

PALEOGEOFORMAS LACUSTRES EN LOS LAGOS MUSTERS Y COLHUÉ HUAPÍ, SU RELACIÓN GENÉTICA CON UN PALEOLAGO SARMIENTO PREVIO, CENTRO-SUR DEL CHUBUT

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ¹ e Inés DI TOMMASO²

¹ Instituto de Estudios Andinos, Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, UBA.

² Sensores Remotos y Sistema de Información Geográfica (SIG), SEGEMAR, (1322) Buenos Aires. E-mail: inesditommaso05@yahoo.com.ar.

RESUMEN

El reconocimiento de paleogeoformas lacustres acrecionales y de erosión en la costa este del lago Musters, como así también, en la costa este del adyacente lago Colhué Huapí y fuera del ámbito lagunar al sur del cerro Puricelli en posiciones altimétricas similares, permitió relacionarlas genéticamente a nivel regional, con un cuerpo lagunar previo, aquí denominado Paleolago Sarmiento; generado por la inundación de la depresión preexistente del bajo de Sarmiento, luego de la captura y desvío de las aguas del río Senguerr. Se estimó un máximo nivel para el paleolago Sarmiento de unos 60 m sobre el nivel actual del lago Musters. Las geoformas acrecionales que muestran un arreglo subparalelo y altimetrías declinantes, constituyen un testimonio del progresivo pero intermitente descenso del nivel del paleolago. Se reconocieron tramos de paleocordones en las costas orientales del lago Musters alejados del ámbito del lago en una masiva concentración y con excelente grado de conservación al oeste del bajo del Avestruz; en la Bahía Costa al noroeste del lago Musters; en la costa oriental del lago Colhué Huapí, y lejos del ámbito lacustre, al sur del cerro Puricelli. También paleoacantilados en posiciones más elevadas son relevantes en el extremo austral de la península Baya. Se estima que la extensión del paleolago Sarmiento, en la depresión del bajo de Sarmiento, alcanzó los 4300 km². La concentración de las paleogeoformas sobre las costas orientales es relacionada con la dinámica del oleaje, inducido localmente por intensos y dominantes paleovientos de dirección oeste.

Palabras clave: *Lago efímero, cordones litorales, Patagonia extraandina, Holoceno*

ABSTRACT

Lacustrine paleo landforms in lake Musters and lake Colhue Huapi, their genetic relationship with a previous paleolake Sarmiento, south-central Chubut

The recognition of paleo lake accretion and erosional landforms on the east coast of lake Musters, as well as, on the east coast of the adjacent lake Colhué Huapí and far from lake environment, in the south of cerro Puricelli, at similar altimetric positions allowed genetically relate with a regional prior-body lake, named here paleo lake Sarmiento, which was generated by flooding of the preexisting depression of bajo de Sarmiento, after the capture of the Senguerr river. A maximum level for paleo-lake Sarmiento was estimated in 60 m above the current level of lake Musters. The accretional landforms show a sub-parallel arrangement and declining altimetry, this is a testimony of the progressive but intermittent paleo lake level fall. Paleo-littoral ridges were recognized on the eastern shores of lake Musters, in the west of bajo del Avestruz in a massive concentration and excellent state of preservation; in the Bahia Costa, northwest coast of this lake. On the eastern shores of lake Colhué Huapí and further away from the lakes area, on the south slope of cerro Puricelli. Paleo cliffs, also in higher positions, are relevant at the southern tip of the peninsula Baya. The full extension of the paleo lake Sarmiento was estimated in 4300 km². The concentration of paleo landforms on the eastern coast of both lakes are related to the wave dynamics, locally induced by dominant and intense paleo westerlies.

Keywords: *Ephemeral lake, littoral ridge, extra-Andean Patagonia, Holocene*

INTRODUCCIÓN

El lago Musters (LM) de 447 km², en febrero del año 2000 presentaba un nivel altitudinal de sus aguas de 273 m, mientras que en el adyacente lago Colhué Huapí (LCH) de 442 km², el nivel de sus

aguas para igual fecha era de 253 m. Ambos tienen la característica de estar alojados en el bajo de Sarmiento y conformar la más extensa cuenca lacustre del área extraandina de la Provincia del Chubut, cuyo principal afluente es el río Senguerr con nacientes en los lagos cordilleranos

La Plata y Fontana.

Se describen paleocordones, tramos de paleoacantilados y con reservas reducidos y aislados tramos de plataformas de abrasión, que se reconocieron a mayor nivel y sobre las costas orientales de los LM y LCH. Los rasgos morfológicos paleola-

custres, así definidos por su situación con respecto al nivel actual de los lagos, están ausentes en las márgenes occidentales.

Los antecedentes sobre el LM y sus cercanías no aportan referencia alguna acerca de esta paleogeomorfología lagunar (Graeff 1920, Windhausen 1925, Feruglio 1929, González 1971, Vilela 1971, González y Vilela 1977, Sciutto 1981, Barcat *et al.* 1984, Simeoni 2008, Pezzuchi 2011) mientras que Sciutto 2008, describe “cordones lacustres” en tramos de la costa este del LCH.

Se plantea la contemporaneidad de las paleogeformas en ambos lagos y su relación genética con la dinámica de un paleolago Sarmiento, una consecuencia de la inundación del bajo de Sarmiento por la captura previa y desvío de las aguas del río Senguerr hacia la citada depresión.

El trazado de la línea de costa del paleolago presenta algunas imprecisiones, por la discontinuidad de las paleogeformas. Por tal motivo, se utilizó una herramienta cartográfica que permitió delimitar estimativamente su extensión. La misma aparece expresada gráficamente mediante la proyección regional de la curva de nivel de los 330 m, determinada por la posición altimétrica del paleocordón más externo y superior de un conjunto de ellos, reconocidos en las adyacencias del Bajo del Avestruz al norte del LM.

Los paleoacantilados sólo tienen buena definición morfológica por tramos. Suelen estar cubiertos por acumulaciones pedemontanas posteriores o de remoción en masa, su disposición coincide aproximadamente con curva de nivel de 330 m. El paralelismo y la regular disminución altimétrica de las paleogeformas acrecionales, facilitó la interpretación de un intermitente descenso del nivel del paleolago, cuya progresiva reducción superficial culminó acompañada por el desarrollo de un enorme abanico aluvial, que progredió hasta dividir nuevamente las cuencas lacustres del LM y el LCH.

No se presentan edades absolutas, consideramos con reservas que el esquema evolutivo geomórfico regional aquí presentado se desarrolló durante el Holoceno.



Figura 1: Ubicación del área de trabajo.

UBICACIÓN DEL ÁREA DEL ESTUDIO

Situados en el centro sur de la provincia del Chubut, los LM y LCH (Fig. 1) tienen por límites al oeste la sierra de San Bernardo y al este el bajo de Guadales y la Pampa Vaca. La baja serranía que conforman los cerros Challao, Chenques y Kepi divide ambos cuerpos lacustres. Sus límites geográficos están dados por los paralelos $45^{\circ} 15'$ y $46^{\circ} LS$ y los meridianos $68^{\circ} 30'$ y $69^{\circ} 30' LO$.

La ciudad de Sarmiento es la localidad más importante del área, está conectada con la ciudad de Comodoro Rivadavia por la Ruta Provincial N°26 y por la Nacional N°23. Caminos secundarios facilitan el tránsito hacia la zona costera de los lagos con regular acceso vehicular.

METODOLOGÍA

La distribución regional y altimetría de las geofomas fueron establecidas a través del análisis digital de imágenes satelitales, la fotointerpretación geomorfológica y, para el análisis sectorial a mayor resolución espacial, se utilizó la herramienta *Google Earth*. El aporte brindado por la topografía analógica existente a escalas 1:250.000 y 1:100.000, no ofrece la precisión necesaria que requiere este estudio.

