



SITIOS INTERÉS GEOLOGICO

de la República Argentina

MESETAS Y BAJOS DE LA
PATAGONIA CENTRAL
EXTRAANDINA

La inversión del relieve

Alejandro Simeoni¹

Sitios de Interés Geológico de la República Argentina

EDITOR

Comisión Sitios de Interés Geológico de la República Argentina (CSIGA):
Gabriela Anselmi, Alberto Ardolino, Alicia Echevarría, Mariela Etcheverría, Mario Franchi,
Silvia Lagorio, Hebe Lema, Fernando Miranda y Claudia Negro

COORDINACIÓN

Alberto Ardolino y Hebe Lema

DISEÑO EDITORIAL

Daniel Rastelli

Referencia bibliográfica

Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. CSIGA (Ed.) Instituto
de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino,
Anales 46, II, 461 págs., Buenos Aires. 2008.

ISSN 0328-2325

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción
Publicado con la colaboración de la Fundación Empremin



INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES

Av. General Paz 5445 (Colectora provincia)
Edificio 14 - 1650 - San Martín - Buenos Aires
República Argentina



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia)
Edificio 25 - 1650 - San Martín - Buenos Aires
República Argentina

www.segemar.gov.ar | comunicacion@segemar.gov.ar | csiga@segemar.gov.ar

BUENOS AIRES - 2008

MESETAS Y BAJOS DE LA PATAGONIA CENTRAL EXTRAANDINA

La inversión del relieve

Alejandro Simeoni¹

■ RESUMEN

El característico paisaje de mesetas de la Patagonia central extraandina es en gran medida el resultado de procesos geológicos de inversión de relieve, de enorme importancia durante los últimos cuatro o cinco millones de años. Esencialmente, estos procesos explican por qué las actuales mesetas patagónicas - cuyas altitudes llegan a más de mil metros - constituían en el pasado los valles o zonas bajas de una región montañosa por donde discurrían caudalosos ríos. Por el contrario, muchas de las actuales áreas bajas, como por ejemplo las cuencas de los lagos Musters y Colhué Huapi, eran las máximas alturas de aquel paisaje antiguo.

Un fenómeno asociado con estos cambios es lo que se denomina captura del valle de un río, por otro que fluye a un nivel topográfico menor. El río Senguer, antiguamente uno de aquellos caudalosos ríos, fue capturado por otro en el paraje denominado Codo del Senguer. Cumplido ese proceso, el río Senguer comenzó a fluir por el nuevo cauce, dejando un valle abandonado, conocido hoy como Valle Hermoso.

■ ABSTRACT

The plateau landscape typical of extra-Andean central Patagonia is mainly the result of geological processes of inversion relief, which was very important during the last four or five million years. Essentially, this process explains the reason why the current Patagonian plateaus - whose altitudes are over a thousand meters - were once part of the valleys or low areas within a mountainous region, crossed by numerous rivers. By contrast, many of the current low-lying areas, for instance the basins of the Musters and Colhué Huapie lakes, represented the maximum heights of that old landscape.

A phenomenon associated with these changes is that of the so-called 'capture' of one river valley by another at a lower topographic level. The Río Senguer, which was well-known as one of the greatest rivers of its time, was captured by another river at a place called Codo del Senguer. Following this process, the Río Senguer started to flow through the new river bed, leaving an abandoned valley, currently known as Valle Hermoso.

INTRODUCCIÓN

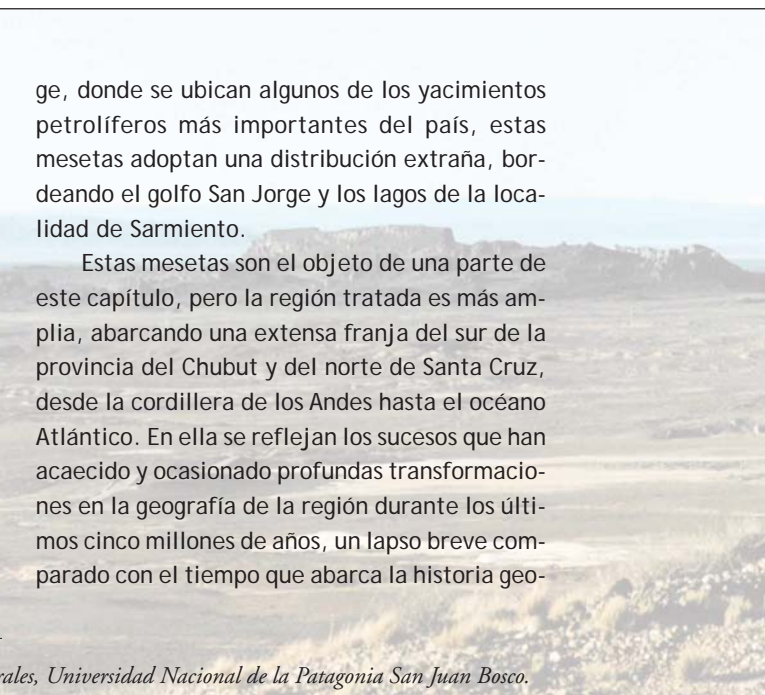
La región de la Patagonia extraandina, desde el río Colorado hasta Tierra del Fuego, presenta un relieve tan particular que ha llamado la atención de muchos estudiosos, desde el conocido Charles Darwin (1846) en adelante. Es que gran parte de esta enorme extensión presenta un paisaje de mesetas interminables coronadas por gravas arenosas y, en menor medida, por basaltos. Se podría asegurar que es, en su tipo, la más magnífica expresión del planeta (Figura 1a).

