

LA DEPRESIÓN DEL “BAJO DEL DIABLO” (NE DEL CHUBUT): UNA PROPUESTA GEOMÓRFICA ACERCA DE SU ORIGEN Y SU EVOLUCIÓN

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ¹ e Inés DI TOMMASO²

¹Departamento de Ciencias Geológicas (IDEAN), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

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

RESUMEN

El Bajo del Diablo está situado en el NE de Chubut. Se analizan sus geoformas internas y marginales, proponiéndose su génesis por deflación y se presenta un esquema de su evolución, que está íntimamente influenciada por los cambios climáticos cuaternarios. Se carece de datos para establecer con precisión la temporalidad de los hechos. Un protorío Chubut generó un abanico aluvial local ó nivel superior durante el Interglacial Sangamon (± 120.000 años). Su degradación y el desarrollo del nivel medio (T1 y T2) por un prerío Chubut, causó la exposición de un sector del débil sustrato terciario, un núcleo marginado por las resistentes psefitas de los niveles. El establecimiento local de las frías, secas y ventosas condiciones de la Última Glaciación, condujo a una progresiva exhumación por deflación (asociada a meteorización) del núcleo, proceso que culminó en una depresión poco profunda y de pendientes suaves (*Pfannen*). Un húmedo intervalo pluvial, facilitó la formación de un efímero lago en ella. Su progresiva reducción -expresada por cordones litorales en posiciones cada vez más bajas- estuvo motivada por un retorno a las frías y secas condiciones previas. La coetánea reactivación de la deflación, llevó a la consiguiente mayor profundización de la depresión. Durante este proceso, se produjo la exhumación del paleorelieve del basamento regional, compuesto por las volcanitas jurásicas de la Formación Marifil. Finalizado el período glaciario, el proceso fluvial y el de remoción en masa ampliaron más aun la depresión, que hoy aparece caracterizada por abruptas pendientes y mayor profundidad (*Wannen*). Dos perfiles expresan la relaciones entre las distintas geoformas reconocidas.

Palabras clave: *Deflación, lago efímero, cordones litorales, intervalo pluvial, Última Glaciación*

ABSTRACT

Depression of the “Bajo del Diablo” (NE Chubut): a geomorphic proposal about origin and evolution

The Bajo del Diablo depression is located in the NE of Chubut Province. Its outer and inner morphology are analyzed. Their origin by deflation is proposed, an schematic layout shows the geomorphic evolution developed during the Quaternary climatic change. Unfortunately, absolute time reference is not available. A protoriver Chubut developed a local psephitic alluvial fan or upper level (Pa, Pm and Pb) during Sangamon Interglacial times (± 120.000 ybp). A pre-river Chubut built the medium level (T1 and T2). Denudation exhumed Tertiary friable sediments, as a core surrounded by the coarse psephite's levels. Cold, dry and windy condition were established during the Last Glacial time. Deflation and weathering processes began the core overdeepening. This process developed a shallow gently sloped depression (*Pfannen*). Latterly in a wet pluvial interval an ephemeral lake developed. Its progressive reduction -shown by many littoral ridges, any of them set at lower height- meant that again the previous cold, dry and windy conditions appeared. Deflation again overdeepening the depression. During this process the bedrock primary relief of the Jurassic volcanic rocks were exhumed. With the end of glacial times, new wet conditions dominated, fluvial and mass-wasting processes enlarged the depression as it is today, with abrupt slopes and more depth (*Wannen*). Two schematic profiles show the geomorphic feature connection.

Keywords: *Deflation, ephemeral lake, littoral ridge, pluvial interval, Last Glaciación*

INTRODUCCIÓN

Las depresiones -cualquiera sea la propuesta sobre su génesis- constituyen geoformas

comunes en el ámbito de la Patagonia Extraandina, donde corrientemente son distinguidas con la lugareña denominación de bajos.

El gran Bajo del Diablo es una amplia depresión con un típico drenaje centrípeto, enclavada en un ambiente psefítico, el que previamente fuera definido como propio

de los informales “Rodados Patagónicos”. Se localiza al norte del valle del río Chubut, a la latitud de las poblaciones de Gaiman y Dolavon, cercanas al Atlántico.

Si bien su origen responde principalmente a una hipótesis comúnmente aceptada (deflación), su particularidad principal es su posterior evolución, la que se aparta del conocido esquema general para la mayoría de los bajos patagónicos.

Se han diferenciado dos distintivas fases: una inicial de escasa profundidad y suaves declives internos: tipo fase *Pfannen* (Albrecht Penck 1913) o bandeja (Frenguelli 1957) y otra final más profunda fase *Wannen* o bañadera respectivamente, con modificaciones vinculadas a posteriores procesos de erosión fluvial y remoción en masa. En este caso abruptas escarpas de erosión determinan sus límites, respecto de una sucesión de remanentes de planicies aluviales escalonadas marginales.

Estas planicies son relacionadas por los autores, con la historia evolutiva geomórfica de un antiguo y gran abanico aluvial generado por las acumulaciones fluviales de un protorío río Chubut, en su tramo adyacente a su desembocadura al Atlántico (González Díaz y Di Tommaso 2011), al que se asocian las terrazas fluviales de un posterior prerío Chubut.

Los antecedentes disponibles referidos al origen de los bajos, son variados. Sin embargo, las hipótesis propuestas sobre la génesis de los “bajos sin salida” patagónicos, suelen tener un carácter más bien general. Se manifiesta en ellas una marcada heterogeneidad y por consiguiente, un dispar grado de aceptación.

Entre ellas, se pueden citar la eólica (Sgrosso 1933; Feruglio 1950; Frenguelli 1957; Zambrano 1973), la diastrófica (Windhausen 1921; Volkeimer 1972), la glaciaria por exharación (Groeber 1953; Auer 1956) y aquella del sublavado (Schiller 1923). Otros los relacionan con hundimientos (Wichmann 1922 y 1927; Croce 1958) o una combinación de sublavado y hundimiento (Methol 1967).

Fidalgo y Riggi (1965), sugieren la combinación de varios procesos geomórficos - eólico y meteorización- a los que suman el retroceso de la pendiente y el lavado laminar. Avalan un predominio del eólico,

con escasa participación del fluvial, considerándolo un fenómeno de inversión. Una actitud similar mantiene Fidalgo (1973) con respecto a los bajos situados al norte de la Provincia de Santa Cruz.

En la literatura geológica local son limitados los estudios que exponen el desarrollo progresivo de un bajo: se destacan aquellos del Bajo Kensel (Fidalgo y Riggi 1965), la síntesis del Gran Bajo de San Julián (Panza *et al.* 2008) y los pequeños bajos de la meseta de Somuncura (Methol 1967).

El propósito de esta presentación es dar a conocer una propuesta acerca del origen del Bajo del Diablo, sus peculiares modificaciones a lo largo de su desarrollo y una descripción de las distintas unidades geomórficas que componen tanto la asociación interna de esta unidad de gran jerarquía, como aquella marginal que lo alberga.

Abarca aproximadamente una superficie de 447 km² y un perímetro de 175 km. Contiene una extensa playa a cota 41 m, que aloja una laguna permanente, cuyos niveles y límites varían de acuerdo al aporte ácuo de ocasionales precipitaciones. Hay comentarios de lugareños que mencionan períodos de seca total.

Con relación a las planicies escalonadas marginales que componen los márgenes del bajo, su borde oeste expone un desnivel del orden de unos 120 m respecto del piso de la

playa, en tanto que su margen este, alcanza valores de unos 105 m.

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El Bajo del Diablo está situado a unos 18 km al NNO de la ciudad de Trelew, prácticamente a mitad de camino entre dicha población y el empalme de la Ruta Provincial N° 8 (por la que se accede), con la Ruta Provincial N° 4 (Fig. 1). Varias estancias y puestos se distribuyen en el ámbito interno de la depresión y también marginalmente en el área de las planicies psefticas, las que hasta ahora se consideraban compuestas por los llamados “Rodados Patagónicos”.

METODOLOGÍA

El estudio inicial de esta depresión natural estuvo relacionado con tareas de campo vinculadas con la ejecución del Mapa Geomorfológico de la Provincia del Chubut, para el ex-Servicio Geológico Nacional, una tarea sólo concretada en un 75% (González Díaz 2001-2002). Sus originales, a escala 1:250.000, pueden ser consultados en el Archivo de la Dirección de Geología Ambiental y Aplicada del Instituto de Geología y Recursos Mineros, del SEGEMAR.