Se confeccionó un mosaico digital a par-

tir de cuatro escenas Landsat 7 ETM+ ortorrectificadas (USGS 2009), relacionado espacialmente con otro mosaico de cuatro escenas del modelo digital de elevación (MDE) SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), con un píxel de 90 metros de resolución espacial en el plano horizontal y 1 metro de resolución en el plano vertical (USGS 2006) con corrección altimétrica referida al nivel medio del mar. Toda la información digital se dispuso en un sistema de información geográfica, ambiente en el que se realizó el análisis espacial detallado y mapeo de las geofomas. La precisión en geolocalización (latitud, longitud) del dato digital es menor a 10 m, controlado por puntos de control de campo.

El LM para febrero del año 2000, fecha del MDE, presentaba una altura promedio del nivel de sus aguas de 270 m y una profundidad en su extremo sur de unos 20 m, mientras que la cota de las aguas para el LCH en igual fecha, era de unos 253 m con una profundidad variable entre 2 y 5 m.

Los paleocordones lacustres reconocidos visualmente, se ubicaron en el MDE y a partir de esa posición se trazaron las líneas de contorno o curva de nivel que los contiene. Esas cotas representan la altura mínima suficiente que alcanzaron las aguas del paleolago que unida a la constante acción del viento de dominante componente oeste, generó el oleaje que permitió la

construcción de las geoformas. La distribución regional, concéntrica y subparalela de los paleocordones a una posición altimétrica, gradual e inferior, están gráficamente representadas en la carta geomórfica de la figura 2.

MARCO GEOLÓGICO

El LM junto con su vecino LCH integran la más extensa cuenca lacustre de la Patagonia Extraandina. Están insertos en el bajo de Sarmiento, una depresión regional relacionada con una estructura de plegamiento, interpretación que ya fuera sustentada por varios autores (Graeff 1920, Windhausen 1925, Feruglio 1929) y más recientemente (Sciutto 1981, 2008 y Pezzuchi 2011). Constituye el nivel de base regional de una extensa cuenca centrípeta, desarrollada al este de la sierra de San Bernardo.

La geología del área de LM y LCH la componen sedimentitas del Cretácico Superior inicialmente adjudicadas a un informal “Chubutense” (González 1971, Vilela 1971), integrado por una “Serie del Castillo” y unas “Tobas Verdes”, respectivamente. Ambas unidades guardan adecuada correspondencia temporal con la Formación Castillo (Pezzuchi 2011), caracterizada por tobas, areniscas tobáceas, areniscas y arcillitas.

Pezzuchi (2011) reconoció, a lo largo de los márgenes occidentales del LM, varios cuerpos intrusivos de composición afín a teschenitas o diabasas nefelínicas “Complejo Alcalino San Bernardo”, con edades K/Ar entre el Paleoceno-Eoceno-Oligoceno. Linares y González (1990) incluyen en esta serie a los cuerpos de los cerros Puricelli, Romero y Pastel. Estructuralmente el ámbito geológico que rodea al LM responde a un sistema de plegamiento regional (pre-Terciario) de la Formación Castillo, que posteriormente soportó un intenso desmembramiento en bloques menores (Ramos, *com. pers.*).

La marcada orientación norte-sur de ambas márgenes del LM está relacionada con el rumbo de las sedimentitas cretácicas, las que localmente conforman un gran sinclinal oriental y otro menor oc-

cidental (Bahía Costa), hoy cubiertos por las aguas del lago y separados por el estrecho anticlinal asimétrico de la península Baya. Vilela (1971, pág. 27) ha interpretado, en el extremo sur de los paleocordones adyacentes al bajo del Avestruz, una falla paralela a la Ruta Provincial N° 24 y otra algo más austral. También interpretó que un gran sinclinal alberga la mayor extensión del LM.

Barcat *et al.* (1984) han propuesto que un gran lineamiento o falla transcurrente de sentido NNO-SSE (“Lago Musters”), atravesaría diagonalmente al lago desde la Bahía Costa al norte y la desembocadura del Zanjón del Senguerr al sur. Además, relacionan el abrupto resalto del flanco occidental del anticlinal Challao-Chenques-Kepi, a un supuesto fallamiento. El eje sinclinal principal que alberga al LM se hunde hacia el sur, donde las aguas alcanzan las mayores profundidades (unos 20 m). Al este, el cordón Challao-Chenques-Kepi, responde a una estructura anticlinal asimétrica de baja inclinación en su flanco oriental y marcadamente empinada al oeste. Localmente expone numerosas fracturas de rumbo E-O y NE-SO. Un cuadro estructural similar, aunque más complejo ha sido sugerido por Sciutto (2008) para el LCH. La serranía de Challao-Chenques-Kepi y el abanico aluvial del Zanjón del Senguerr, establecen sus límites con el LM.

GENERACIÓN DEL BAJO DE SARMIENTO

Para Simeoni (2008) fundamentalmente la deflación sumada a la erosión fluvial han sido los principales procesos para la generación del bajo de Sarmiento. Ambos llevaron a su “ahondamiento y expansión”. Adjudica al primer proceso una importancia decisiva para su formación, al afirmar que “se han desbastado, principalmente por acción del viento, unos 600 metros de espesor de rocas” (Simeoni 2008, pag 740). En este trabajo no se acepta esta propuesta debido a que, si bien la deflación habría contribuido a una exhondación ulterior de la previa depresión estructural, nunca alcanzó la magnitud o importancia

atribuida por Simeoni (2008).

Para avalar estos conceptos, se tomó en cuenta el máximo relieve en el área del bajo de Sarmiento que está representado por el remate del cordón Challao-Chenques-Kepi y aquel de la península Baya con alturas topográficas del orden de los 650 metros. Lo formulado por Simeoni (2008) habría conducido a la formación de un Bajo de Sarmiento, cuyo piso se hallaría prácticamente al nivel del mar.

Aun reconociendo la participación de la deflación, teniendo en cuenta que el nivel de las aguas del LM era de unos 270 m en el año 2000 y que su profundidad en el sur era de unos 20 m para el mismo año, quedarían por “desbastar” unos 350 m para alcanzar el propuesto “desbastamiento de 600 m de espesor de roca”. Estas simples estimaciones apuntan a la exclusión de la preponderancia que le adjudica al proceso de la deflación.

En este trabajo consideramos que la configuración y profundidad del bajo de Sarmiento es esencialmente una consecuencia directa de la deformación tectónica con el desarrollo de una estructura de plegamiento en sedimentitas cretácicas y una ulterior profundización secundaria fluvio-eólica.

DESCRIPCIÓN DE LAS PALEOGEOFORMAS DE LOS LAGOS MUSTERS, COLHUE HUAPI Y ZONAS ALEDAÑAS

Las paleoformas lacustres -tanto de origen acrecional como erosivo- se disponen por tramos en los márgenes orientales del LCH; en el LM en la margen este de la Bahía Costa, en un sector septentrional alejado de la influencia lagunar del LM actual, al oeste del bajo del Avestruz y otro conjunto al este de la laguna de la Flecha. Asimismo se reconocieron restos de geoformas acrecionales, hoy totalmente alejadas del ámbito lagunar al sur del cerro Puricelli, ubicadas entre el intrusivo homónimo y los pedimentos de flanco, figura 2.