En el caso del sur de la provincia del Chubut y norte de la provincia de Santa Cruz, región denominada Cuenca cretácica del golfo San Jor-

ge, donde se ubican algunos de los yacimientos petrolíferos más importantes del país, estas mesetas adoptan una distribución extraña, bordeando el golfo San Jorge y los lagos de la localidad de Sarmiento.

Estas mesetas son el objeto de una parte de este capítulo, pero la región tratada es más amplia, abarcando una extensa franja del sur de la provincia del Chubut y del norte de Santa Cruz, desde la cordillera de los Andes hasta el océano Atlántico. En ella se reflejan los sucesos que han acaecido y ocasionado profundas transformaciones en la geografía de la región durante los últimos cinco millones de años, un lapso breve comparado con el tiempo que abarca la historia geo-

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco.



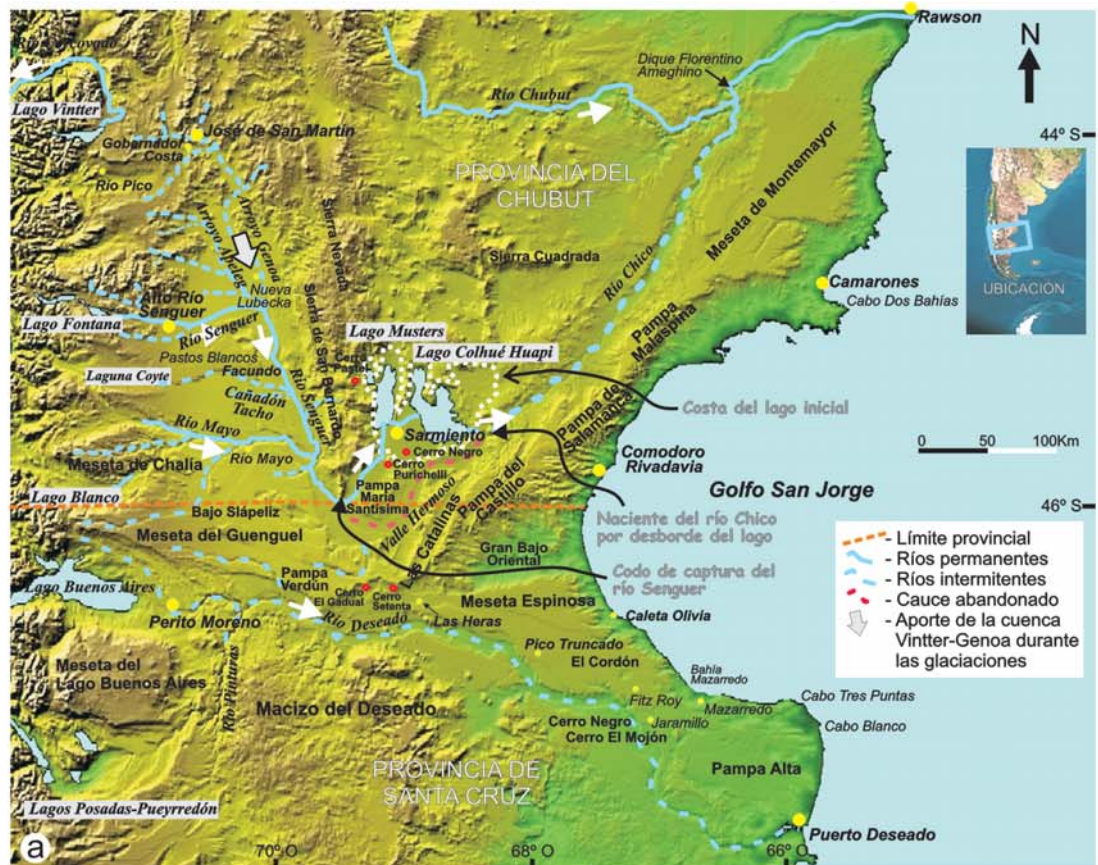


Figura 1. a) Ubicación, topografía e hidrología general de la Patagonia central extraandina. Modelo de elevación digital (Shuttle Radar Topographic Mission) representativo de la topografía.
 b) Sistemas de niveles agradacionales aterrizados y estructuras plegadas. También, se indica la ubicación de los perfiles topográficos de la figura 2.

lógica total de la región y del planeta. Lo que queda en claro es que el paisaje que actualmente vemos allí -ríos, lagos, montañas y costa marina- fue labrado desde hace unos pocos millones de años. ¡Por cuántas transformaciones ha pasado el planeta desde su nacimiento!

¿Qué fenómenos lograron modelar un relieve como éste? ¿Cuál fue el origen de estos extensos depósitos de gravas que pueden seguirse sin interrupción a lo largo de 500 ó 600 kilómetros? Luego de numerosas hipótesis, la explicación más aceptada es que estos depósitos fueron originados por corrientes fluviales producidas durante la fusión de los glaciares cordilleranos, a las que denominamos fluvioglaciares, para emparentarlas con el fenómeno referido.

¿Pero por qué estas corrientes no desembocaron en el golfo o se desviaron hacia el bajo de Sarmiento? ¿Por qué mesetas de basalto toman la forma de un cauce fluvial con sinuosidades y meandros propios de un río? ¿Por qué existen numerosos bajos en medio de estas mesetas de gravas o coladas de basalto, que no han sido rellenadas por estos flujos? ¿Pudo ser el golfo San Jorge un gran bajo hidrooólico, es decir, ahondado por la acción del agua y el viento, antes de ser inundado por el mar?