Los datos altimétricos acerca de los desniveles o escarpas que limitan las distintas planicies, como así también, sus cotas sobre

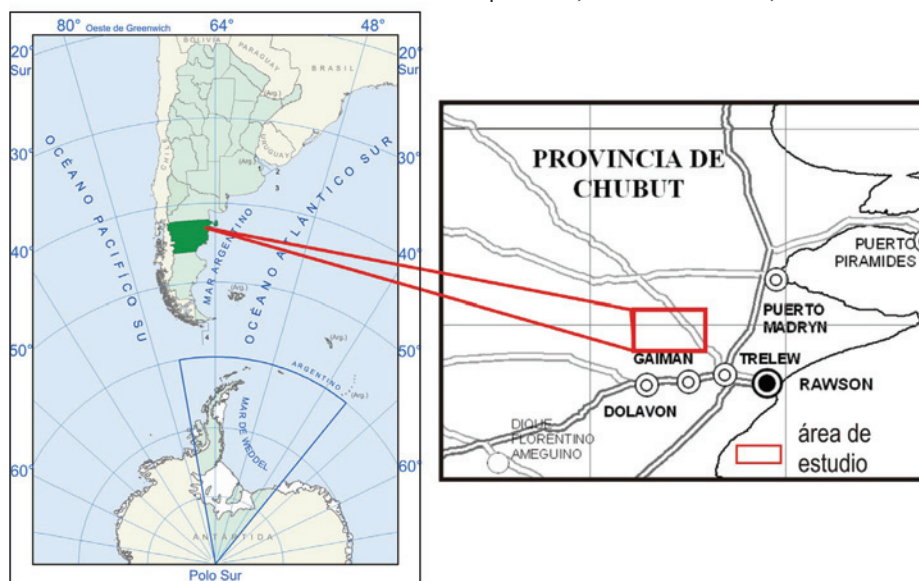


Figura 1: ubicación del área de estudio.

lisis digital detallado del modelo digital de elevación SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).

Previamente se analizaron e interpretaron fotogramas a escala aproximada 1:60.000 del área de interés y alrededores. Posteriormente se integró un mapa regional geomórfico a dicha escala. La carta geomorfológica definitiva -que fuera reducida para su publicación- se compiló mediante el apoyo gráfico de una imagen LANDSAT 5 ETM+ en formato analógico a escala 1:100.000 y el apoyo cartográfico se realizó a través del análisis digital del modelo de elevaciones SRTM con dato corregido a nivel medio del mar. Para facilitar la interpretación, se confeccionaron a partir del modelo digital de elevación perfiles transversales del área de estudio y curvas de contorno a equidistancia de 3 m, el modelado topográfico se imprimió a escala 1:100.000.

MARCO GEOLÓGICO

En la parte más inferior e interna de la depresión (sector centro-norte), aparece un "basamento" compuesto por reducidos afloramientos aislados de la Formación Marifil (Malvicini y Llambías 1974). Cortés (1981) considerando su complejidad litológica, composicional y estructural, eleva su categoría formal al rango de Complejo Marifil. En general es asignado al Jurásico inferior-medio (Lías-Dogger; 181-186 Ma).

Está principalmente integrado por rocas volcánicas ácidas de composición riolítica hasta dacítica, asociadas a pequeños cuerpos intrusivos. Hay menciones de epiclastitas (fracción grava) de muy reducido espesor, en las que se observa participación de rocas más antiguas (cuarzo, grauwacas, metamorfitas) y también en granulometría de arenas (Cortés 1987). Este autor cita la presencia de calizas (esparita, subesparítica), intercaladas en la sucesión de dominante génesis volcánica.

Las mencionadas volcanitas aisladas, componen morfológicamente "testigos internos" (*inliers*) con respecto a la depresión. Constituyen hoy evidencias superficiales de un precedente y sepultado paleorelieve, cuya exhumación es una consecuencia de la denudación de una primaria cobertura

sedimentaria del Paleógeno (formaciones Río Chico y Sarmiento) y de otra posterior y local del Neozoico, la que genérica e informalmente ha sido referida a los "Rodados Patagónicos" aparecidas concentradas en la zona del cerro Negro (108 m) y sus adyacencias. Afloran riolitas porfíricas, ignimbritas, tobas macizas y estratificadas y en niveles más superiores, riolitas grisáceas en posición subhorizontal.

Sedimentitas paleógenas que abarcan temporalmente tramos del Terciario inferior y medio, integran una espesa secuencia sedimentaria posterior que aflora principalmente de forma marginal al ambiente interno del bajo y dispuesta en actitud horizontal.

La Formación Río Chico -que en el bajo se sobrepone discordantemente a las volcanitas de la Formación Marifil- está integrada por sedimentitas continentales (areniscas, areniscas conglomerádicas, arcillitas), con participación de piroclastitas y tufitas de variada granometría. Paleocanales y estructuras de corte y relleno, certifican su origen fluvial. Regionalmente, el hallazgo de grandes troncos en algunos de sus niveles y de restos de *Crocodylia*, *Palmae* y mamíferos, asignan esta formación al Paleoceno superior (Feruglio, 1950). Aparece en tramos discontinuos principalmente en parte alta de las pendientes internas del bajo, en especial en su sector norte. También lo hace en la zona de la cuenca media y superior del arroyo Bajo de las Liebres, debido a su exposición por profundización de su cauce. Mediando discordancia de erosión, la suprayacente Formación Sarmiento constituye un nivel resistente, no menos discontinuo y marginal de la depresión, compone delgadas e intermitentes cornisas en los tramos más superiores de sus pendientes internas. Sus mejores exposiciones se hallan en las cabeceras del arroyo Bajo de las Liebres. Su edad es referida al Eoceno-Oligoceno (Sacomani y Panza, 2007). La mayor continuidad del nivel se observa en la parte alta de la empinada pendiente del lateral norte del valle del río Chubut, entre Gaiman y Dolavon. En dicho tramo y en una posición superior, Martínez (2007), señala la presencia de la Formación Gaiman (areniscas, cineritas, limolitas y coquinas), a las que asigna a un indefinido límite

Oligoceno-Mioceno inferior. De carácter continental, la integran tobas areniscosas y arcillíticas (bentonitas), cineritas y areniscas tobáceas. La presencia de restos de mamíferos en esta formación ha permitido asignarla al Eoceno-Oligoceno (Sacomani y Panza, 2007).

El paisaje superior y marginal que rodea a la depresión, tiene los rasgos típicos del monótono relieve mesetiforme y escalonado de la patagonia extraandina.

El análisis geomorfológico de tales acumulaciones circundantes al bajo, facilitó la distinción de varias planicies aluviales aterrazadas correspondientes a dos sistemas geomórficos locales, uno de los cuales es referido a un antiguo abanico aluvial generado por un protorio Chubut y denominado nivel superior (**NS**) y el otro un nivel medio (**NM**), más inferior, vinculado a un prerío Chubut (González Díaz y Di Tommaso 2011).

En el **NS** se diferenciaron tres planicies, una primaria agradacional denominada alta (**Pa**) y otras dos más inferiores de carácter erosional, media (**Pm**), y baja (**Pb**).

El **NM** está integrado por dos niveles de terrazas (**T1** y **T2**) que han permitido el reconocimiento y reconstrucción esquemática de un posterior prerío Chubut, situado a menor altura y que muestra un desplazamiento hacia el sur con respecto al previo protorio Chubut. La importancia de **T1** estriba en que en ella se localiza el Bajo del Diablo. De mayores extensiones iniciales, **NS** y **NM** están hoy representados por aislados remanentes. Sus acumulaciones, en las que predominan psefitas, eran hasta ahora consideradas como correspondiendo a los informales "Rodados Patagónicos".

La edad del abanico aluvial (Pleistoceno medio?), aunque plena de incertidumbre, ha sido definida por dichos autores como posterior a los "Rodados Patagónicos" de la cercana Meseta de Montemayor, los que en general han sido adjudicados a un incierto lapso entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior.