Se diferenciaron paleocordones, paleocantilados y con menor precisión paleo-

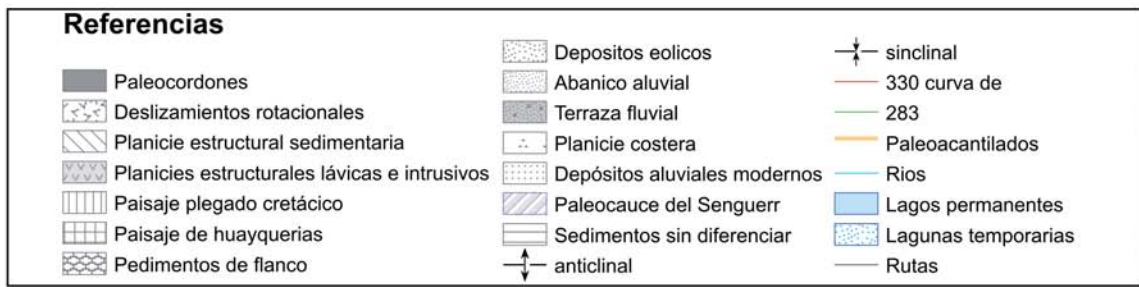
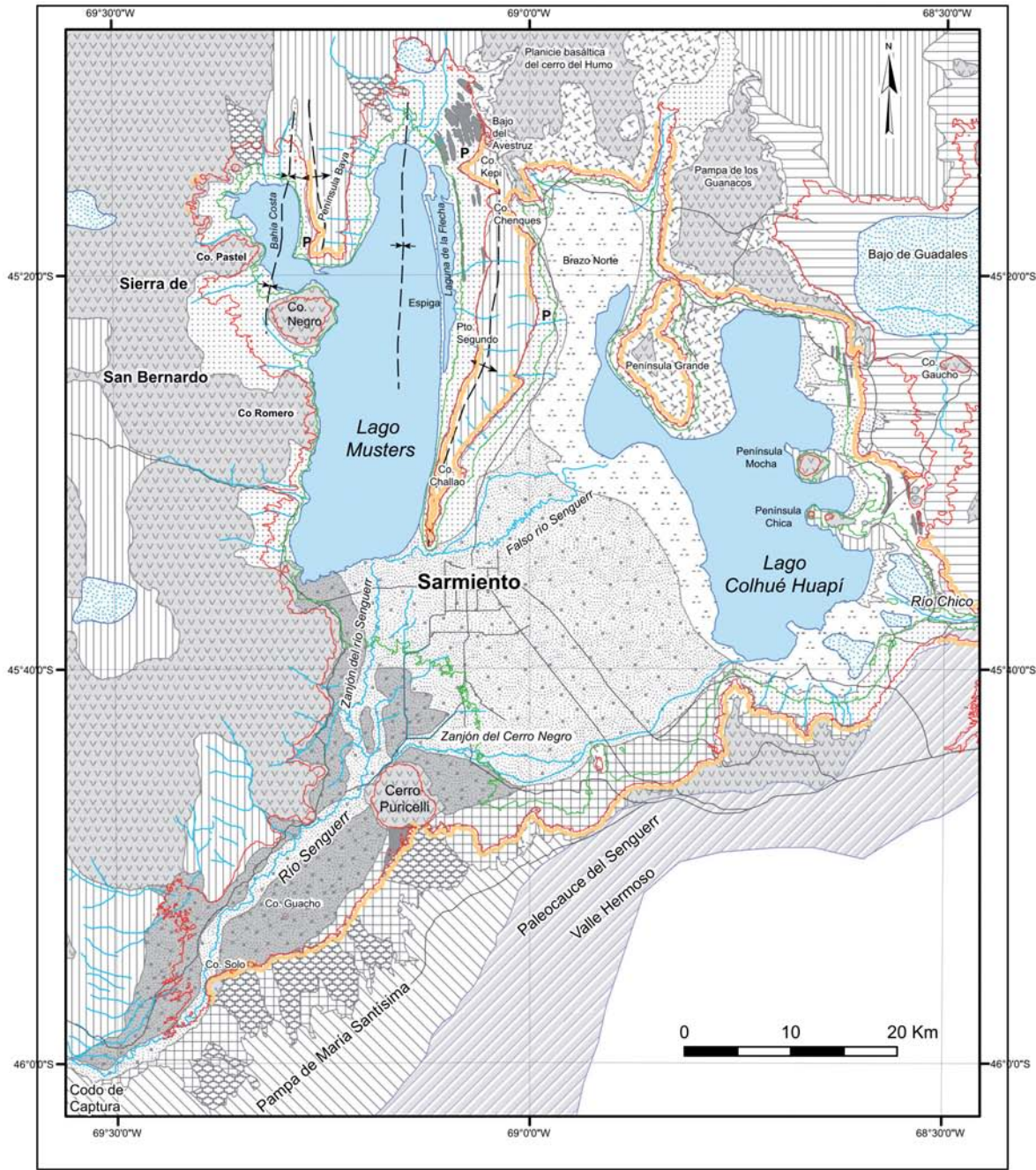


Figura 2: Geomorfología de los lagos Musters y Colhué Huapí.

plataformas de erosión lagunares. Los datos altimétricos presentados se extrajeron del MDE y están referidos al nivel medio

del mar. El análisis topográfico realizado en ambas cuencas lacustres, comprobó una disposición altimétrica similar de

las paleogeformas. Avalados por la distribución y altimetría de los paleocordones, se logró estimar

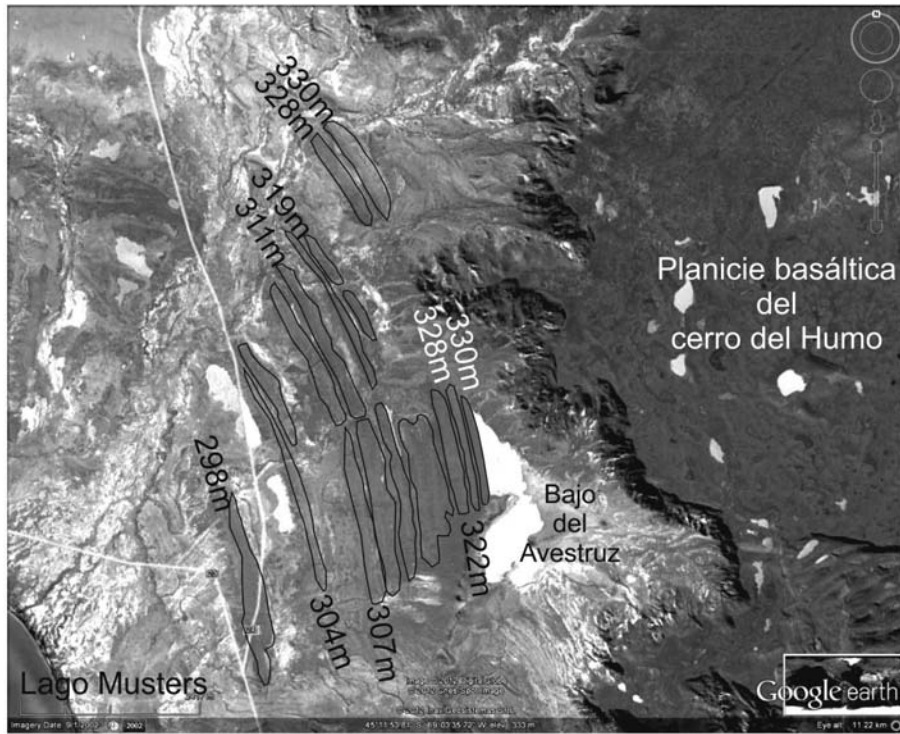


Figura 3: Sistemas de paleocordones a cotas declinantes. Bajo del Avestruz, NE lago Musters. Imagen Google Earth.

con cierta precisión los límites y la altura alcanzada por el paleolago Sarmiento. Tramos de los paleoacantilados contribuyeron a ello con menor precisión dada la falta de continuidad de esta geoforma por erosión y/o soterramiento posterior.

Paleoformas acrecionales

Paleocordones lacustres: La traza de las curvas de nivel coincidentes con los paleocordones, expuso una secuencia altimétrica cuyo carácter intermitente y declinante, constituye la prueba del descenso del nivel del lago a pulsos, del que sólo se sugiere un orden temporal relativo basado en la posición de los paleocordones.

Los paleocordones expresan de manera indudable una relación genética con un enorme cuerpo de agua, aquí denominado paleolago Sarmiento, que alcanzó una extensión aproximada de 4300 km² y una profundidad de unos 80 m. Abarcaba el bajo de Sarmiento, al que anegó en su totalidad. Se estima que su máxima inundación alcanzó unos 60 m por encima de la cota actual del LM y la representa la curva de nivel de 330 m, un valor que corresponde a los cordones más elevados indi-

vidualizados.