Lo cierto es que formas planas de aspecto similar, como los pedimentos, al pie de las serranías, las terrazas marinas, en la zona costera y los múltiples niveles de terrazas fluvioglaciales, han configurado un paisaje con particularidades tales, que impiden una generalización o explicación única para una región tan vasta como la Patagonia.

Trataremos de develar los interrogantes que surgen al observar este paisaje con auxilio de la geomorfología, ciencia que describe e interpreta las formas del relieve. Para ello utilizamos, entre otros estudios, la teledetección (fotos aéreas estereoscópicas e imágenes satelitales) que nos permite una visión regional espacial, constituyendo una eficaz herramienta de apoyo para analizar la evolución del paisaje.

SÍNTESIS GEOLÓGICA REGIONAL

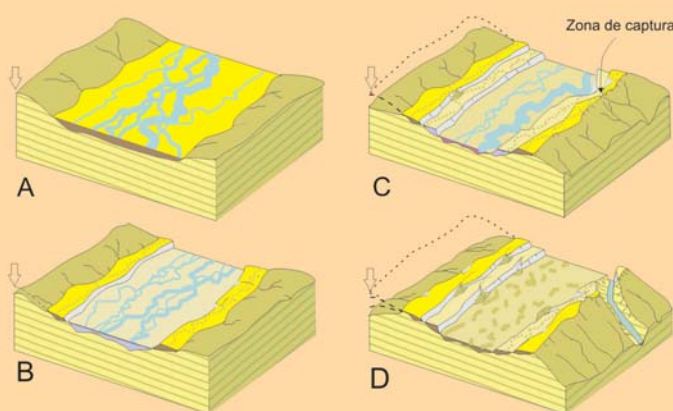
Las rocas más antiguas de la zona considerada están representadas por un pequeño afloramiento del Paleozoico superior, en proximidades de Nueva Lubecka, donde aflora el Grupo Tepuel, de edad carbonífero-pérmica, compuesto por rocas oscuras de grano muy fino (pelitas), portadoras de fósiles.

PEDIMENTOS Y TERRAZAS

Los pedimentos son superficies de erosión, producto de lavaje en mantos y con suave pendiente desde las serranías hacia las áreas más bajas. Están cubiertos generalmente por una delgada capa de rodados que les da estabilidad frente a los agentes erosivos.

Las terrazas fluviales y fluvioglaciales son topográficamente plataformas, planos o escalones en los valles de los ríos que representan comúnmente los sucesivos niveles del piso o planicie del valle. Las fluvioglaciales se diferencian de las fluviales en que los cauces se inician desde áreas glaciares, y los ríos que las generan son muy torrentosos y transportan gran cantidad de sedimentos de tamaño grueso y muy grueso.

Las terrazas marinas también son superficies planas que corresponden, en términos generales, a antiguas playas que quedaron 'colgadas' al descender el nivel del mar.



Desarrollo de terrazas fluviales. En el bloque A se observa un río que fluye por un amplio valle relleno con sedimentos aluviales. Posteriormente, este río comienza a «cortar» o a profundizar estos sedimentos, al mismo tiempo que comienza a moverse lateralmente y a suavizar o aplanar su nueva planicie de inundación (bloque B). Así aparece una terraza cuya superficie es el remanente de la planicie de inundación original y cuyos bordes sobre el margen del nuevo valle están formados por abruptas escarpas. Éstas son cavadas por el curso del río en su divagar por la planicie de inundación.

En el bloque C se ven más escalones o escarpas que delimitan el borde de distintas terrazas fluviales resultado de la erosión del río en sucesivos estadios de profundización. Los sedimentos que no quedaron cubiertos por los depósitos de gravas comienzan a erosionarse por acción del agua y el viento, comenzando la «inversión del relieve».

En el bloque D se observa que la erosión retrocedente de las cabeceras de los pequeños cursos produce el desvío o «captura» del curso principal. Entre los niveles de terraza, se observa la formación de conos aluviales

Al sur del río Deseado, en lo que se denomina Macizo del Deseado, una intensa actividad ígnea, desarrollada durante la fracturación del supercontinente Gondwana a mediados del Jurásico, generó extensas acumulaciones de origen volcánico formadas por ignimbritas de composición riolítica, espesos bancos de aglomerados volcánicos y tobas, lapillitas y tufitas. Estas

rocas son reunidas bajo el nombre de Grupo Bahía Laura. Su aspecto se aprecia en los magníficos cañadones de colores rosados del río Pinturas, donde se encuentran las famosas pinturas rupestres de la Cueva de las Manos.

Por encima de estas acumulaciones volcánicas se disponen las formaciones Matasiete, Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios, integrantes del conjunto rocoso más característico de la región por su colorido, el llamado Grupo Chubut, de edad cretácica superior. Se trata de depósitos de origen continental compuestos por areniscas, conglomerados y arcilitas, la mayoría de las veces mezclados con cenizas volcánicas generando las denominadas tufitas, aunque también hay bancos formados íntegramente por cenizas volcánicas, que una vez transformadas en roca reciben el nombre de tobas. Sus colores son principalmente rojizos, verdosos, blanquecinos, grises y morados. Estas rocas se encuentran en la sierra de San Bernardo, al noroeste del lago Colhué Huapi, y en la vertiente occidental de la pampa María Santísima. Al norte de la provincia de Santa Cruz afloran en el anticlinal Los Perales y al sur del río Deseado.

En estas formaciones se han encontrado numerosos fósiles de flora y fauna, especialmente dinosaurios, característica por la cual estos estratos eran conocidos antiguamente con el nombre de «Estratos con dinosaurios». Su espesor en la zona del codo del río Senguer sobrepasa los 1.000 metros. En subsuelo constituye los yacimientos de hidrocarburos de la Cuenca del Golfo San Jorge.