Los depósitos del antiguo abanico aluvial guardan gran similitud composicional con los "Rodados Patagónicos". Se hallan esencialmente compuestos por conglomerados cuyos clastos se reclutan principalmente de la Formación Marifil, en menor

proporción de plutonitas graníticas y los más subordinados basaltos y sedimentitas, aportados por la cuenca de drenaje del río Chubut. Su estructura sedimentaria es variada: masiva, con estratificación horizontal y entrecruzada, generalmente poco notoria. Se hallan irregularmente cementados principalmente por CO_3Ca , presentando un mayor grado de cementación calcárea en su porción superior. Los diámetros de los rodados que lo componen varían de 1 cm a 10 cm, aunque se han indicado tamaños mayores.

En la descripción litológica de la cubierta del “pedimento plioceno”, que comprende gran parte del abanico aluvial antiguo, Cortés (1987) destaca que en la matriz suelen participar acumulaciones de yeso, muchas veces pulverulento. La matriz normalmente es arenosa.

Más al sur y en situaciones topográficas inferiores y más alejadas, se hallan remanentes de cinco niveles de terrazas fluviales (agradacionales y de erosión), vinculadas a la dinámica de un paleorío Chubut, que integran un reconocido nivel inferior (**NI**; González Díaz y Di Tommaso 2011). Se interpreta que representan sucesivas respuestas geomórficas ocurridas durante un indeterminado final del Cuaternario, coetáneas con oscilaciones del nivel del mar y sus consecuentes modificaciones como nivel de base general.

DESCRIPCIÓN GEOMÓRFICA DE LA DEPRESIÓN DEL BAJO DEL DIABLO Y ADYACENCIAS

Se observa regionalmente que el eje mayor del Bajo del Diablo y de otros cercanos menores (Ea. Aguada El Confort y Laguna Grande entre otros), tienen característicamente su mayor elongación en sentido NNE-SSO. Esta particularidad morfométrica refuerza la idea de relacionar su genética con el proceso de la deflación eólica y proponer esa coincidencia regional con una previa y dominante dirección de vientos que procedían del SSO, cuya fuente de proveniencia -durante la Última Glaciación- era un centro anticiclónico situado en la cordillera occidental, algo al sur de los 42°S.

Como se mencionara mediando el análisis

geomorfológico se diferenciaron dos sectores; el marginal al bajo, integrado por unidades correspondientes a los sistemas geomórficos del nivel superior y del nivel medio, y otro interno a la depresión.

Sector Marginal:

a) – *Planicies aluviales del nivel superior y el nivel medio*: González Díaz y Di Tommaso (2011) reconocieron en el sistema del nivel superior, suficientes evidencias geomórficas como para distinguir remanentes de tres planicies aluviales, dispuestas escalonadamente: planicie alta (**Pa**), planicie media (**Pm**) y planicie baja (**Pb**).

La última planicie no tiene relación alguna con la historia evolutiva del Bajo del Diablo, por lo que no se hará referencia alguna de la misma.

Las planicies muestran una dirección y pendiente regional dominante hacia el NNE, hacia el Golfo de San Matías, en cuyas cercanías o sobre sus costas terminan abruptamente. Esto ha llevado a algunos autores (Mouzo *et al.* 1978), a sugerir una previa y mayor extensión de los “Rodados Patagónicos” hacia el este (Península Valdés).

Pa y **Pm** son genéticamente relacionadas con un proterío Chubut. Previamente y en general, sus exposiciones han sido interpretadas como propias de los informales “Rodados Patagónicos” (Haller 1981; Haller *et al.* 2005; Lapido 1981; Sacomani y Panza 2007) ó correspondientes a la cubierta en tránsito de un inactivo “pedimento encubierto plioceno” (Cortés 1987). Alojjan algunos bajos importantes (Aguada Ea. El Confort y Laguna Grande) y otros menores innominados, principalmente en **Pm**. El gran Bajo del Diablo lo hace en una reducida zona entre su borde oeste compuesto por remanentes de **Pa** y **Pm** y aquel este de la terraza superior (**T1**) del nivel medio (Fig. 2). Un aislado y extenso remanente de la más elevada planicie aluvial local **Pa**, compone un tramo de los bordes N y NO del bajo. Su carácter primario y depositacional, la hace comparable ó equivalente al *fill top* de una terraza agradacional (Howard 1950).

Al norte del Cerro Negro, **Pa** alcanza una cota máxima de 164 m, regionalmente descendiendo muy suave y gradualmente hacia el NE, con una pendiente general de 0.1%

agua abajo y en las adyacencias de los cordones litorales de un extinguido y poco profundo lago, que efímeramente, ocupó la depresión durante la “fase Pfannen” del desarrollo del “bajo” - su altura se reduce a unos 158 m.

Un pequeño istmo de **Pa** separa por el norte al Bajo del Diablo de otro adyacente menor e innominado. La playa del primero se halla unos 128 m por debajo de **Pa**, aproximadamente en cota de los 40 m.

Un resalto erosivo de unos 9 m, marca límites precisos con **Pm** mas occidental e inferior. Un tramo de ésta margina el bajo por el oeste. Al N y O del Bajo del Diablo, se extiende la superficie regular del mayor remanente de esta planicie, con gradual y leve pendiente 0,1% al NNE.

Al oeste, en las inmediaciones de las cabezas del arroyo Bajo de las Liebres, **Pm** alcanza los 185 m, en tanto que en las cercanías del Bajo de la Laguna Grande no supera los 140 m.

b) - *Terrazas y paleovalle Simpson del nivel medio*: el nivel medio concita el mayor interés para la aquí propuesta interpretación de la localización y origen del Bajo del Diablo, debido a su desarrollo en buena parte de su ámbito. En él se han reconocido remanentes de dos niveles de terrazas (**T1** y **T2**), productos de epiciclos de erosión fluvial de un prerío Chubut, acaecidos en su valle durante su desarrollo (González Díaz y Di Tommaso 2011). Por su relación con la depresión, el análisis se concentrará en **T1**. Nivel de terraza **T1**: está situada a un nivel inferior respecto de las más occidentales **Pa** y **Pm** del NS. Sus continuos, aunque muy disectados remanentes -particularmente en sus límites internos al bajo- constituyen la terraza superior del reconstruido valle de un prerío Chubut, parte del cual posteriormente deviniera el paleovalle Simpson.

T1 limita el bajo por el S y el E. Su tramo austral más elevado tiene alturas de unos 170 m, en tanto que en el oriental varía entre 161m al sur y 143 m en el extremo norte. Un gran remanente de **NM** compone prácticamente la totalidad de la aislada Loma María. El tramo NS del paleovalle Simpson separa las citadas geoformas (Fig. 2).

Su distinción ha permitido la reconstruc-

ción del prerío Chubut con su proyección regional hacia el NE (Atlántico), al igual que la identificación de otros remanentes sobre el lateral norte del valle del río Chubut al oeste del área de estudio, entre las estancias Conrad y 1° de Mayo y también su extensión al este del paleovalle Simpson y una probable proyección al nacimiento de la costa atlántica (González Díaz y Di Tommaso 2011). Conjuntamente con **T2**, desaparecen por erosión, en las cerca-

nías de la Ea. 1° de Mayo. Reaparecen al norte de la localidad de Dolavon, con dirección al NNE como el tramo superior del lateral del paleovalle Simpson (Fig.2). Un afloramiento extenso y aislado de **T1** compone la cercana Loma María, en tanto que una reducida exposición de **T2** forma el borde norte de la loma. En el borde este del Bajo del Diablo una escarpa de erosión de unos 18-20 m de desnivel, separa **T1** de **T2**. Hacia el extremo sur del bajo, una es-

carpa erosiva de unos 12 m, constituye el límite entre **T1** y **Pm** del **NS**.

El paleovalle Simpson representa el desvío de un tramo del antiguo curso del prerío Chubut. El brusco cambio de su dirección de NE a E-O, es relacionada con un fenómeno de captura (González Díaz y Di Tommaso 2011).