Los más preservados, se ubican en las adyacencias occidentales del bajo del Avestruz, al norte del LM. Allí con excelente y natural continuidad en su desarrollo se reconoció una secuencia de paleocordones de altimetría declinante, la que es relacionada con la evolución de una costa lacustre progradante (Figs. 2 y 3).

La disposición paralela de los paleocordones con rumbo general norte-sur y una suave curvatura hacia el NNO, señala el cierre del extremo septentrional del paleolago. Se diferenciaron unos siete sistemas o conjuntos de paleocordones que cubren una superficie aproximada de 30 km² entre las cotas de 330 y 295 m destacándose los conjuntos de cota 328 m, 322 m, 319 m, 311 m, 307 m, 304 m y 298 m (Fig. 3). Cada conjunto llega a estar integrado por unos 10 paleocordones individuales. Alcanzan longitudes promedio entre 3 y 4,5 km, con un máximo de 6 km. Delgadas y alargadas playas, efímeramente inundables, aparecen intercaladas entre los sistemas. Estas paleoformas al obstruir el drenaje proveniente del flanco oeste de la meseta basáltica del cerro del

Humo, dieron lugar al bajo del Avestruz. El extremo norte de este complejo aparece fuertemente degradado y remata con remanentes que sobresalen aisladamente entre depósitos de una planicie aluvial. Su previa continuidad natural hacia el oeste ha sido eliminada por la acción erosiva de un curso innominado que desagua en el LM.

Más al sur, entre las latitudes del extremo norte de la laguna de la Flecha y el puesto Segundo, en el ambiente aluvial pedemontano adyacente a las costas orientales del LM, se reconocieron remanentes de paleocordones con rumbo general norte-sur. La valoración estimativa de sus cotas reitera el carácter declinante ya mencionado. Se distribuyen entre las cotas de 298 m y 290 m los cordones conforman acumulaciones discontinuas y aisladas o agrupaciones muy degradadas de corto desarrollo. Muestran cobertura parcial por abanicos aluviales locales y por material eólico (dunas costeras).

La excepción a estas características la constituye un paleocordón de unos 10 km de longitud (Figs. 2 y 5) y escasa degradación. Se dispone manteniendo la cota de 283 m, inmediatamente al este de la laguna de la Flecha. Este cordón muestra estrechas interrupciones ocasionadas por la erosión de cursos efímeros con cabeceras en el flanco oeste de la serranía Challa-Chenques-Kepi y nivel de base en la laguna de la Flecha.

En la Península Baya, en su margen oeste se ha interpretado unos reducidos y aislados restos de un paleocordón, cuya altura coincide aproximadamente con la referida cota de los 283 metros.

En el LCH, al este de las penínsulas Mocha y Chica se distinguen dos conjuntos de paleocordones bien diferenciados, uno con cotas que varían entre los 330 y los 325 m y otro más occidental y estrecho, que se extiende por largos tramos desde la península Chica y continúa hacia el norte por toda la costa este, con cota de 283 metros.

Completamente fuera del ámbito lagunar actual, y protegidos por el cerro Puricelli en su ladera sur, se distinguieron remanentes de un conjunto de paleocor-

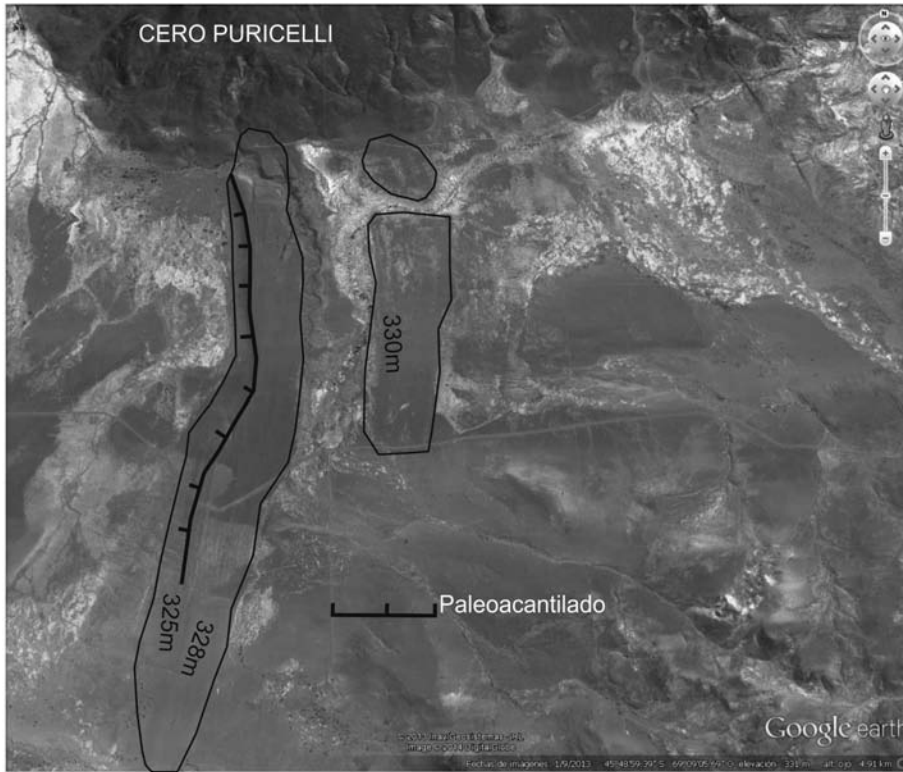


Figura 4: Remanente de dos sistemas de paleocordones, al sur del cerro Puricelli, la escarpa de un paleoacantilado se conserva en el conjunto occidental. Imagen *Google Earth*.

dones cuyas cotas varían entre los 330 m y 325 m, hoy cortados por la erosión de un curso efímero, presentan una disposición norte sur con una leve curvatura, están limitados al oeste por el paisaje de huayqueñas y al este y sur por la porción distal de unos pedimentos de flanco. El conjunto presenta un resalto erosivo de unos 5 a 10 m que se ha interpretado como el remanente de un paleoacantilado (Fig. 4).

Paleoformas de erosión

Paleoacantilados: Labrados mayoritariamente en sedimentitas del Cretácico Superior (Formación Castillo), están morfológicamente representados por abruptas escarpas inactivas generadas por la dinámica del oleaje del precedente paleolago Sarmiento. Al igual que en los paleocordones, aparecen sobre las márgenes este del LM y LCH en el ámbito lagunar. También se distingue al sur del área en la parte distal de los pedimentos de flanco, al noroeste de la Pampa de María Santísima.

En la península Baya (LM) y con disposición norte-sur, el paleoacantilado es subparalelo al borde occidental del anti-

clinal estrecho y asimétrico que la conforma. El resalto margina también el extremo sur, donde se alcanzó a diferenciar un paleoacantilado superior de otro inferior, ambos paralelos. Las diferencias altimétricas entre ambas geoformas son estimadas entre los 17 y 20 m. Sus resaltos se proyectan hacia el norte a lo largo de las costas oeste y este de la península. Sus evidencias morfológicas desaparecen luego de un tramo de 10-12 kilómetros.

Estimativamente el paleoacantilado superior es coincidente con la curva de nivel de los 330 m, un valor similar al considerado como máximo para el complejo de paleocordones adyacentes al bajo del Avestruz. Presenta un resalto de unos 20 m en tanto que el inferior sólo alcanza unos 5 metros.

Con suaves sinuosidades paralelas al contacto serranía-piedemonte este resalto morfológico también margina el flanco occidental del anticlinal asimétrico del cordón Challao-Chenques-Kepi. Barcat *et al.* (1984) lo han definido como la expresión de una falla directa buzante al oeste. Al norte del cerro Chenques, el paleoac-

tilado superior se dispone NNO paralelamente a la RP 24 (Fig. 5). Luego de unos 6 km retoma su anterior rumbo N-S, desapareciendo hacia el norte, en el ámbito de la amplia planicie aluvial de un innominado curso que desagua en el NE del LM, (Vilela 1971) y (Pezzuchi 2011) relacionan al resalto NNO, con un fallamiento.