A comienzos del Paleógeno la región era recorrida por numerosos ríos que atravesaban algunas zonas boscosas, con grandes árboles. Poco a poco la región fue invadida por el mar. Las rocas que representan este ambiente cambiante constituyen la Formación Salamanca, que incluye areniscas fluviales verdosas, amarillentas y grises, que poseen numerosos troncos fósiles. Estas rocas están cubiertas por bancos de areniscas calcáreas de origen marino costanero, con abundantes fósiles marinos como moluscos (ostreas y equinodermos) y también grandes dientes de tiburón. Unos 30 kilómetros al sur de Sarmiento, en las proximidades del cerro Abigarra, en estratos de la Formación Salamanca se encuentra la reserva natural de la provincia del Chubut (Ley provincial número 2161) conocida como Bosque Petrificado Ormaechea, que se ilustra en la fotografía 1.

Durante el Paleoceno superior se retiró el llamado «mar salamanqueano» y se acumularon sedimentos continentales: arcillas tobáceas de colores abigarrados alternando con bancos de areniscas gruesas a finas, depositadas por ríos y lagunas. Presentan fósiles de troncos, tortugas y cocodrilos, y una importante fauna de mamíferos. El conjunto de rocas recibe el nombre de Formación Río Chico.

Durante el Eoceno, Oligoceno y parte del Mioceno la zona estuvo sometida a la casi permanente lluvia de cenizas volcánicas, con frecuentes interrupciones durante las cuales se desarrollaban suelos con extensos pastizales, donde se alimentaba y prosperaba una compleja



Fotografía 1. Bosque petrificado Ormaechea, al sur de Sarmiento. En primer plano un tronco silicificado descubierto por la erosión. Al fondo formas erosivas en sedimentitas de la Formación Salamanca.

fauna de mamíferos, de los que hay numerosos fósiles. Su estudio convocó y convoca a gran cantidad de investigadores del país y del extranjero, pues contiene un registro único de la evolución de los mamíferos en Sudamérica durante gran parte del Cenozoico. De acuerdo con su origen, por acumulación de cenizas volcánicas, las rocas responden al nombre de tobas, que en ocasiones están intercaladas con areniscas, arcillitas y una particular ceniza de grano muy fino llamada chonita. Los geólogos y paleontólogos conocen esta unidad rocosa como Formación Sarmiento. Un afloramiento muy importante se encuentra en la denominada Gran Barranca, frente al lago Colhué Huapi, el que ha sido objeto de estudios reiterados.

En la costa del golfo San Jorge, en las márgenes del valle Hermoso y del río Senguer y en la sierra de San Bernardo, en una posición topográfica mucho más elevada que el resto de los afloramientos, se encuentran rocas que representan al «mar patagoniano», una nueva inundación marina que se produjo en muchos lugares sincrónicamente o con posterioridad, durante el Mioceno, a los depósitos de la Formación Sarmiento. Los sedimentos generados en este mar reciben distintos nombres según la zona, pero en general se los reconoce como Formación Patagonia. Están representados por areniscas amarillentas verdosas que contienen variados y numerosos fósiles marinos, entre los que se destacan bancos conteniendo grandes ostras.

Durante el Cenozoico también se produjeron varios episodios ígneos. Algunos se manifestaron en la superficie como extensas coladas de basaltos originadas en volcanes y otros se han intruído en estado líquido entre las rocas sedimentarias sin llegar a la superficie, intercalándose como mantos entre las capas estratiformes o formando cuerpos globosos. Se destacan las coladas de la meseta del lago Buenos Aires, las del macizo del Deseado y las de la sierra de San Bernardo. Entre los cuerpos, hoy aflorantes por la erosión, se encuentran los cerros Pastel y Puricelli, entre otros.

Una de las características más notable de la Patagonia, desde el pie de la cordillera hasta el mar, es la presencia de espesos mantos de cantos rodados que ocupan la parte superior de todas las grandes extensiones de superficies planas que forman las altas mesetas, pero que también integran el material de antiguas costas de mares y lagos, formando terrazas marinas y lacustres, y hasta constituyen los sedimentos de playa actuales. Tal dispersión de rodados no es

común en la superficie de la tierra y constituye una singularidad geológica que llamó la atención de numerosos investigadores desde muy antiguo.

Las primeras menciones de estos rodados se remontan a Charles Darwin (1846), quien reconoció estos depósitos desde el río Colorado hasta Tierra del Fuego, y los denominó Gravel Formation. Para Darwin, las gravas provendrían de las rocas erosionadas de la cordillera de los Andes y pensó en una distribución de las mismas debida a la acción del oleaje marino. Posteriormente, los estudiaron Doering (1882) y Mercerat (1893) quien los denominó Rodados Tehuelches. Florentino Ameghino (1896) los definió como Formación Tehuelche, y Nordenskjöld (1899; 1905) introdujo, para nombrarlos, la denominación de Rodados Patagónicos. Este autor planteó que su dispersión se debió a una acción combinada de los glaciares y los grandes ríos formados por su derretimiento, lo que se conoce como origen fluvio-glaciar.

A partir de los anteriores, siguieron por varias décadas los trabajos de una serie de destacados investigadores y geólogos, como Windhausen, Roveretto, Frengüelli, Roth, Feruglio, Caldenius, Groeber, Polansky, Fidalgo, Flint y Volkheimer, entre otros, quienes adjudicaron distintos orígenes y causas de dispersión a tan extensos depósitos, variando las conjeturas entre las actividades glacial, fluvial, pedemontana y marina. Las últimas investigaciones sobre este tema fueron realizadas por Césari y otros autores (1986; 1988) y Césari y Simeoni (1994).