Sector Interno

Expone buena variedad de geoformas, entre

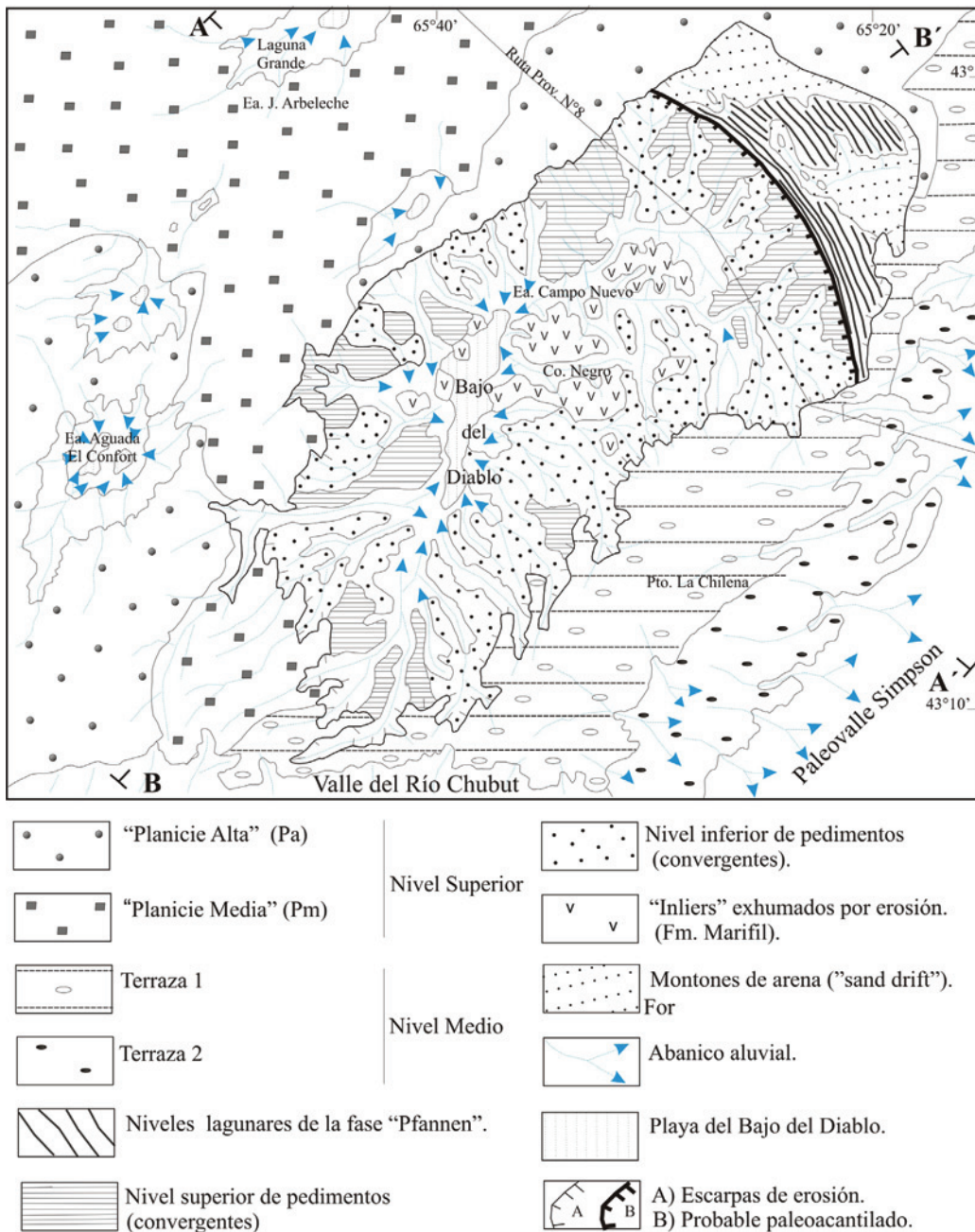


Figura 2: carta geomórfica del Bajo del Diablo y adyacencias.

las que predominan las derivadas de episodios degradacionales, cuyos desarrollos tuvieron lugar en el ambiente de **Pb** del **NS**. Un sugerido orden temporal y secuencial del desarrollo de sus geoformas sería: a) generación por deflación dominante de una depresión tipo *fase Pfannen*; b) lago pluvial de carácter efímero, seguido de la progresiva declinación de su nivel; c) ampliación y profundización del bajo que adquiere los rasgos del tipo *fase Wannan*; d) exhumación del basamento volcánico jurásico (Formación Marifil) y e) generación de dos niveles de pedimentación de tipo convergente y de la playa del bajo, abanicos y planicies aluviales del drenaje interno.

Descripción Geomorfológica de las Geoformas internas del bajo

El desarrollo del tema se adecuará a un propuesto ordenamiento temporal de la génesis de las mismas:

a)-*Cordones lacunares y depresiones intercordones*: están genéticamente relacionados con la existencia de un efímero cuerpo lacustre, que albergó el Bajo del Diablo a comienzos de su formación. Durante la fase inicial de su desarrollo, el bajo estaba representado por una depresión tipo *Pfannen* (Albert Penck, 1913; en Frengüelli 1957). Si bien se carece de datos fidedignos, estas geoformas lacunares constituyen valederos testimonios de la presencia de un efímero lago.

Este episodio es relacionado con un cambio de las condiciones climáticas (mejoramiento durante un interpluvial? del Wisconsin) y la estabilización del nivel de las aguas por un período suficiente para su desarrollo.

Los cordones constituyen en planta una sucesión de amplias crestas, dispuestas en forma de suaves arcos, que aparecen concentradas en el extremo NNE del Bajo del Diablo. Están separadas entre sí, por depresiones llanas, paralelas a las crestas (Fig. 2). El sistema de cordones y depresiones se localiza en un área limitada por dos escarpas o abruptos resaltos. Las dispares características morfológicas de éstas, sugieren condiciones de desarrollo y origen no menos dispares.

Por su ubicación topográfica, las escarpas son diferenciadas como superior e inferior. La superior constituye una elevada (20 m

promedio) e irregular escarpa de erosión -con abruptas y empinadas entradas y salientes- que remata en su extremo NNE con una corta y abrupta cornisa de unos 4-6 m, integrada por acumulaciones psefíticas cementadas de la planicie alta (**Pa**) del nivel superior (González Díaz y Di Tommaso 2011). Se entiende que el proceso de remoción en masa (caídas, deslizamientos y flujos menores), ha sido determinante para el desarrollo de tales características.

Los autores aceptan su correspondencia inicial con un acantilado lacustre, generado por la dinámica erosiva del lago (oleaje, corrientes). Constituía el límite superior del lago, cuya morfología primaria fue enmascarada y modificada por posteriores coberturas y por erosión. Las limitadas dudas a esta sugerencia, deriva del presente ocultamiento de las relaciones entre el propuesto acantilado y la actual y activa escarpa de erosión superior.

Por el este, la continuidad de la escarpa superior se reconoce en los niveles de las terrazas **T1** y **T2** del nivel medio y por el oeste en los niveles superior (**Pa**) y medio (**Pm**). Hacia el sur, una estrecha divisoria separa el bajo del ámbito del valle del río Chubut (Fig. 2).

La configuración morfológica de la escarpa inferior -también considerada de erosión- contrasta notoriamente con la anterior. Marginando la parte más profunda de la depresión, alcanza menores alturas (15 m). De contornos muy regulares, remeda un suave arco prácticamente paralelo a la disposición de los cordones lagunares. Separa éste último paisaje, de la dominante morfología fluvial del ambiente más interno del bajo.

En el área del propuesto lago efímero se pueden diferenciar dos ambientes deposicionales, de acuerdo a sus características sedimentológicas; el correspondiente a los cordones lagunares compuesto por acumulaciones de gruesos clastos y otro, el de las depresiones intercordones integrado por sedimentos arcillo-arenosos. Estos elementos morfológicos marcan efímeros momentos de estabilidad del nivel del lago, dentro de un cuadro de general y progresiva reducción del nivel de las aguas.

En el campo, los rasgos morfológicos de los cordones lacunares no son distintivos en

el paisaje. Se tornan sobresalientes durante el examen de las fotos aéreas. El margen superior de su distribución suele hacerse indefinido, debido a su ocultamiento a la observación directa por depósitos eólicos montones de arena ó (*sand drifts*) o materiales de pendiente (gravitacionales).