La pronunciada continuidad morfológica que alcanza el paleoacantilado superior en el área de la cuenca del LM, representada por la curva de nivel de 330 m lleva a proponer la correlación temporal entre todos los tramos interpretados (Fig. 2). Este concepto incluye también aquellos resaltos que limitan las márgenes distales de los pedimentos de flanco de la Pampa de María Santísima y el existente en los paleocordones ubicados al sur del cerro Puricelli. Estas evidencias contribuyeron a la delimitación del área del paleolago Sarmiento.

En la península Grande del LCH, caracterizada por deslizamientos rotacionales, la escarpa de un paleoacantilado se extiende en la margen sudeste, coincidente también con la curva de nivel de 330 metros.

Plataformas de abrasión lacustres: El análisis de sectores marginales al LM indujo a distinguir como tales a unas planicies rocosas de superficies muy regulares y alargadas norte-sur, dispuestas a mayor altura que el nivel actual del lago. De suave inclinación y paralelas a la costa, están limitadas por márgenes abruptas. Su distribución tiene un carácter aislado principalmente afectado por una cobertura posterior de abanicos aluviales.

Labradas en su mayoría sobre sedimentitas cretácicas de la Formación Castillo, esta geoforma ha sido interpretada en el extremo sur de la península Baya, donde componen dos escalones limitados por el paleoacantilado superior y el inferior. En la Figura 2 y por cuestión de escala del mapa, se las señala con la letra P en el ámbito de la unidad correspondiente a acumulaciones aluviales modernas.

Se propone su presencia al ENE del LM, a un nivel inferior al complejo de paleocordones del bajo de Avestruz. Hacia el sur margina el borde este de la pequeña bahía norte de la laguna de la Flecha.

Se interpreta con dudas su reconocimiento al pie del flanco este de la serranía Challo-Chenques-Kepi, en un tramo adyacente a la costa oeste del Brazo Norte del LCH, situado entre el camino rural que alcanza el puesto Segundo y la latitud del cerro Chenques.

OTRAS GEOFORMAS

Si bien en la figura 2 se señalan varias unidades geomorfológicas, se describen a continuación solamente las más características en relación al tema tratado.

Laguna de la Flecha

Rasgo sobresaliente en la moderna morfología lagunar local. Es una extensa albufera (*lagoon*) de unos 14 km, alargada en sentido norte-sur, con progresivo adelgazamiento hacia el sur. Se diferencian morfológicamente dos sectores por su dispar grado de extensión y morfología: el septentrional y el austral. El primero de 2,5 km de largo y un ancho de 1 km, está limitado hacia el LM por una sucesión de cortos y modernos cordones litorales muy bien conservados. Bien discernibles entre sí, abarcan un área de unos 3,5 - 4 km de longitud y 2,5 km de ancho.

El sector austral se separa del septentrional por dos espigas recurvadas (en gancho) menores, cuyos extremos cercanos y delgados se disponen con sentidos de curvatura opuestos: hacia el sur y hacia el norte (Fig. 5). Más al sur existe otra, con una punta aguda y curvada hacia el norte. El sector austral de la laguna de la Flecha tiene 10 km de largo y un ancho máximo de 2,4 km acuñaándose hacia el sur, hasta finalizar a la latitud del puesto Segundo. Internamente en el sector austral de la laguna aparecen como islotes reducidas zonas emergidas, aisladas y de límites mal definidos. Varias espigas cuspidadas (Fig. 6), tanto simétricas como asimétricas, aisladas o unidas, forman tramos de la costa baja. Suelen englobar pequeñas bahías.

Una extensa espiga de barrera moderna de unos 11 km de longitud y un ancho variable de entre 100 y 200 m generada por progradación hacia el sur, determina con

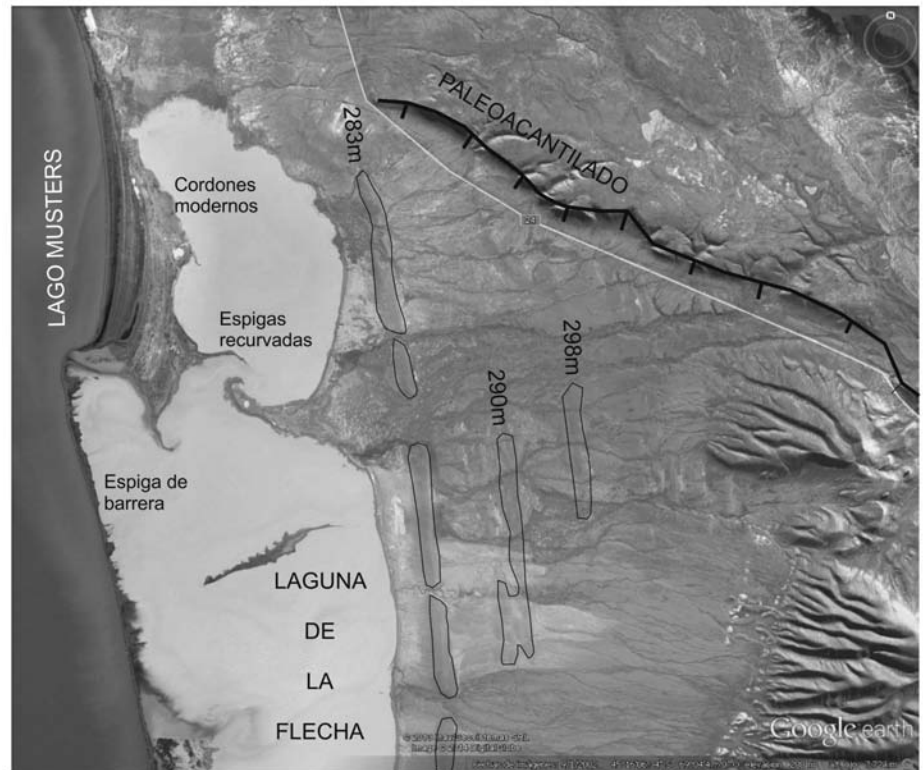


Figura 5: Detalle de la porción norte de la laguna de la Flecha, sus cordones modernos y espigas recurvadas del sector septentrional y la espiga de barrera que margina al sector austral del lago Muster. Remanente del paleoacantilado al norte de la RP 24 y de sistemas de paleocordones. Imagen Google Earth.

precisión el límite exterior de la albufera con el cuerpo del LM. En su composición participa un máximo de dos ó tres cordones con cotas entre 274-275 m. No se observa el desarrollo de *inlets* ni de islas de barrera.

Abanico aluvial del Zanjón del Senguerr

Contemporáneamente y aguas abajo del codo de la captura, el río Senguerr aportó ingentes cantidades de material clástico fluvial, las que progresivamente dieron origen al actual abanico aluvial del Zanjón del Senguerr. No se descarta, debido a la presencia de los cordones litorales ubicados al sur del cerro Puricelli, una facies deltaica precursora, cuyas acumulaciones fueron cubiertas posteriormente por aquellas del abanico actual.

Sciutto (2008) ha propuesto la existencia previa del abanico aluvial del Zanjón del Senguerr con respecto a la formación del paleolago. Su concepto colisiona con las conclusiones de este trabajo, ya que aquí se avala el progresivo desarrollo del aba-

nico acompañado por una gradual reducción superficial del Paleolago Sarmiento, ante el consiguiente progresivo descenso de su nivel.

La acción progradante del drenaje del Zanjón del Senguerr condujo su desembocadura al LM, mientras que los cursos del falso río Senguerr y del Zanjón del río Negro, desaguan en el LCH. Toda esta serie de eventos culmina con el reestablecimiento del carácter individual de ambas cuencas lacustres (Fig. 7).

El abanico en su sector proximal, especialmente desde el cerro Puricelli hasta el codo de captura expone un general proceso de rejuvenecimiento de sus cauces, en especial en el drenaje del río Senguerr y del Zanjón del Senguerr. Se manifiesta en la disección y aterrassamiento del citado abanico aluvial y la profundización de los cauces.