Las mesetas coronadas por depósitos de rodados están ubicadas a diferentes alturas. La más elevada y antigua es la pampa del Castillo, siguiéndole la pampa Las Catalinas y la pampa María Santísima. Varios niveles un poco más bajos se hallan sobre el valle Hermoso y luego, aún más abajo, tenemos niveles que bordean los lagos Musters y Colhué Huapi. Finalmente, están los niveles actuales de los valles de los ríos Senguer y Chico. En otros sectores, niveles equivalentes a algunos de los nombrados reciben otras denominaciones geográficas, como pampa de Salamanca, pampa Malaspina, meseta de Montemayor y meseta Espinosa, entre otros.

Los depósitos de rodados se disponen mayoritariamente sobre sedimentos terciarios y sus espesores oscilan entre 2 y 20 metros. La composición litológica de los rodados corresponde, en su mayoría, a rocas volcánicas, siendo menor la proporción de derivados de rocas graníticas y metamórficas. En los intersticios de los rodados

hay arena, la que también constituye, con sedimentos más finos, ocasionales capas intercaladas entre los estratos de rodados. Si bien los rodados prácticamente carecen de cohesión entre ellos, a veces están cementados por carbonato de calcio dejado por las aguas que circularon subterráneamente (Fotografía 2).

La edad de estos sedimentos es difícil de precisar debido a la ausencia de fósiles, destruidos por la gran energía propia de ese ambiente de depositación. Las dataciones de algunos basaltos que fluyeron sobre estos niveles, nos permite acotar la edad mínima de las gravas, que

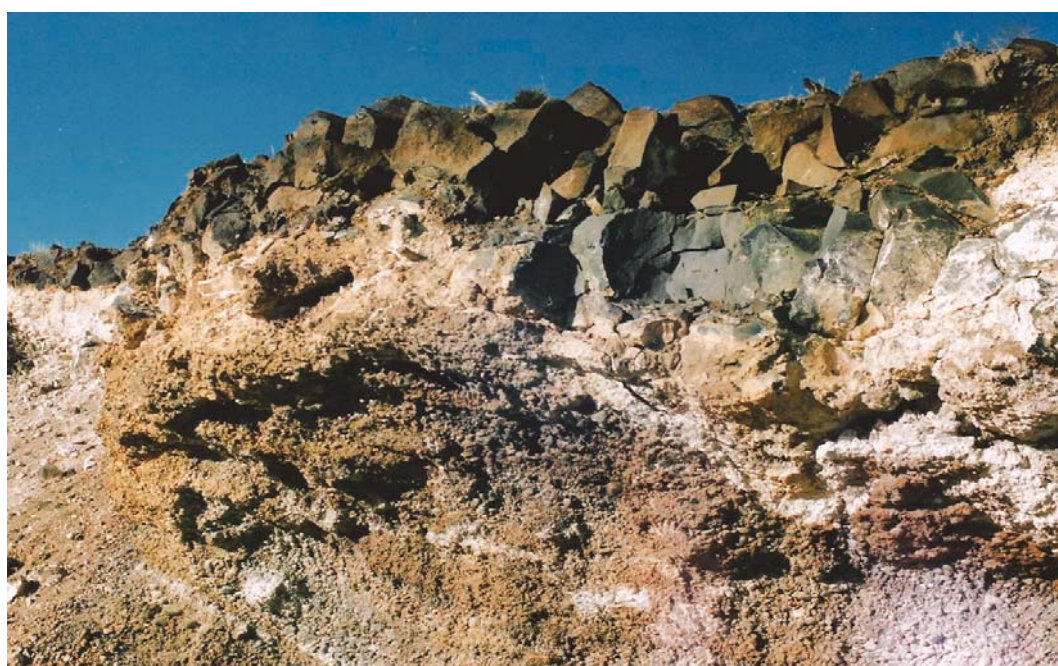
sería semejante a la de los basaltos o más antigua (Fotografía 3). Keidel (1917 a 1919), que estudió la zona sur de la provincia del Chubut y norte de la provincia de Santa Cruz, estableció acertadamente edades de las capas de rodados que abarcan desde el Plioceno al Cuaternario.

DE VALLES A MESETAS

Durante el Mioceno, la erosión de las montañas recién ascendidas de la cordillera patagónica, generó enormes depósitos de roca a



Fotografía 2. Corte artificial en el nivel agradacional aterrazado I, pampa del Castillo, de 2,5 metros de potencia. Se observa el nivel superior de gravas con abundante contenido de material carbonático alóctono, sobre un banco de arenas y conglomerados.



Fotografía 3. Nivel agradacional aterrazado en la margen izquierda del río Senguer, cerca de Facundo. Las gravas están cubiertas por una colada basáltica de 1 metro de espesor.

sus pies, llamados depósitos de piedemonte, los que aportaron el material que, más tarde, conformaría los Rodados Patagónicos. Parte de estos depósitos se conservan todavía en las mesetas del Guenguel y de Chalfía y en la pampa del Pedrero, las que presentan pendientes más fuertes que el resto de las mesetas fluvio-glaciares (Figura 2a).

Posteriormente, a fines del Mioceno y especialmente durante el Plioceno y Pleistoceno, la cordillera se vio sometida a varias etapas de glaciaciones (entre siete y nueve) durante las cuales el nivel del mar descendió entre 100 y 150 metros.