En cuanto a su disposición en planta, coinciden aproximadamente con la traza del borde NNE del bajo (Fig. 2), por debajo del cual una suave pendiente clásica -un estrecho y local piedemonte- se extiende hacia niveles más inferiores cubriendo o enmascarando tramos de los cordones.

Éstos últimos están compuestos por gruesos clastos de variada litología, principalmente volcanitas ácidas y mesosilíceas (Formación Marifil) y en menor proporción plutonitas y basaltos. Las porciones marginales de los niveles superior y medio, constituyeron la exclusiva fuente de proveniencia.

El proceso de aporte de estos materiales, se vio favorecido por una progresiva ampliación de la depresión -y por consiguiente del cuerpo lacunar - principalmente por la acción erosiva del oleaje generado por fuertes vientos provenientes del SSO.

Su granometría normalmente es de menor tamaño que los autóctonos "Rodados Patagónicos" (Bentramone y Meister, 1993) o la del antiguo abanico aluvial del protorío Chubut (González Díaz y Di Tommaso 2011). Sus clastos psefíticos exponen el típico achatamiento abrasivo de los cordones litorales. Un material arenoso -que suele disponerse intersticialmente- incrementa su participación a niveles inferiores. Probablemente esta diferencia resulte del lavado superficial de los cordones por ocasionales precipitaciones.

Normalmente, no componen entes individuales, sino que integran conjuntos de 3, 4 y 5 cordones dispuestos paralelamente. En ocasiones aparecen tan muy degradados, que sólo se observan como cortas geoformas aisladas.

Los cordones tienen escasa altura, la que no supera los 0,60-0,80 m, rara vez el metro. Individualmente, el ancho de los conjuntos es variable, oscilan entre los 30 m y 60 m. Su máxima continuidad (9-10 km de longitud), sólo fue reconocida en las adyacencias del resalto de la escarpa inferior.

Es común su reconocimiento bajo la forma

de segmentos aislados, cuyas longitudes oscilan entre 300-600 m. Existe una mayor concentración de esta segmentación en el sector superior de cordones, en las proximidades de la escarpa superior. El análisis fotogeológico ha permitido estimar en más de una veintena, el número de cordones bien reconocidos.

El análisis topográfico permitió establecer que los cordones más superiores se hallan en cota de los 130 m y aquel más inferior en 113 m. Mediante estos valores altimétricos, se estima que el lago alcanzó una profundidad mínima de 18 m.

Cada cordón señala distintas posiciones del nivel del lago. La gradual pérdida de situación altimétrica, evidencia una gradual reducción del cuerpo lagunar. Este proceso es atribuido al tránsito -en tiempos no determinados- hacia condiciones climáticas progresivamente más secas y frías, que culminan con una reiteración y continuidad de las condiciones del período glaciario (Wisconsin), las que contrastan con aquel interpluvial previo más húmedo, que generó el extinguido "lago del Bajo del Diablo". Depresiones bajas y alargadas o intercordones (*swales*), separan los conjuntos de cordones. Dispuestas paralelamente, muestran individualmente mayor continuidad y definición. Alcanzan los 300 a 500 m de ancho. Su piso está compuesto por arcillitas (con tenores bentoníticos) y arenas finas.

También suelen mostrar interrupciones debido a una cubierta eólica. Una rala vegetación, principalmente de "mata-laguna" y "uña de gato", se distribuye en ellas. En algunas de las depresiones se reconocen evidencias de la dinámica de cursos efímeros, que a veces llegan a establecer la conexión entre pequeños bajos presentes en ellas.

La asociación de cordones y depresiones finaliza en las adyacencias del borde de la escarpa inferior, cuyos suaves rasgos morfológicos contrastan con las marcadas irregularidades y de las escarpas abruptas que marginan el bajo. Además tiene menor altura. La disposición en planta, suavemente semicircular y cóncava hacia el sur de ésta escarpa, su paralelismo concuerda aproximadamente con lo expuesto por el sistema de cordones lagunares.

La escarpa inferior está representada por un resalto menor y más regular (8 a 10 m).

Establece un definido límite entre estas geoformas lagunares, con el ámbito morfológico continental del bajo, representado por niveles de erosión y sedimentación ubicados en posiciones más bajas.

A continuación son propuestas dos alternativas respecto del origen de la escarpa inferior. Una la interpreta como una expresión del proceso del retroceso paralelo de las pendientes, vinculándola genéticamente al desarrollo del actualmente disectado nivel superior de los adyacentes pedimentos convergentes del Bajo del Diablo.

La otra, toma muy en cuenta la configuración en planta que tiene la traza de esta escarpa y su marcada coincidencia (paralelismo) con la del conjunto de cordones lagunares. Además su regularidad y ausencia de grandes modificaciones (degradación), contrasta con las irregularidades comúnmente observables en el frente de una escarpa de erosión relacionada con el citado retroceso paralelo de las pendientes.

Tan particulares características conducen a sugerir que la escarpa inferior, es la expresión morfológica de un acantilado lagunar generado con posterioridad a un súbito descenso del nivel del lago con la consiguiente reducción de su extensión. Si bien ambas alternativas tienen un carácter especulativo, hipotético, los autores toman como más probable la segunda. Además se supone que en su desarrollo han conducido a la eliminación del tramo más inferior y moderno de la previa extensión del sistema los cordones litorales.

b) *Paisaje exhumado (ó de los montes testigos)*: es otro de los paisajes sorprendentes del Bajo del Diablo. Lo componen exposiciones aisladas del basamento del Bajo el Diablo correspondientes a la Formación Marifil (Jurásico inferior a medio). Es el resultado de su exhumación por denudación de su cubierta posterior (formaciones Río Chico y Sarmiento).

Aparece concentrado en el sector medio y anterior y de mayor profundidad, que también contiene a la playa y laguna del Bajo del Diablo. Aparentemente coincidiría con la extensión que abarcará el previo bajo tipo *Pfannen*, con anterioridad a su posterior ampliación hacia el SO, principalmente a favor del proceso fluvial.

Sus exposiciones constituyen verdaderos "islotos" en el interior de la depresión. Se reconocen tres islas mayores, entre las que se destaca aquella del Cerro Negro. Otras menores aparecen dispuestas marginalmente a las anteriores, al pie de los faldeos de las pendientes internas o marginalmente a la playa. Resaltan en el fondo de la depresión con diferencias en su relieve relativo del orden de los 100 m. La excepción la constituye el Cerro Negro con un desnivel de 154 m. Aquellos menores y marginales, no superan los 50 m.

Se hallan densamente disectados por cortos cursos efímeros. Los valles mayores -con estrechas planicies aluviales- normalmente se disponen controlados por dos sistemas de fracturas principales: N70°O y N10°E. Existe otro secundario N30°O. Breves abanicos aluviales y taludes marginan sus laterales. Sus bajas divisorias se caracterizan por presentar formas romas (abrasión eólica?). Los perfiles AA' y BB' figura 3, exponen sintéticamente las relaciones geomórficas, temporales (relativas) y altimétricas de las unidades geomórficas internas y las adyacentes externas al Bajo del Diablo.

c) *Niveles de pedimentación*: componen una discontinua, por disección, aureola marginal superior al Bajo del Diablo. La excepción la constituye el sector de los cordones lagunares. Una buena exposición se observa en el área de la Ea. Arbeleche, en el ángulo NO de la depresión. Se hallan esencialmente labrados sobre la Formación Río Chico, cuyas sedimentitas suelen aflorar a lo largo de las bajas márgenes de los cursos que los disectan.

Se distinguieron dos niveles de pedimentación: el superior, más antiguo, fuertemente degradado y de menor extensión, de otro inferior, también erosionado pero con mejor grado de conservación.

Inactivos actualmente, muestran una cobertura clástica compuesta por rodados, gravas y arenas, un rasgo que ha facilitado su definición como pedimentos cubiertos (*concealed pediments*).

Por su distribución y situación en una depresión endorreica, con un nivel de base representado por una playa, han sido interpretados como del tipo convergentes (González Díaz y Malagnino 1984).