La progresiva reducción del aporte del río Senguerr ha llevado al desarrollo de suelos y depósitos salinos en el sector distal abanico aluvial. A este proceso también contribuye notoriamente la actividad an-

trópica por el uso extensivo del agua en el regadío de cultivos.

Paisaje de pedimentos de flanco y de huayquerías

El pie del flanco noroccidental de la Pampa de María Santísima y entre el límite sur-sureste del abanico aluvial del Zanjón del Senguerr, se desarrollan los pedimentos de flanco en sedimentitas terciarias, cuya degradación posterior ha dado lugar a un paisaje secundario de huayquerías, muy disectado por una densa red de drenaje paralela y un elevado grado de di-sección.

El límite inferior de los pedimentos está expresado por tramos discontinuos de una regular y abrupta escarpa de erosión, con alturas entre 3 y 10 metros. Este rasgo geomórfico es considerado en este trabajo, como una evidencia morfológica del extenso límite marginal suroriental del Paleolago Sarmiento, en ese sector también coincidente con la curva de nivel de 330 m y con la presencia de restos de cordones litorales reconocibles al sur del cerro Puricelli. El resalto, pese a sus discontinuidades generadas posteriormente por erosión fluvial y gravitacional, se puede reconocer entre el mencionado cerro y el codo de captura del río Senguerr.

Los límites de los pedimentos con la planicie estructural sedimentaria de la Pampa de María Santísima exponen una gran irregularidad, resultante de una activa y posterior erosión fluvial, y en menor proporción por la remoción en masa.

ACERCA DE LA EXTENSIÓN PRIMARIA DEL PALEOLAGO SARMIENTO

El análisis geomórfico que definió el reconocimiento de paleoformas de acreción y erosión lacustre en el área de los actuales LM y LCH y al sureste del abanico aluvial del río Senguerr, proporcionó una estimación de la extensión alcanzada por el paleolago Sarmiento.

El examen altimétrico de las paleoformas de acreción lacustre en la costa este del LM, no sólo avala la intermitencia del descenso del nivel del paleolago,

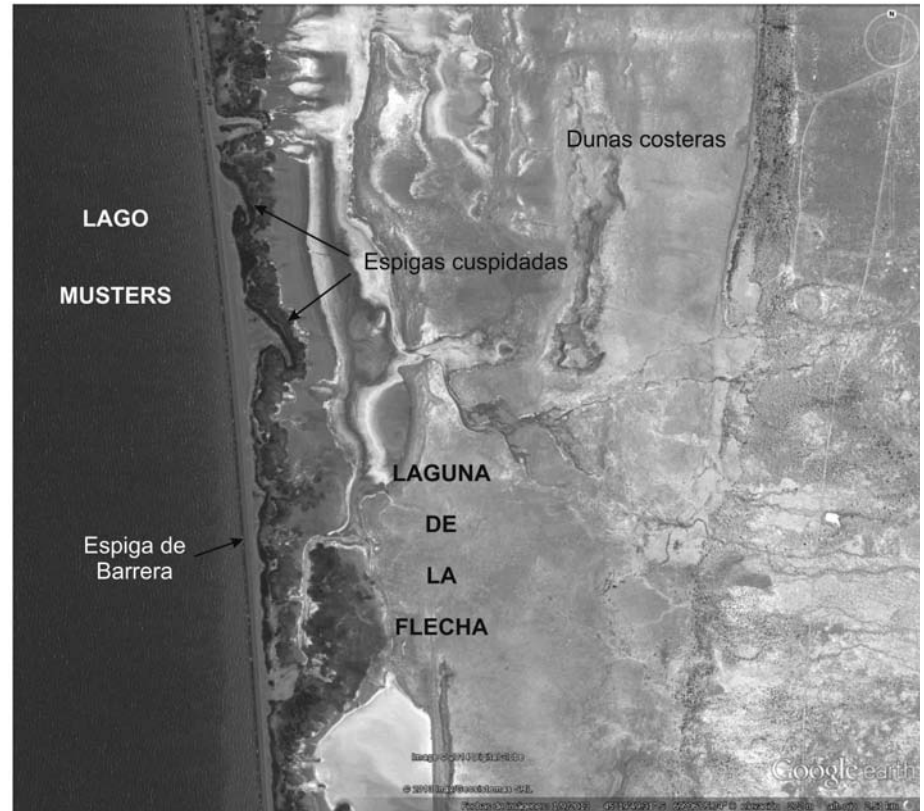


Figura 6: Detalle del sector austral de la laguna de la Flecha, su espiga de barrera y el desarrollo de espigas cuspidadas, áreas bajas emergidas y dunas costeras. Imagen *Google Earth*.

sino que convalida la inclusión del área del LCH al paleolago Sarmiento, como así también de todo el sector conformado por el abanico aluvial del Senguerr al norte del codo de captura. Esto se basa particularmente en la similitud altimétrica que muestran en el área los niveles de paleocordones, situados a la cota de 330 y a la de 283 metros.

En el LM el cordón de 283 m se extiende en forma paralela al borde este de la laguna de la Flecha por unos 10 km, en tanto que en el LCH se ubica a unos 3 km al este de su costa oriental entre el delgado extremo sur de la Pampa de los Guanacos y la bahía de la península Mocha, a lo largo de unos 4,5 kilómetros.

Sciutto (2008, pág. 57) sólo hace mención al este de la costa oriental LCH de “restos de cordones litorales” situados a unos “80 m y hasta 100 m” por encima del nivel actual del lago, calculado en 253 metros. La suma de éste valor y los 80 m citados es de 333 m, una cota que coincide prácticamente con el nivel máximo de 330 m que

los autores han estimado para el paleolago Sarmiento. Acertadamente Sciutto (2008), no ha descartado la posibilidad de que los LCH y LM, hayan constituido un único cuerpo lagunar. Así mismo, en este trabajo se plantea la posibilidad, sustentada por la proyección de la curva de 330 m que margina al cerro Gaucho, que la máxima inundación en este sector haya incluido al bajo de Guadales y que éste haya formado parte del Paleolago Sarmiento en tiempos de mayor extensión (Fig. 2). Por otro lado, Sciutto (2008, pág. 49) se refiere a otros “cordones de gravas arenosas” extendidos entre el extremo sur de la Pampa de los Guanacos y la península Mocha. Los localiza a “unos 150 metros por encima del actual nivel del agua”. Destaca que “han quedado formando una terraza [...] luego del vaciado parcial de la cuenca lacustre” Además afirma que el lago “tenía profundidades de agua superiores a los 150 metros”.

El análisis topográfico del MDE ubica su “terracea” en cotas de 393-395 m, es decir

