el nivel del mar actual. Según Miller *et al.* (2005b), el interestadial correspondiente a 780 ka (MIS 19) es de -21,8 m respecto al nivel actual del mar, el interestadial correspondiente a

860 ka (MIS 21) es de -19,3 m. En tanto que el MIS 25 (950 ka) alcanzó una altura relativa de 2 m sobre el nivel del mar actual. Los errores en la estimación del nivel eustático varían entre 10 y 35 m. Teniendo en cuenta que de 100 Ma, en este trabajo se consideraron los datos del último 1 Ma y que los errores máximos considerados por Marquardt *et al.* (2004) para la estimación del nivel eustático fueron de 10 m,

se utilizará este valor que corresponde al menor valor dentro del rango de error determinado por Miller *et al.* (2005a).

Con estas consideraciones, se estimaron las tasas de alzamiento a partir de la asignación de la terraza costera más alta de Caldera-Bahía Inglesa a los estadios MIS 19, 21 y 25. Las velocidades de alzamiento resultante varían entre 0,23 a 0,32 mm/a. (Tabla 3).

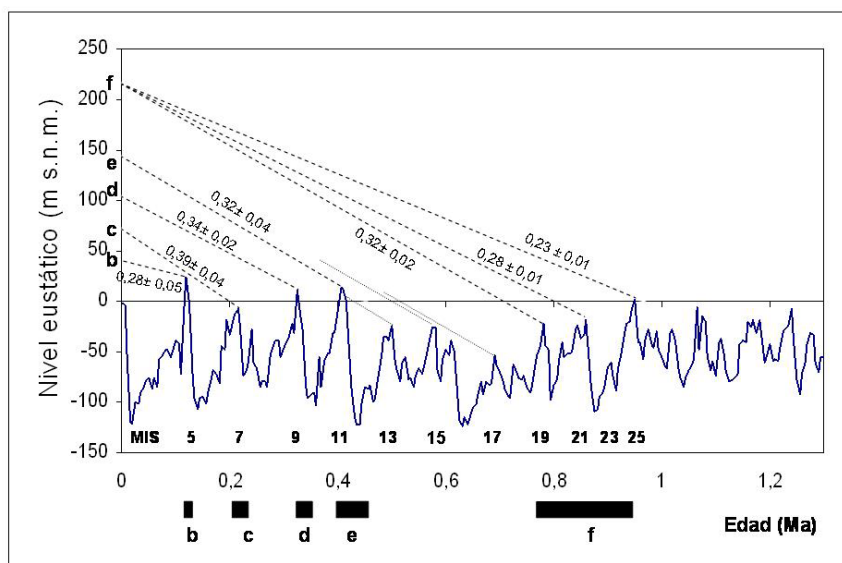


FIG. 6. Nivel eustático del mar según los datos de Miller *et al.* (2005b) y su relación con las terrazas costeras del área de Caldera Bahía Inglesa. Las tasas de alzamiento (mm/a) ilustradas para las terrazas b, c, d y e fueron determinadas por Marquardt *et al.* (2004). Se ilustran las tres situaciones posibles para la terraza f (tasas de alzamiento en mm/a). En la parte inferior se indican los rangos de edad para las distintas terrazas. Se ilustra una tasa hipotética de 0,32 mm/a para las posibles terrazas desarrolladas durante los estadios MIS 13, 15 y 17.

DISCUSIÓN

Dentro del rango de edad $0,86 \pm 0,11$ Ma determinado para la terraza costera más alta de Caldera-Bahía Inglesa existen tres interestadales fuertes (MIS 19, 21 y 25) para los que se calcularon tasas de alzamiento específicas. Sin embargo, no es posible precisar en cual de ellos se formó la terraza costera más alta. Se puede considerar que durante el interestadal correspondiente al estadio isotópico MIS 25, la posición del nivel del mar fue más alta que durante los MIS 19 y 21 y de este modo la terraza pudo labrarse durante el MIS 25. Sin embargo, según las tasas de alzamiento

calculadas para esos tres estadios es probable que la terraza haya sido reocupada también durante los MIS 19 y 21. El interestadal correspondiente al MIS 23 es muy débil y lo más probable es que si se formó alguna terraza durante este período, haya sido completamente erosionada durante el MIS 21 (Fig. 6).