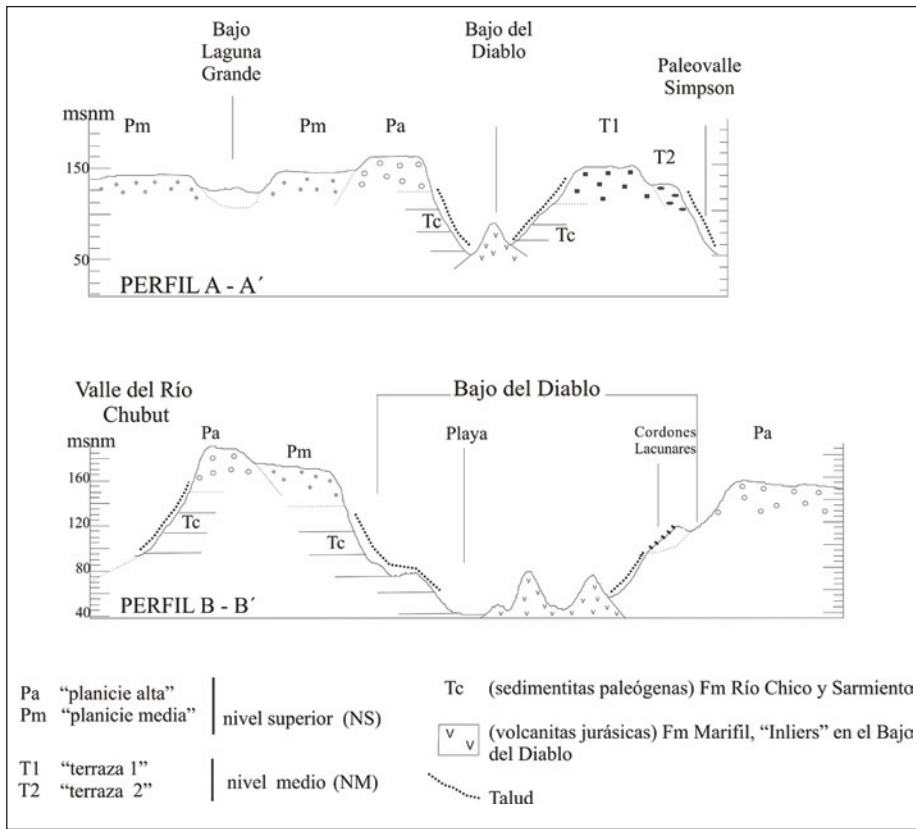


Figura 3: perfiles AA' y BB'.

d) *La playa del Bajo del Diablo*: se halla en la porción más profunda del bajo. De acuerdo a referencias de los pobladores, la laguna que aloja nunca se ha secado, aunque su extensión se ha visto reducida en relación con períodos de seca.

El límite entre la playa y las acumulaciones distales de los pequeños abanicos aluviales que la bordean, se localiza en la cota de 41 m. El límite de la laguna es impreciso, debido a las recurrentes oscilaciones de su nivel, provocadas por los aportes de las ocasionales precipitaciones o su reducción por pérdidas por evaporación.

La playa constituye el nivel de base local para el área del drenaje centrípeto que concurre al Bajo del Diablo. Durante su reconocimiento se observaron dos tramos o facies sedimentarias superficiales marginales, con escasos rodados y un predominio de arcillas y arenas finas: uno externo (en posición inferior a los abanicos aluviales) y otro interno, distribuido entre este último y las aguas de la laguna. Sus "pisos" son regulares, prácticamente planos.

El primero es seco y tan resistente, que puede ser transitado por un vehículo en época de seca, aunque imprime las huellas de su tránsito. Muestra un buen porcentaje de arenas. Algunas de sus acumulaciones superficiales hacen recordar por su estructura y configuración a los torrentes de barro (*mud-flows*).

En cambio el interno y adyacente a la laguna -generalmente húmedo- es esponjoso "barro salino". Según los lugareños, las particularidades físicas de su piso pegajoso, hacen prácticamente intransitable el área marginal y más cercana a la playa, hasta su secado. Una rala vegetación -en la que el "jume" predomina- se distribuye aleatoriamente.

La distribución y extensión de los dos tramos sabe mostrar importantes variaciones estacionales o por la mayor o menor prolongación de períodos húmedos o secos. En el microrelieve del interno se destacan delgadas costras salinas (duricostras) discontinuas, originadas por la precipitación de las sales solubles extraídas del marco geológico

circundante y movilizadas por aguas de precipitaciones hacia la playa central.

En ocasiones las sales se presentan bajo la forma de ampollas huecas -resultantes de una milimétrica elevación que las separa del sustrato arcillo-arenoso- ante su expansión por cristalización (*push-up*), para superar la falta de espacio. Crujen y estallan al transitar sobre ellas.

Externamente se observaron escasas evidencias de suelos estructurales (polígonos de contracción), pero hacia el interior de la playa -donde la vegetación dominante es la "uña de gato"- se hallan buen número de pequeños polígonos de contracción, marginados por cortas depresiones de 2-4 cm de ancho y 6-7 cm de profundidad.

Motts, en Cooke y Warren (1973), ha sugerido una simple clasificación hidrológica de las playas basada en las cantidades de agua superficial y subterránea que reciben. La misma tiene un carácter cualitativo, destinado solamente a establecer comparaciones en sus aspectos más comunes y simples.

En la playa del Bajo del Diablo, el aporte de agua superficial excede ampliamente a la del agua subterránea: correspondería al Tipo 1 y subtipo 1B.

e) *Abanicos y planicies aluviales*: son las geoformas menores y más modernas del ámbito interno de la depresión y sus rasgos responden a sus características típicas y generales.

ESQUEMA EVOLUTIVO DE LA DEPRESIÓN DEL BAJO DEL DIABLO

La ausencia de un adecuado acotamiento estratigráfico-temporal del Cuaternario del sector de estudio, determina algunas limitaciones para la concreta interpretación del tema del epígrafe.

Pese a ello, un previo y exhaustivo análisis geomórfico de la región (González Díaz y Di Tommaso 2011) -sumado al aportado por esta presentación- han provisto determinados elementos de juicio como para esbozar una secuencia de los principales eventos geológicos y climáticos, que los autores consideran primordiales para el mejor entendimiento del sugerido desarrollo de la depresión. Con reservas, se establece como punto de partida un indeterminado tiem-

po del interglacial Sangamonian (120.000 - 60.000 años), posterior al período glacial Riss.

Bajo condiciones más húmedas y lluviosas, acontece el desarrollo local de un extenso y antiguo abanico aluvial de un protorío Chubut. En este ambiente, su actividad dinámica ha generado diversas geoformas de agradación y de erosión fluvial (González Díaz y Di Tommaso 2011).

Entre ellas -previas y territorialmente vinculadas a la ubicación del Bajo del Diablo- se destacan dos de las tres planicies aterrazadas psefitas que han sido reconocidas como integrantes de un nivel superior (denominadas planicie alta ó **Pa** y planicie media ó **Pm**) y además dos niveles de terrazas (**T1** y **T2**) de un nivel medio (González Díaz y Di Tommaso 2011). Este último nivel se halla genéticamente relacionado con la dinámica de un propuesto y posterior prerío Chubut.

La degradación fluvial en un área local de **T1** por el prerío Chubut, con la consiguiente denudación de la cubierta psefítica de los niveles superior y medio, provocó la exposición superficial de un limitado sector del sustrato regional, compuesto por las friables sedimentitas terciarias de las formaciones Río Chico y Sarmiento (Fig. 4A), las que conformaban a nivel de **T1**, un “núcleo” marginado por un halo de resistentes psefitas (erosión diferencial).

A éste hecho se le sumó un drástico desmejoramiento climático, el que es relacionado con el establecimiento a fines del Cuaternario de un nuevo período glaciario Última Glaciación (Wisconsin). Ambas circunstancias, determinaron las condiciones básicas requeribles para la generación de una depresión por deflación eólica. Se considera que ésta última asociada a meteorización, fueron los procesos dominantes.

Intensos y predominantes vientos provenientes de un centro anticiclónico establecido a similares latitudes en la englazada y occidental zona cordillerana, erosionaron selectivamente a las débiles sedimentitas terciarias (Fig. 4B). La deflación y la contemporánea exportación de los detritos sueltos meteorizados, llevó a una progresiva y concentrada exhondación del “núcleo” terciario, que culminó —en tiempos no precisados— con el desarrollo de una ovoidal

depresión local, con su eje mayor orientado al NNE, acorde con la dirección dominante de los vientos predominantes, constituyendo un excelente ejemplo de inversión del relieve.