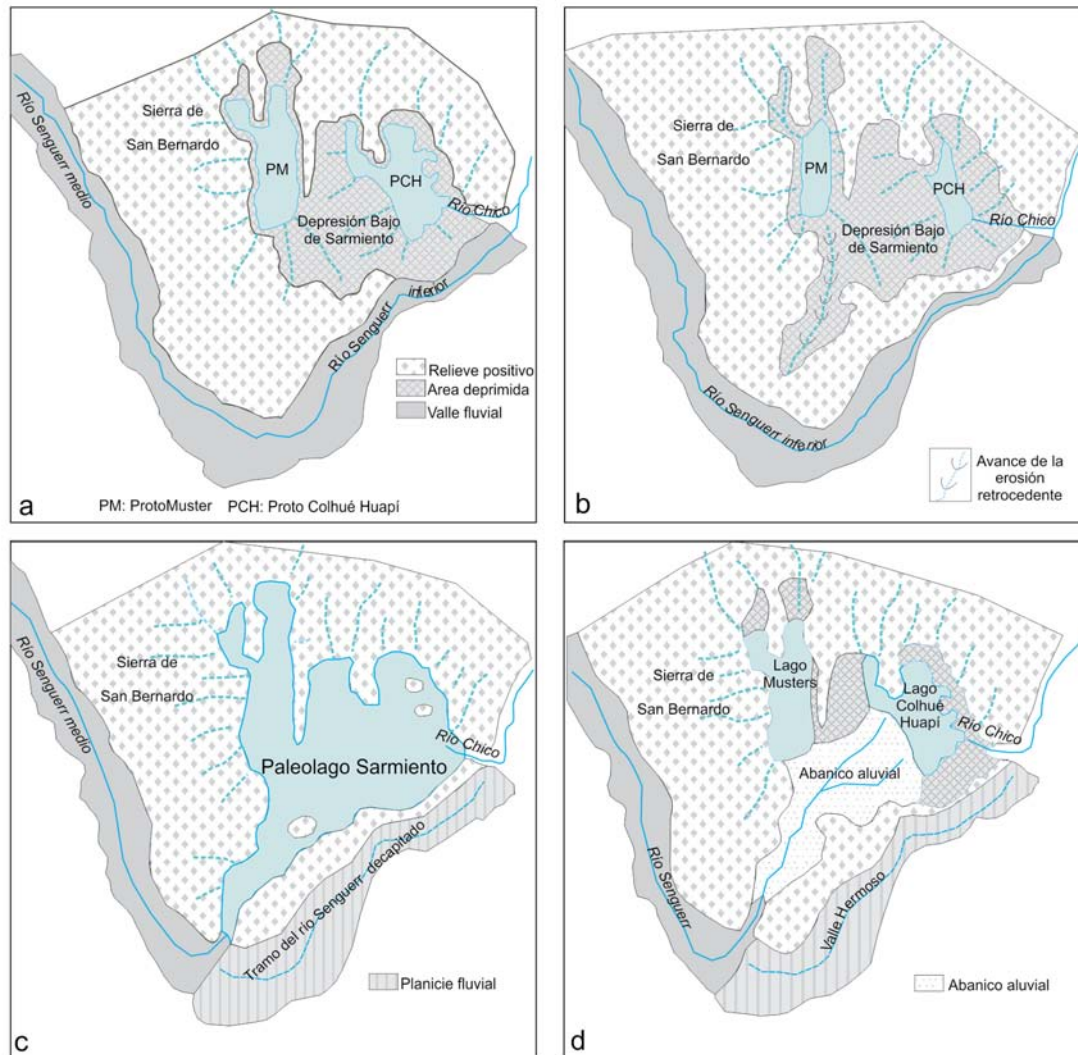


Figura 7: Evolución de los lagos Musters y Colhué Huapi.

alturas muy superiores al estimado nivel máximo del Paleolago Sarmiento de 330 metros.

No se concuerda con su propuesta, ya que implica que el ámbito del Paleolago Sarmiento habría superado ampliamente los límites del bajo de Sarmiento, inundado el tramo decapitado del río Senguerr (Valle Hermoso) y el área de la planicie aluvial y terrazas bajas del valle del río Senguerr entre el codo de captura y la afluencia del Cañadón Ramírez (369 m) hasta las cercanías del Cañadón del Carril, ambos agua arriba del codo de captura y fuera del área mapeada en la figura 2. Además, habrían estado sumergidas las penínsulas Mocha (357 m) y Chica (360 m) y el cerro Gaucho (383 m), sectores de los deslizamientos australes de la Pampa de los Guanacos y aquellos del sur

de la planicie basáltica del cerro del Humo (Hoja Geológica 48c, Lago Musters). Por último, no hay evidencias geomórficas que avalen un reconocimiento de geomorfos de acreción lagunares a ese nivel y por ende, la profundidad que le adjudicaría el autor.

Amplias y modernas planicies costeras del LCH son evidencias morfológicas de variaciones ulteriores de su nivel. Sciutto (2008) esquematiza los límites de sus bajos niveles en los años 1948, 1997 y 2000. El análisis fotogeomórfico, avala la propuesta sobre que los depósitos de deslizamientos rotacionales que bordean el flanco sur y occidental de la península Grande serían una respuesta a la desestabilización de la pendiente concordante con la curva de nivel de 330 m, promovida por el impacto y socavamiento del oleaje del paleo-

lago que generó el paleoacantilado.

La diferenciación o nueva separación de las cuencas lacustres del LM y del LCH esta dada por la cota de 270 m, cuya curva de nivel señalaría el abandono de una cuenca lacustre única. Lo mismo ocurrió con el carácter previo de península de la serranía Challao-Chenques-Kepi. Representarían el momento en el cual ambos LM y LCH, retomaron su carácter de cuencas endorreicas independientes.

PROPUESTA SOBRE UN MODELO EVOLUTIVO DEL PALEOLAGO SARMIENTO

Hacia fines del Pleistoceno e inicio del Holoceno las condiciones climáticas imperantes en la Patagonia Extraandina, motivaron que muchas depresiones es-

estructurales o de deflación alojara cuerpos lagunares permanentes o efímeros, cuya presencia suele ser atestiguada por remanentes de paleoformas lacustres de acreción o de erosión (González Díaz y Di Tommaso 2013).

En la figura 7, se plantea un modelo evolutivo genéricamente afín al de Simeoni (2008), pero que incorpora algunos nuevos conceptos. Este autor, en su esquema evolutivo hidrológico del bajo de Sarmiento, sitúa en su interior dos cuencas lacustres de régimen centrípeta insertas en estructuras sinclinales, que son prácticamente coincidente con los actuales LM y LCH (Simeoni 2008; Figs. 1-6). En este trabajo son diferenciadas como ProtoMusters y ProtoColhué Huapí.

Siguiendo antecedentes, Simeoni (2008) vincula la captura del río Senguerr y el desvío de sus aguas hacia el ProtoMusters, con la erosión retrocedente de un tributario de su ámbito lagunar austral, aunque sin explicar las posibles causales del fenómeno.

Aquí se propone la siguiente secuencia esquematizada, en la que ubicamos con dudas y tentativamente, ante la buena preservación de los depósitos lacustres en el Holoceno (Fig. 7). La ausencia de dataciones absolutas no permite elaborar una certera cronología.

Al inicio del Holoceno, imperaban en la Patagonia entre los 43° y 52°LS condiciones climáticas secas (Markgraf *et al.* 2003); estos autores en un estudio detallado de testigos de sedimentos del lago Cardiel (48°55'LS 71°10'LO), dataron una fase de desecación para el lago que arrojó una fecha de 11.200 años AP. Correlacionamos tentativamente, la historia paleoclimática que propiciaron la generación de las geoformas aquí descritas, con las variaciones paleoclimáticas propuestas por Markgraf *et al.* (2003), dado que el bajo de Sarmiento se ubica dentro de la faja de latitudes medias (43° y 52°LS), que incluye al lago Cardiel.

Esa fase seca inicial pudo determinar un menor aporte hídrico al ProtoMusters y con ello el descenso de su nivel y la consecuente modificación de su rol estable de nivel de base, en la depresión estructural

que lo alojaba.

El descenso del nivel del ProtoMuster pudo provocar la reactivación de la erosión retrógrada fluvial, expresada en la extensión agua arriba de las cabeceras de un tributario hacia el curso del río Senguerr que recorría el Valle Hermoso (Simeoni 2008). El proceso culminó con su captura y desvío de sus aguas hacia el ProtoMusters. Factores geográficos coadyuvaron: situación altimétrica inferior del captor y su disposición transversal al curso y valle del río Senguerr.

La magnitud de los caudales aportados por éste último, no sólo anegó las depresiones estructurales que alojaban al ProtoMusters y al ProtoColhué Huapí, sino que inundó progresivamente toda la depresión del bajo de Sarmiento en una extensión estimada en 4300 km², llegando su nivel a unos 60 m por encima del nivel actual del LM. Así se originó el paleolago Sarmiento con la consiguiente pérdida de la previa individualidad de los mencionados protolagos y el ingreso a la cuenca del bajo de Sarmiento de enormes volúmenes de material clástico, y el probable desarrollo de un delta por pérdida de competencia del Senguerr en su ingreso al paleolago.