En el área de estudio, no existen terrazas costeras preservadas que se hayan formado entre los 400 ka y 750 ka ya que la terraza ubicada en un nivel más bajo a la terraza más alta (terrazza e, Figs. 1, 2 y 6), tiene una edad cercana a los 400 ka (Marquardt *et al.*, 2004),

TABLA 3. TASAS DE ALZAMIENTO DETERMINADAS A PARTIR DE LA EDAD DE LA TERRAZA COSTERA DE LA LOCALIDAD 1 EN EL ÁREA DE CALDERA-BAHÍA INGLESA, CONSIDERANDO LOS TRES CASOS POSIBLES.

Estadio Isotópico	Edad (ka)	Altura (m)	Nivel eustático (m s.n.m.)	Tasa de alzamiento mm/a
MIS 19	780 ± 10	224 ± 6	-21,8± 10	0,32± 0,02
MIS 21	860 ± 10	224 ± 6	-19,3± 10	0,28± 0,01
MIS 25	960 ± 10	224 ± 6	2,0± 10	0,23± 0,01

correspondiente al estadio isotópico MIS 11. La posición del nivel del mar entre los 400 y 750 ka, estuvo por debajo de los 25 m respecto del actual. Este lapso incluye los interestadiales MIS 13, 15 y 17 (Fig. 6). Según los datos de Miller *et al.* (2005b), el interestadial correspondiente al MIS 11 tuvo una duración de 10 ka (405-415 ka) en que el nivel del mar estuvo sobre el actual, teniendo un pulso máximo de 12,8 m a los 410 ka.

Según Ortlieb *et al.* (2003), las terrazas costeras generadas durante el interestadial correspondiente al estadio isotópico MIS 11 tienen un amplio desarrollo en el litoral Pacífico del continente americano, incluyendo el litoral del Norte de Chile. La relevante presencia de la terraza generada durante el MIS 11 se explicaría por una prolongada duración de este máximo interestadial. Para que pudieran quedar preservadas las terrazas costeras que se hubieran formado durante los interestadiales débiles, entre los 400 y 750 ka (MIS 13, MIS 15 y MIS 17), las tasas de alzamiento en el litoral del área de Caldera-Bahía Inglesa durante ese período debieron ser superiores a 0,32 mm/a (Fig. 6), de modo que el alzamiento acumulado durante este intervalo, hubiera superado los 12,8 m correspondiente al pulso máximo del interestadial verificado durante el estadio isotópico MIS 11. La no presencia de terrazas formadas durante el lapso 400-750 ka sugiere que la tasa de alzamiento para ese lapso debió ser menor a 0,32 mm/a. La altura del acantilado que separa las terrazas e y f, correspondiente a los estadios isotópicos MIS 11 y MIS 19, 21 ó 25 es de 50 m y es mucho mayor que la altura de los acantilados que separan los niveles aterrizados inferiores (Fig. 2). Ello es un indicador del alzamiento verificado con anterioridad a los 400 ka y la erosión producida por la abrasión marina durante el estadio isotópico MIS 11 ya que como este interestadial es muy fuerte, habría erosionado las posibles terrazas escalonadas situadas a alturas mayores, pero el nivel más alto correspondiente a los estadios MIS 19, 21 ó 25 quedó preservado debido

al alzamiento acumulativo que fue suficiente para que permaneciera por sobre el nivel del mar alcanzado durante el estadio MIS 11.

Tomando en cuenta que la terraza costera más alta pudo formarse en cualquiera de los tres interestadiales mencionados y que los valores individuales determinados en cada uno de estos casos son relativamente similares (Tabla 3), se consideró utilizar el promedio de las tasas de alzamiento para los tres interestadiales, como la tasa de alzamiento representativa que se obtiene a partir de la edad terraza marina más alta. Realizando este cálculo, se obtiene una tasa de alzamiento promedio de 0,28±0,02 mm/a, la cual es válida entre 860±0,11 ka. Esta tasa de alzamiento es menor que la tasa de alzamiento promedio obtenida por Marquardt *et al.* (2004) a partir de la edad de las terrazas costeras para los últimos 400 ka que fue de 0,34±0,06 mm/a.