Inicialmente la depresión se caracterizó por su escasa profundidad y por sus suaves pendientes internas. Los autores la definen en este estadio de su evolución, como morfológicamente afin a un *Pfannen* (A. Penck 1913, en Frengüelli, 1957). Este último autor ha hallado en el término “bandeja”, una adecuada representación morfológica de la forma de la depresión (Fig. 4C).

Con posterioridad, la naturaleza extremadamente fría y seca del clima local soporta un mejoramiento precario, durante un indefinido transcurso del tardío englazamiento pleistoceno. Estos breves lapsos en los que las precipitaciones fueron mayores y la evapotranspiración menor, han sido diferenciados como intervalos pluviales (*pluvial intervals*).

Durante el mismo, la depresión (*Pfannen*) alojó un reducido cuerpo de agua de carácter efímero (Fig. 4D), definido como un lago pluvial (*pluvial lake*). Este expone su máxima extensión según un rumbo general al NNE, particularmente debida al accionar erosivo de su oleaje concordante con la dirección dominante de los fuertes vientos (Fig. 4E).

Coincidiendo con el mayor nivel de sus aguas, hay un coetáneo desarrollo de un acantilado marginal en el extremo NNE del ámbito de **Pa** (nivel superior), cuyos rasgos primarios aparecen fuertemente modificados por su erosión posterior (caídas de rocas, reptaje, flujos).

Un gradual retorno a las condiciones previas del englazamiento (cambios en temperatura, precipitaciones), conducen a un intermitente y progresivo descenso del nivel del efímero lago.

El proceso aparece morfológicamente expresado por una sucesión de agrupaciones de cordones lagunares (3 á 5 asociados y esencialmente compuestos por gravas), con intercalaciones de suaves depresiones (*swales*). Los conjuntos aparecen dispuestos en posiciones cada vez más inferiores, coincidiendo con la progresiva reducción del cuerpo lacustre (Fig. 4F).

Estas geoformas rematan en un resalto

morfológico muy modificado respecto de su original pendiente, particularmente por remoción en masa. Los autores proponen su consideración como una escarpa de erosión, también referida a la acción del oleaje del efímero lago, pero en una situación inferior y de menor desarrollo.

Para tal consideración genética se ha tomado muy en cuenta la llamativa coincidencia observada entre la disposición en planta de los cordones lacunares y la expuesta por la propuesta escarpa de erosión.

Se interpreta que la escarpa originalmente representaba un nuevo límite NNE del efímero lago a un nivel más inferior, un hecho que concordaría con una drástica reducción de su superficie ó volumen. Sus causales pueden hallarse en evaporación y reducción de precipitaciones.

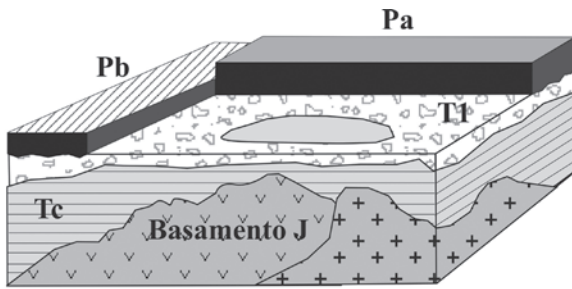
Con posterioridad a la desaparición del lago y bajo las nuevamente instaladas condiciones frías y ventosas, nuevamente la deflación exhonda y extiende progresivamente la depresión alcanzando a exponer el sustrato local más antiguo, representado por las volcanitas jurásicas de la Formación Marifil (Fig. 4G).

A fines del Pleistoceno o comienzos del Holoceno, las condiciones climáticas mejoran y la evolución de la depresión se desarrolla bajo el proceso fluvial (con menor predominio de la deflación) el que mostró modificaciones en sus valores a lo largo de ese lapso, para culminar con las actuales condiciones semidesérticas que caracterizan la región extraandina patagónica.

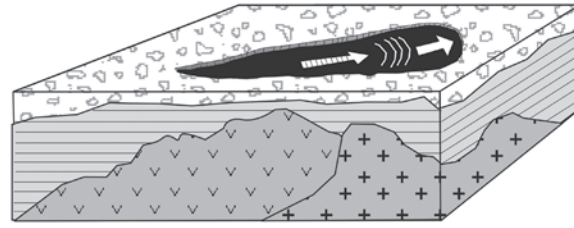
En ese transcurso, la depresión se extendió a favor de la erosión fluvial preferentemente hacia el suroeste (Fig. 4H), teniendo como nivel de base la playa y laguna del Bajo del Diablo, situada en su sector nornoreste de mayor profundidad. Adquiere así la superficie y presente configuración similar a una lágrima elongada NNE-SSO. Las cabeceras de los tributarios del innominado troncal que afluye a la laguna del Diablo, se hallan separados por una delgada divisorio del adyacente y más profundo valle del río Chubut.

CONCLUSIONES

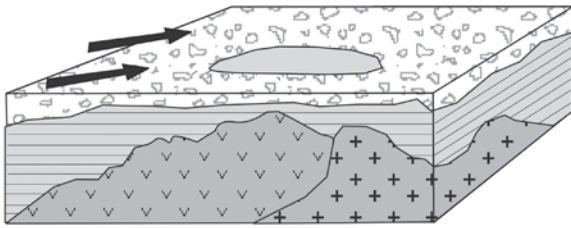
El Bajo del Diablo se halla en el extremo NE de la Provincia del Chubut. Si bien



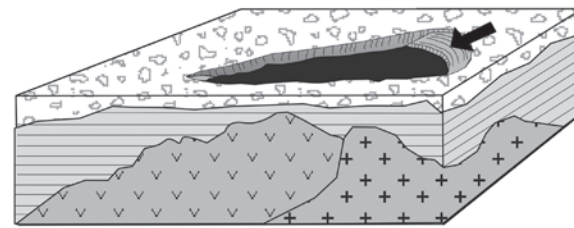
A) Interglacial Sangamon: generación y degradación del nivel superior (planicies **Pa** y **Pb**) y del nivel medio (**T1**) con exposición del débil sustrato terciario (núcleo) en el ambiente psefítico de **T1**.



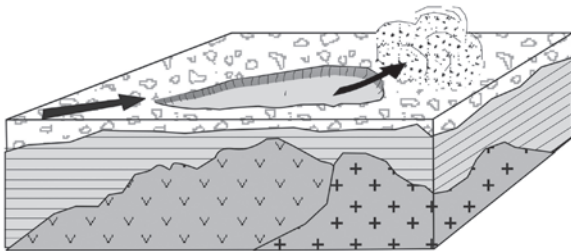
E) Expansión del efimero lago hacia el este paralelamente a la dirección de su oleaje. Acción degradante de las olas.



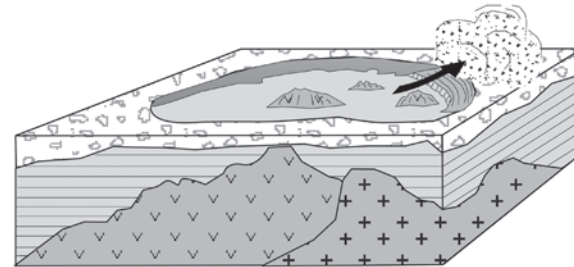
B) Ultima Glaciación: se establecen condiciones frías, secas, con fuertes vientos, provenientes de un anticiclón instalado en el manto glacial cordillerano a similares latitudes.



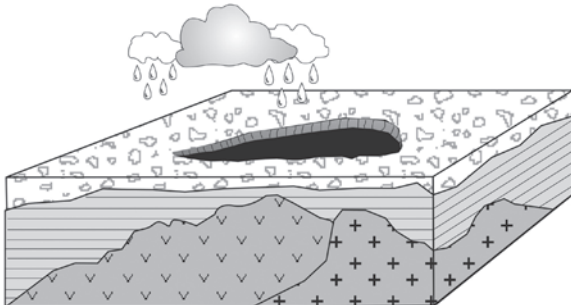
F) Post-intervalo fluvial: retorno a las previas condiciones frías, secas y ventosas de la ultima glaciación. La progresiva reducción del efimero lago se expresa por cordones litorales mas inferiores.