Este notable incremento hídrico, es detectado por Markgraf *et al.* (2003), quienes plantean que la fase seca inicial duró poco tiempo, y que, ya para el lapso entre los 10.000 y 8.400 años AP, en la faja de latitudes medias (43° a 52°LS) se reconoció, sobre la base del registro de asociaciones polínicas, ostrácodos, y diatomeas, un mejoramiento climático con aumento de la humedad regional, lo que permitió establecer para la zona una variación climática con veranos más fríos que los actuales, en la que se registra el máximo nivel (*highstand*) para el lago Cardiel, de unos 55 m por encima del nivel actual (Markgraf *et al.* 2003).

Mardones *et al.* (2011), en la vertiente cordillerana chilena, y también para el inicio del Holoceno y a la latitud del bajo de Sarmiento (45°30'LS), proponen para el valle del río Blanco, al sur de la ciudad de Aisén, un reavance glaciario, que fue datado un nivel de materia orgánica de un

depósito morénico y reportó 9.370±50 ¹⁴C AP (10.700 AP a 10.480 años cal. AP) una edad que los autores contrastan positivamente con los registros polínicos del Mallín Pollux (45°41'LS) donde Markgraf *et al.* (2007), plantean que para los 11.000 y 10.500 años AP, hubo una desecación de la zona pantanosa (mallín) justificada por una mayor presencia polínica de variedades de estepa y que a partir de los 10.000 años AP ya se registra una reducción del polen de estepa herbácea en favor de especies arbóreas, y por ello sugieren condiciones más húmedas.

En su época de máxima inundación, el paleolago Sarmiento desaguaba hacia el noreste, a través del, aquí considerado preexistente y extenso, río Chico, al que Windhausen (1925) sugirió denominar río "Senguerr inferior" por considerarlo la descarga natural hacia el Atlántico, concepto que refuerza la noción de la preexistencia del río Chico.

La incidencia de un cambio climático posterior hacia nuevas condiciones de aridez para el Holoceno Medio (6.000 años AP), son reconocidas en el lago Cardiel por Markgraf *et al.* (2003). Seguramente esto se tradujo a la zona de trabajo en menores aportes hídricos del río Senguerr al paleolago Sarmiento y con ello un progresivo descenso de su nivel, con la consiguiente merma de la extensión del paleolago. Contemporáneamente continúa la progradación del delta inicial y el posterior desarrollo de un amplio abanico aluvial, que con ápice en el codo de captura reemplaza progresiva y territorialmente al paleolago. La progresiva expansión del abanico aluvial provoca la individualidad actual de los LM y LCH.

Indicios de rejuvenecimiento en el drenaje del Senguerr y del Zanjón del Senguerr se manifiestan en la disección y aterrazamiento del citado abanico aluvial y la profundización del río Senguerr en su tramo agua arriba del codo, en el área de La Angostura, un proceso que ya alcanzó la desembocadura del arroyo Tacho (al occidente, fuera de la Figura 2). El resalto erosivo representaría morfológicamente las consecuencias de la reducción del nivel del actual LM, nivel de base local del ci-

tado zanjón. El drenaje distal del abanico aluvial lo componen también el falso río Senguerr y aquel del Zanjón del cerro Negro, ambos con control del LCH.

CONCLUSIONES

El reconocimiento de paleocordones en el área del LM, del LCH y al sur del cerro Puricelli, es relacionado con un antecedente paleolago Sarmiento, que en tiempos presumiblemente holocenos, albergó la depresión del bajo de Sarmiento. El cuerpo de agua llegó a tener una superficie de 4300 km², y su máxima inundación alcanzó una altura de 60 m sobre la cota actual del LM (270 m). Se estima que la profundidad máxima del paleolago llegó a los 80 m, si tomamos en cuenta las profundidades actuales de 20 m en LM y de 2 a 5 m en LCH y sumando a ellas la diferencia con el propuesto máximo nivel de 330 m del Paleolago Sarmiento.

El origen del paleolago ha sido relacionado con la previa captura del río Senguerr y un consecuente desvío de sus aguas hacia el preexistente bajo de Sarmiento, por un tributario del drenaje centripeto del ProtoMusters, en respuesta a un descenso de su nivel.

Un paleocantilado de distribución regional (330 m) con tramos de excelente representación morfológica, también aportó para determinar los límites del paleolago. Se interpretaron con dudas, tramos que son referidos provisoriamente a plataformas de abrasión.

La serranía Challao-Chenques-Kepi constituyó en tiempos del paleolago una península, carácter que perdió por el desarrollo progresivo del abanico aluvial del Zanjón del Senguerr, contemporáneo al descenso intermitente del paleolago.

AGRADECIMIENTOS

Los autores reconocen la colaboración prestada por el SEGEMAR, bajo la forma de préstamo de fotogramas e imágenes satelitales.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barcat, C.G., Cortiñas, J. S., Nevistic, V.A. Stach, H. N. y Zucchi, H. E. 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters y Colhué Huapí y la Sierra Cuadrada, Departamentos Sarmiento y Paso de Indios, Provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282, San Carlos de Bariloche.
- Feruglio, E. 1929. Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San Jorge. Anales Sociedad Argentina de Estudios Geográficos 3: 345-486.
- González, R. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 49c "Sierra San Bernardo", Provincia de Chubut. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería N° 112: 1-89.
- González Díaz, E. F. y Di Tommaso, I. 2013. La depresión del "Bajo de Diablo" (NE del Chubut): una propuesta geomórfica acerca de su origen y su evolución. Revista de la Asociación Geológica Argentina 70: 279-290.
- González, R. y Vilela, C. R. 1977. Geología en los cordones centrales de Chubut Austral entre los paralelos de 45° y 46° Lat. Sur. Acta Geológica Lilloana 8: 171-213.
- Graeff, F. 1920. Algunas observaciones acerca de la hidrografía de la zona de los lagos Musters y Colhué Huapí (territorio del Chubut) Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Serie F (N° 1): 19-24.
- Linares, E. y González, R. R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 19, 628 páginas.
- Mardones, M., González, L., King, R. y Campos, E. 2011. Variaciones glaciales durante el Holoceno en Patagonia Central, Aisén, Chile: evidencias geomorfológicas. Andean Geology 38: 371-392. ISSN 0718-7106.
- Markgraf, V., Platt Bradbury, J., Schwalb, A., Burns, S.J., Stern, Ch., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F.S., Stine, S. y Maidana, N. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. The Holocene 13: 597-607.
- Markgraf, V., Whitlock, C., Haberle, S. 2007. Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30"S, 71°50'30"W, 640 m elevation). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 254: 492-507.
- Pezzuchi, H. D. 2011. Hoja Geológica Sarmiento (4569-III), Provincia del Chubut, SEGEMAR, sin texto. Carta Geológica de la República Argentina, escala 1: 250.000.
- Sciutto, A. 1981. Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 203-219. San Luis.
- Sciutto, A. 2008. Hoja Geológica Escalante (4569-IV), Provincia del Chubut, SEGEMAR. Carta Geológica de la República Argentina, escala 1: 250.000.
- Simeoni, A. 2008. Mesetas y bajos de la Patagonia Central Extraandina - La inversión del relieve en: "Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. SEGEMAR, Anales N° 46: 729-745.
- USGS. 2006. Shuttle Radar Topography Mission, 3 Arc Second scene SRTM, filled finished B, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000.
- USGS. 2009. Global Land Survey, 2000, Landsat ETM+, 30m scene, USGS, Sioux Falls, South Dakota.
- Vilela, C. R. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 48c "Lago Musters", Provincia de Chubut. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería N° 113: 1- 63.
- Windhausen, A. 1925. Apuntes sobre el sistema hidrográfico del río Senguerr. Anales Sociedad Argentina de Estudios Geográficos 1: 144-164.

Recibido: 21 de noviembre, 2013

Aceptado: 9 de abril, 2014