Evidencias del alzamiento como líneas de paleocostas y plataformas emergidas con distintos niveles de terrazas costeras, se reconocen por lo menos desde 50 km al norte y sur del área de estudio por lo que el alzamiento litoral del área de Caldera-Bahía Inglesa sería de carácter regional. Las estructuras que afectan algunas de estas terrazas sólo tienen presencia local (Marquardt *et al.*, 2004). De este modo este alzamiento estaría vinculado a algún proceso responsable de la convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana como lo son los terremotos de subducción. En la zona de la península de Mejillones, 500 km al norte del área de estudio, también se reconocen líneas de paleocostas y la parte sur de esta península, fue afectada por el terremoto de Antofagasta Mw=8,1 de mecanismo inverso, que produjo un alzamiento centimétrico en la parte sur de esta península (Ruegg *et al.*, 1996; Klotz *et al.*, 1999), y gran parte de ese alzamiento se recuperó en los tres años siguientes a ese terremoto (Chlieh *et al.*, 2004). El área de Caldera-Bahía Inglesa fue afectada por el terremoto de Atacama de 1922, con un mecanismo similar al terremoto de Antofagasta

de 1995 (Beck *et al.*, 1998). Un modelado preliminar de este terremoto (Quezada *et al.*, 2005), indica que el área de Caldera Bahía Inglesa debiera experimentar un sollevamiento que fluctúa entre 1-1,5 m durante un terremoto como el de 1922 y que gran parte de ese alzamiento cosísmico, se recupera

intersísmicamente y el alzamiento remanente durante un ciclo sísmico, explica el alzamiento de carácter regional que experimentan las terrazas marinas en el litoral de Caldera-Bahía Inglesa en particular y del Norte de Chile en general.

CONCLUSIÓN

La terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa-desembocadura del Río Copiapó que se encuentra a una altura superior a 200 m s.n.m., tiene una edad de $0,86 \pm 0,11$ Ma, la cual fue determinada mediante nucleidos cosmogénicos, siendo el primer intento de datación por este método de terrazas marinas del Norte de Chile. Dentro del rango de edad obtenido, dicha terraza pudo formarse durante los estadios isotópicos MIS 19, 21 y 25. Las tasas de alzamiento determinadas para cada uno de estos interestadiales son $0,32 \pm 0,02$ mm/a, $0,28 \pm 0,01$ mm/a y $0,23 \pm 0,02$ mm/a respectivamente. La tasa de alzamiento promedio considerando estas tres posibilidades en que se pudo formar esta terraza es de $0,28 \pm 0,02$ mm/a. Tanto las tasas de alzamiento promedio como los valores individuales, son más lentos que el alzamiento promedio obtenido por Marquardt *et al.* (2004) de $0,34 \pm 0,06$ mm/a para los últimos 400 ka. Ello indica una aceleración del alzamiento a partir de la segunda mitad del Pleistoceno medio. La ausencia de terrazas marinas en el litoral de Caldera-Bahía Inglesa

entre 750-400 ka, puede ser explicada razonablemente porque el nivel del mar permaneció muy por debajo del nivel actual durante ese rango, incluyendo los interestadiales desarrollados en ese período, y que el alzamiento fue más lento que en los últimos 400 ka de modo que el interestadial fuerte desarrollado durante el estadio isotópico MIS 11, erosionó las terrazas costeras que pudieron formarse entre 750-400 ka.

El alzamiento acumulado por la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa con anterioridad a los 400 ka, permitió que esta terraza no fuera erosionada durante el interestadial fuerte desarrollado durante el estadio isotópico MIS 11.

El alzamiento litoral Pleistoceno del área de Caldera-Bahía Inglesa es de carácter regional y se debería a un proceso generado como consecuencia de la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana y probablemente vinculado con terremotos de subducción. Este alzamiento marca el comienzo de la emersión de la plataforma costera en el área de Caldera-Bahía Inglesa.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible de realizar gracias al aporte de los proyectos 'Interacción entre procesos endógenos y exógenos en la configuración del relieve costero del norte de Chile', de la Dirección General de Investigación y Cooperación Técnica de la Universidad Católica del Norte, y 'Fortalecimiento de la investigación y la docencia de postgrado en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte: Creación del Laboratorio de Tectónica aplicada' de la Fundación Andes. Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. C. Marquardt de SERNAGEOMIN, por su buena volun-

tad al aclarar numerosas dudas y consultas, compartiendo información. Se agradece la corrección del manuscrito original por parte del Dr. H. Niemeyer (Universidad Católica del Norte, Chile) y los comentarios de los revisores L. Ortlieb y A. Lavenu (IRD, Francia), y C. Marquardt (SERNAGEOMIN) que permitieron una mejor orientación del trabajo original. Se agradece también el mejoramiento de la figura 1, por parte del dibujante Sr. L. Jofré del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte.