Los glaciares se extendieron hacia el este, sobrepasaron los límites de la cordillera y alcanzaron las planicies extraandinas, situación evidenciada por las morenas frontales, sedimentos que las lenguas de hielo acumularon en su avance erosivo. También pueden verse en la zona extraandi-

na, como testimonio de la glaciación, algunos bloques erráticos, grandes fragmentos rocosos que no son del lugar y que por su tamaño sólo podrían haber sido transportados hasta allí por una masa de hielo glaciario (Fotografía 4).

En los períodos interglaciales, el derretimiento de los hielos formó enormes volúmenes de corrientes de agua que tenían la particularidad de descender, al principio, de una manera no encauzada, arrastrando las gravas y arenas acumuladas en las morenas, y distribuyéndolas como mantos en las denominadas planicies de lavado. Alejadas del frente del glaciar, las corrientes se encauzaron en amplios valles con característicos diseños anastomosados. Estos cauces antiguos aún hoy se pueden percibir claramente en las fotografías aéreas e imágenes de satélites, resaltados por la vegetación arbustiva que se agrupa en las pequeñas depresiones dejadas por las primitivas corrientes de agua.

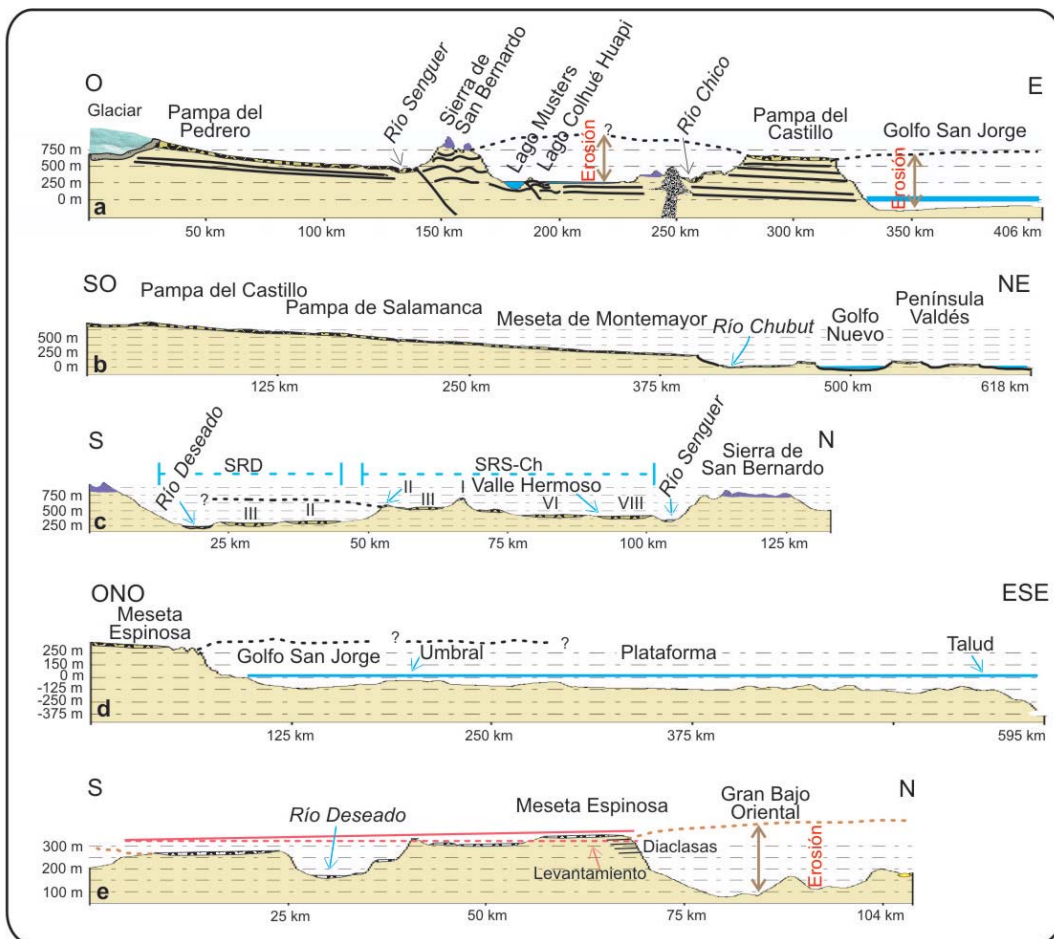


Figura 2. Distintos perfiles topográficos de la zona. a) Perfil este-oeste donde se observa la disposición de las gravas de la pampa del Pedrero, la faja plegada de la sierra de San Bernardo con sus rocas ígneas en la parte superior y la pampa del Castillo. Nótese la profundidad del golfo San Jorge, relacionada con la altura de la pampa del Castillo y el espesor erosionado; b) En este perfil sudoeste-noreste se advierte la continuidad de la pendiente, desde pampa del Castillo hasta la península Valdés, con bajos eólicos y la profundidad del golfo Nuevo (en la península Valdés); c) Perfil norte-sur, entre la sierra de San Bernardo y el macizo del Deseado, donde se ve la relación entre los sistemas de niveles agradacionales de los ríos Deseado (SRD) y Senguer-Chico (SRS-Ch); d) Perfil de la meseta Espinosa y del golfo San Jorge. Se observa la concavidad del fondo del golfo y el umbral poco profundo, indicativos de erosión hidro-eólica; e) Perfil del río Deseado, de la meseta Espinosa y del Gran Bajo Oriental. Se percibe la inclinación secundaria de los niveles agradacionales aterrazados debida al ajuste isostático por el volumen de sedimentos erosionados.



Fotografía 4. Bloque errático de basalto olivínico con disyunción columnar, abandonado por los glaciares a unos 10 kilómetros de lago Blanco.