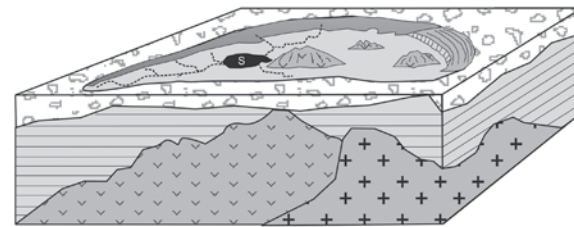
C) Formación de la depresión: ex hondación (inversión del relieve) por deflación eólica asociada a meteorización física previa en el área de **T1**.



G) Post-intervalo pluvial: nueva reiteración del proceso de la deflación: la coetánea ampliación de la depresión coincide con la exhumación del paleorrelieve del regional "basamento volcánico jurásico".



D) Mejoramiento climático durante un intervalo pluvial de la última glaciación. Desarrollo de un cuerpo de agua efimero en el área de la depresión.



H) Post-Última Glaciación: extensión de la depresión. Predominio del proceso fluvial con el secundario aporte de la remoción en masa y la deflación.

Figura 4: esquema evolutivo de la depresión del Bajo del Diablo.

es una de las tantas depresiones que caracterizan la Patagonia Extraandina, su desarrollo y los cambios climáticos locales soportados durante el Cuaternario, han hecho de ésta depresión, un caso particular de análisis. Su génesis y evolución muestra diversas fases: 1) en tiempos más húmedos que son provisoriamente adjudicados al interglacial Sangamon (120.000 años), un protorio Chubut generó un antiguo abanico aluvial de dominantes acumulaciones psefiticas. 2) su degradación expuso un reducido “núcleo” del sustrato local integrado por débiles sedimentitas de las formaciones Río Chico y Sarmiento (arcillitas, tobas arcillosas, tufitas, tobas, areniscas tobáceas), rodeado por las más resistentes psefitas 3) una drástica modificación climática local relacionada con la Última Glaciación (Wisconsin) y la presencia de un centro anticiclónico en la lejana Cordillera, determinaron condiciones ventosas, secas y de bajas temperaturas en el área, las que favorecieron el fenómeno de la deflación. 4) este proceso rápidamente degradó diferencialmente al núcleo terciario, provocando su progresiva exondación y la formación de una depresión morfológicamente afín a una *Pfannen* (A. Penck 1913) o una bandeja (Frengüelli, 1957). 5) el establecimiento de un temporalmente indefinido y húmedo intervalo pluvial, llevó a la formación de un lago que ocupó la depresión. Su existencia está probada por la sucesión de cordones litorales y *swales* reconocida y dispuesta en posiciones progresivamente más inferiores. 6) Esto último -que pone en evidencia la progresiva reducción del cuerpo lacunar y el carácter efímero- es relacionado con un retorno a las rigurosas y previas condiciones del englazamiento 7) el fenómeno de la deflación nuevamente promueve un coetáneo proceso de profundización. Durante el mismo, se produce la exhumación del basamento volcánico jurásico de la región (Formación Marifil) y la exposición superficial en el interior del bajo, de su suave y bajo relieve. 8) Culmina la evolución con una notoria mejoría climática (Holoceno?) y la expansión de la depresión principalmente a favor de la erosión fluvial, secundariamente asistida por la remoción en masa.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su reconocimiento al SEGEMAR por haber facilitado fotografías e imágenes satelitales, para el logro del objetivo de este estudio. Asimismo agradecen al Lic. Fernando Miranda, por su desinteresado aporte confeccionando los esquemas de la figura 4.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beltramone, C. y Meister, C., 1993. Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos, tramo Comodoro-Trelew. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2: 147-152.
- Cooke, R.U. y Warren, A., 1973. Geomorphology in Deserts. University of California Press, 174 p. Los Angeles.
- Cortés, J.M. 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3: 217-235.
- Cortés, J.M., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42h Puerto Lobos, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín N° 97, 68 p. Buenos Aires.
- Croce, R., 1956. Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncura (Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3: 158-201. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomos 1, 2 y 3. Buenos Aires.
- Frengüelli, E., 1943. Vestigios de una fosa lacustre reciente de Salina Chica en Península Valdéz. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 7: 65-71. Buenos Aires.
- Frengüelli, E., 1957. Geografía de la República Argentina. Neozoico, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), Tercera Parte, Tomo 2, N° 3, 218 páginas. Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J.C., 1965. Los Rodados Patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3: 272-325.
- Fidalgo, F. 1973. Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz, Actas 5° Congreso Geológico Argentino. Tomo 5: 123-137.

- González Díaz, E.F., 2001-2002. Carta Geomorfológica de la Provincia del Chubut, (realizada en un 75%) escala 1:250.000. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada (SEGEMAR). Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Malagnino, E.C., 1984. Geomorfológica de la Provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino (S.C. de Bariloche), 159 p. y Carta Geomórfica a escala 1:1.000.000. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Di Tommaso, I., 2011. Evolución geomorfológica y cronología relativa de los niveles aterrizados del área adyacente a la desembocadura del río Chubut al Atlántico (Provincia del Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina 4:507-525.
- Haller, M. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 43h “Puerto Madryn”, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 184, 41 p., Buenos Aires.
- Haller, M., Meister, C.M., Monti, A.J. y Weiler, N. 2005. Hoja Geológica 4366-II, “Puerto Madryn”, Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Boletín N° 289, 39 p., Buenos Aires.
- Howard, A.D. 1959. Numerical systems of terrace nomenclature. A critique. Journal of Geology, 67: 239-243.
- Lapido, O.M. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 44g “Cañadón Iglesias”, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 185, 49 p., Buenos Aires.
- Malvicini, L. y E. Llambías, 1974. Geología y génesis del yacimiento Arroyo Verde, Provincia del Chubut, República Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 2: 185-202. Buenos Aires.
- Martínez, H., 2007. Carta de la Hoja Geológica 4366-IV (Rawson), Provincia del Chubut. Inédito, sin texto aprobado. SEGEMAR. Buenos Aires.
- Methol, E.J., 1967. Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncura, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los “pequeños bajos sin salida”. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4: 295-311.
- Mouzo, F. Garza, M.L., Izquierdo, J.F. y Zibecchi, R.O. 1978. Rasgos de la geología submarina del Golfo Nuevo (Chubut). Acta Oceanographica Argentina, 2: 69-90.

- Panza, J.L., J.C. Cobos y Cabrera, O.R., 2008. Gran Bajo de San Julián. La depresión más profunda de América. Sitios de interés geológico de la República Argentina. SEGEMAR, Anales N° 46: 803-813. Buenos Aires.
- Penck, A. 1913. Die Formen der Land overfläche und Verschiebunsen der Klimagürtel. Sitzungsber der Konigliche Preussische Akademie Der Wissenchaft: 76-97. Berlín.
- Sacmani, L.E., Panza, L., G., Parisi y Pezzuchi, H., 2007. Hoja Geológica 4366-III (Las Plumas), Provincia del Chubut, Boletín N° 291, 80 p. SEGEMAR. Buenos Aires.
- Schiller, W., 1923, Sobre derrumbamientos de capas en la Patagonia causados por sublavado. Contribución al estudio de las cuencas sin salida. Revista del Museo de La Plata, 27: 161-171. La Plata.
- Sgrosso, P. 1933. Notas sobre las salinas de Gran Bajo del Gualicho en el Territorio Nacional de Río Negro. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Carpeta N°32, inédito.
- Volkeimer, W., 1972. Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia Extraandina Septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4: 410-412.
- Wichmann, R., 1922. Observaciones en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Serie B (Geología), Boletín N° 30, 34 páginas. Buenos Aires.
- Wichmann, R., 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y de Chubut, efectuados durante los meses de enero hasta junio del año 1923. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación N° 33, 33 p. Buenos Aires.
- Windhausen, A., 1921. Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte Noroeste del Territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua de Puerto Madryn. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Serie B (Geología), Boletín N° 24, 72 p. Buenos Aires.
- Zambrano, J.J., 1973. Influencia de la deflación en la formación de los bajos sin salida de la Patagonia Extraandina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1: 94-95.

Recibido: 17 de julio. 2012

Aceptado: 16 de junio, 2013