REFERENCIAS

- Achurra, L. 2004. Cambios del nivel del mar y evolución tectónica de la cuenca neógena de Caldera, III Región. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*: 138 p.
- Beck, S.; Barrientos, S.; Kausel, E.; Reyes, M. 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* **11**: 115-129.
- Bintanja, R.; van de Wal, R.; Oerlemans, J. 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature* **437**: 125-128.
- Bruno, L.; Baur, H.; Graf, T.; Schlüchter, C.; Signer, P.; Wieler, R. 1997. Dating of Sirius Group tillites in the Antarctic Dry Valleys with cosmogenic ^3He and ^{21}Ne . *Earth and Planetary Science Letters* **147**: 37-54.
- Burbank, D.; Anderson, R. 2001. Tectonic Geomorphology. *Blackwell Science*: 273 p. Estados Unidos.
- Chlieh, M.; de Chabalier, J.; Ruegg, J.; Armijo, R.; Dmowska, R.; Campos, J.; Feigl, K. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International* **158**: 695-711.
- Dunai, T. 2000. Scaling factors for production rates of *in situ* produced cosmogenic nuclides; a critical reevaluation. *Earth and Planetary Science Letters* **176** (1): 157-169.
- Dunai, T.; González, G.; Juez, J. 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* **33**: 321-324.
- Godoy, E.; Marquardt, C.; Blanco, N. 2003. Carta Caldera. Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica* **76**: 38 p.
- González, G.; Dunai, T.; Carrizo, D.; Allmendinger, R. 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations. *Tectonics* **25** (3) TC3006, doi:10.1029/2005TC001846.
- Hetzel, R.; Niedermann, S.; Ivy-Ochs, S.; Kubik, P.; Tao, M.; Gao, B. 2002. ^{21}Ne versus ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of fluvial terraces: the influence of crustal Ne in quartz. *Earth and Planetary Science Letters* **201**: 575-591.
- Keller, E.; Pinter, N. 1996. Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape. *Prentice Hall*: 338 p. New Jersey.
- Klotz, J.; Angermann, D.; Michel, G.; Porth, R.; Reigber, C.; Reinking, J.; Viramonte, J.; Perdomo, J.; Rios, V.; Barrientos, S.; Barriga, R.; Cifuentes, O. 1999. GPS derived deformation of the central Andes including the 1995 Antofagasta Mw=8.0 Earthquake. *Pure and Applied Geophysics* **154**: 709-730.
- Lajoie, K. 1986. Coastal Tectonics. In *Active Tectonics: Impact on Society* (Wallace, R.; editor). *National Academy Press*: 95-124. Washington.
- Lal, D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces *in situ* nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* **104** (2-4): 424-439.
- Leonard, E.; Wehmiller, J. 1991. Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, northern Chile: implications for Late Pleistocene and Holocene uplift. *Revista Geológica de Chile* **18** (1): 81-86.
- Leonard, E.; Wehmiller, J. 1992. Low uplift rates and terrace reoccupation inferred from mollusk aminostratigraphy, Coquimbo Bay area, Chile. *Quaternary Research* **38**: 246-259.
- Marquardt, C.; Lavenue, A.; Ortlieb, L.; Godoy, E.; Comte, D. 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics* **394** (3-4): 193-219.
- Marquardt, C.; Fornari, M.; Lavenue, A.; Vargas, G.; Ortlieb, L.; Fritz, J.; Philip, H.; Marinovic, N. 2005. Volcanic ash dating from the Mejillones Peninsula (23°S): Implications for the Neogene outer fore-arc stratigraphy, tectonics and volcanic relationships. In *International Symposium on Andean Geodynamics, No. 6, Actas*: 477-480. Barcelona, España.
- Miller, A.; Kominz, M.; Browning, J.; Wright, J.; Mountain, G.; Katz, M.; Sugarman, P.; Cramer, B.; Christie-Blick, N.; Pekar, S. 2005a. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* **310**:1293-1298.
- Miller, A.; Kominz, M.; Browning, J.; Wright, J.; Mountain, G.; Katz, M.; Sugarman, P.; Cramer, B.; Christie-Blick, N.; Pekar, S. 2005b. Supporting Online Material for: The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, www.sciencemag.org/cgi/content/full/310/5752/1293/DC1.
- Niedermann, S. 2000. The ^{21}Ne -production rate revisited. *Earth and Planetary Science Letters* **183**: 361-364.
- Niedermann, S.; Graf, T.; Marti, K. 1993. Mass spectrometric identification of cosmic-ray-produced neon in terrestrial rocks with multiple neon components. 1993. *Earth and Planetary Science Letters* **118**: 65-73.
- Ortlieb, L.; Ghaleb, B.; Goy, J.-L.; Zazo, C.; Thiele, R. 1994. Terrazas marinas Pleistocenas del área de Hornitos (II Región): nuevos estudios morfoestratigráficos y geotectónicos en el Norte Grande de Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas* **1**: 356-360. Concepción.
- Ortlieb, L.; Goy, J.; Zazo, C.; Hillaire-Marcel, C.; Vargas, G. 1995. Late Quaternary Coastal Changes in northern Chile. Guidebook for a fieldtrip, In *Annual Meeting of the IGCP, No. 2, Project 367, ORSTOM, Actas*: 175 p. Antofagasta, Chile.