Si bien los mantos de grava se distribuyeron en la Patagonia desde la cordillera hasta la costa, algunas zonas, por su mayor altitud, no fueron cubiertas. Por ejemplo, la sierra de San Bernardo ya se había erigido como alto topográfico hace unos 15 millones de años, durante el período Mioceno, y por lo tanto no fue cubierta por los aluviones. Otro alto topográfico no cubierto por los rodados fue el Macizo del Deseado. En la figura 1 se observan superficies planas, que se denominan mesetas y pampas, como las mesetas de Montemayor y de Chaliá, y las pampas de Salamanca y Alta, entre otras, que corresponden a la disposición de los mantos de grava dentro de la zona que estamos considerando y que los geomorfólogos denominan niveles agradacionales aterrizados. En el oeste, se encuentran distribuidos al pie de la zona cordillerana desde un poco al norte de Nueva Lubecka, hasta el sur de la meseta del Lago Buenos Aires. En su carrera hacia el océano Atlántico, las corrientes de agua que distribuyeron los rodados debieron sobrepasar una zona estrecha entre los altos de la sierra de San Bernardo y el Macizo del Deseado y es razonable esperar que una vez superado el obstáculo, estas corrientes se hubieran dirigido hacia el actual golfo San Jorge, si esta hubiera sido una zona deprimida. Sin embargo, los primeros niveles se dirigieron hacia el noreste, dejando una serie de depósitos que denominamos Sistema del Senguer-Chico. Más tarde, se produjo la división de las corrientes con la aparición del Sistema del Deseado (Césari y otros, 1986), con orientación hacia el este-sureste, como muestra la figura 1b.

La explicación a esta disposición de las corrientes, la podemos encontrar imaginando que también la zona del Gran Bajo Oriental, el golfo

San Jorge, el bajo de Sarmiento, donde se encuentran los lagos Musters y Colhué Huapi, y otros bajos de la región, habrían sido altos topográficos en esa época, al igual que el sector de la sierra de San Bernardo y del Macizo del Deseado, que aún se mantienen como tales (Figura 3a y b).

Tenemos, entonces, la paradoja de que las capas de rodados, que en la actualidad se encuentran a diferentes alturas tapizando la parte superior de las altas mesetas, formaban las antiguas planicies de los ríos que circulaban en los fondos de los valles, en tanto que las actuales zonas bajas constituían altos entre los cuales discurrían las corrientes que depositaban los rodados. A este fenómeno se lo conoce como inversión del relieve.

LA INVERSIÓN DEL RELIEVE

El depósito de los rodados se producía en forma coetánea con las diferentes etapas de avance y retroceso de las glaciaciones y las correspondientes fluctuaciones del nivel del mar, además de un ascenso relativo sostenido del continente por causas eustáticas. Los distintos niveles en los que estaban los valles fluviales donde se distribuían los rodados, están relacionados con los diferentes pulsos de ascenso continental. Las gravas y arenas se depositaban en niveles cada vez más bajos, a medida que se producían los pulsos de ascenso continental. La diferencia de altura entre las actuales mesetas testimonia cada uno de esos pulsos de ascenso.

A medida que se producía el ascenso regional de la comarca, la erosión comenzó a actuar, desbastando las formaciones cretácicas y cenozoicas