- Ortlieb, L.; Zazo, C.; Marcel, J.; Ghaleb, B.; Cournoyer, L. 1996a. Coastal deformation and sea levels changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. *Quaternary Science Reviews* **15**: 819-831.
- Ortlieb, L.; Goy, J.; Hillaire-Marcel, C.; Ghaleb, M.; Guzmán, N.; Thiele, R. 1996b. Quaternary morphostratigraphy and vertical deformation in Mejillones Peninsula, northern Chile. *In International Symposium on Andean Geodynamics, No. 3, Actas*: 212-214. St. Malo, Francia.
- Ortlieb, L.; Guzmán, N.; Marquardt, C. 2003. A longer lasting and warmer interglacial episode during isotopic stage 11: marine terrace evidence in tropical western Americas. *In Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question* (Burckle, L.; Poore, R.; Droxler, A.; editors). *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* **137**: 157-180.
- Ota, Y.; Miyauchi, T.; Paskoff, R.; Koba, M. 1995. Plio-Quaternary marine terraces and their deformation along the Altos de Talinay, north central Chile. *Revista Geológica de Chile* **22** (1): 89-102.
- Paskoff, R.; Leonard, E.; Novoa, J.; Ortlieb, L.; Radtke, U.; Wehmiller, J. 1995. Field meeting in the La Serena-Coquimbo Bay area (Chile). Guidebook for a fieldtrip. *In annual meeting of the IGCP, No. 2, Project 367, ORSTROM*: 69. Antofagasta, Chile.
- Quezada, J.; Bataille, K.; González, G. 2005. The effect of subduction earthquakes in the coastal configuration of northern Chile. *In Symposium on Andean Geodynamics, No. 6, Actas*: 578-581. Barcelona, España.
- Radtke, U. 1989. Marine Terrasen und Korallenriffe. Das Problem der Quatären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. *Düsseldorfer geographischen Schriften Heft* **27**: 245.
- Rojo, M. 1985. Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. *In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas*, **1**: 514-533. Antofagasta.
- Ruegg, J.; Campos, J.; Armijo, R.; Barrientos, S.; Briote, P.; Thiele, R.; Arancibia, M.; Cañuta, J.; Duquesnoy, T.; Chang, M.; Lazo, D. 1996. The Mw=8,1 Antofagasta Earthquake North Chile of July 30, 1995: First results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters* **23** (9): 917-920.
- Shackleton, N.; Opdyke, N. 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of the equatorial Pacific cores V28-238: oxygen isotope and ice volumen on an 10⁵ years and 10⁶ years scale. *Quaternary Research* **3**: 39-55.
- Schäfer, J.; Ivy-Ochs, S.; Wieler, R.; Leya, I.; Baur, H.; Denton, G.; Schlüchter, C. 1999. Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* **167**: 215-226.
- Van der Wateren, F.; Dunai, T. 2001. Late Neogene passive margin denudation history-cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global and Planetary Change* **30**: 271-307.
- Vita-Finzi, C.; Mann, C. 1994. Seismic folding in south central Chile. *Journal of Geophysical Research* **99** (B6): 12289-12299.