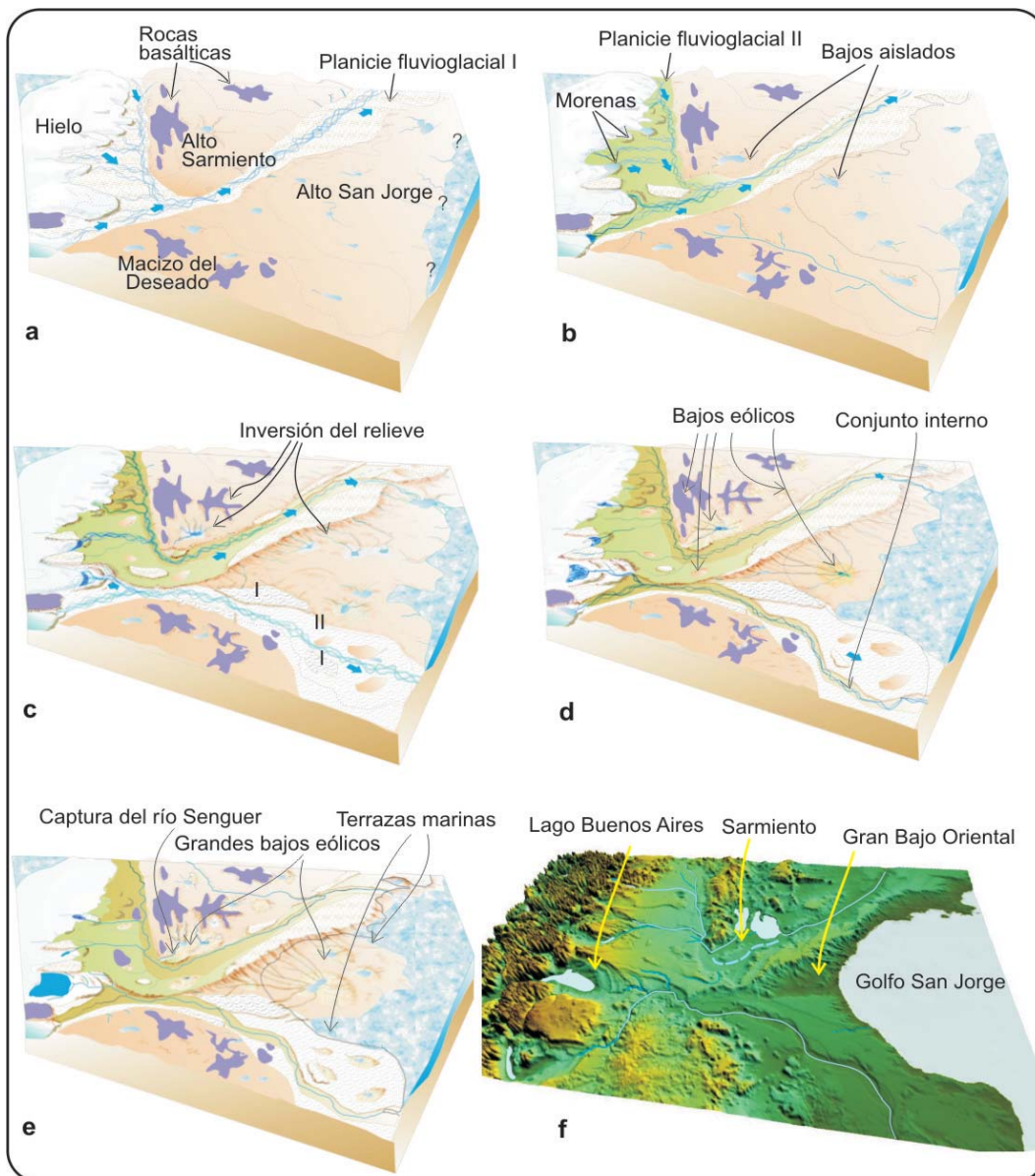


Figura 3. Hipótesis de la evolución paleogeográfica de la región. a) Plioceno: sistema del río Senguer-Chico con desarrollo de la planicie fluvio-glacial I; b) Pleistoceno: formación de bajos aislados y desarrollo de la planicie fluvio-glacial II; c) Pleistoceno: sistema del río Deseado con los niveles agradacionales aterrazados I y II; d) Pleistoceno alto: formación del conjunto interno del río Deseado; e) Holoceno: avances del mar sobre los extremos del golfo San Jorge y profundización del bajo en su zona central. Generación de bajos profundos en Sarmiento y captura del río Senguer; f) Vista actual de la región con el modelo de elevación digital, con colores relativos a las alturas topográficas.

que no habían quedado cubiertas por los aluviones. Como son rocas muy friables (es decir, fácilmente desmenuzables) son más vulnerables a la erosión hídrica y eólica que los mantos de gravas, los que se preservaron y a su vez también resguardaron los mantos friables cretácicos y cenozoicos subyacentes. De esta forma, los amplios valles con depósitos de gravas en su lecho fueron muy resistentes a la erosión y quedaron como zonas altas, mientras que los rasgos inicialmente elevados, compuestos por afloramientos de rocas sedimentarias desmenuzables resultaron, comparativamente, fáciles de ser rebajados por la erosión, invirtiéndose el relieve.

El bajo Slápeliz, de unos 200 metros de profundidad, denota un adelgazamiento de la capa

de gravas en su entorno, lo que afirma la hipótesis de que eran elementos positivos al momento en que se depositaban los aluviones (Figura 4).

CAUSAS DE LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR

Conceptualmente, las causas de los cambios globales del nivel del mar pueden ser de origen climático (cambios glaciostáticos), que implica un cambio en el volumen del agua del océano, y de origen tectónico (cambios tectostáticos), que conduce a un cambio en el volumen y tamaño de las cuencas oceánicas. Los cambios del nivel del mar glaciostáticos están relacionados con el crecimiento y retracción de los casquetes polares como consecuencia de los cambios climáticos. Por ejemplo, el deshielo total del hielo antártico conduciría a un ascenso generalizado del nivel del mar de hasta 60 metros.

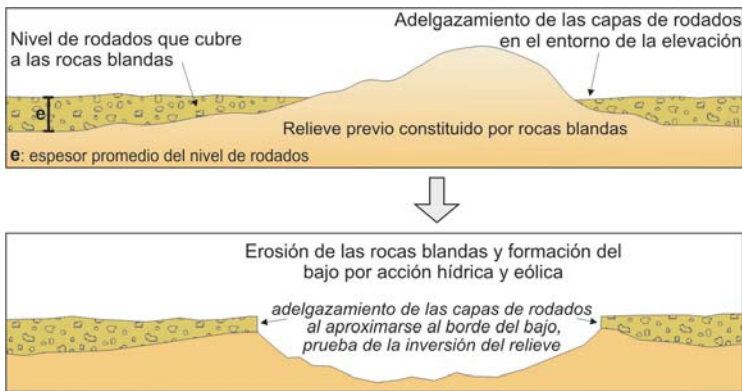


Figura 4. Esquema donde se muestra la capa de rodados que se adelgaza en el entorno de una elevación, al adaptarse su depósito al relieve previo. En este caso, las rocas elevadas, más desmenuzables, fueron fácilmente erosionadas por la acción del agua y el viento y formaron un bajo, como el de Slápeliz. Este fenómeno se denomina inversión del relieve y es muy común en la Patagonia. Una de las evidencias de que el bajo mencionado fue previamente una forma positiva es el adelgazamiento de las capas de rodados que se observa al acercarnos a su borde.

La inversión del relieve también se produjo con las efusiones de lavas que actuaron, igual que los rodados, como mantos protectores de un subyacente blando. Los basaltos, un tipo de lava, fluyeron por los valles y rellenaron las partes bajas del relieve. La erosión actuó en forma diferencial rebajando las paredes del valle que encauzaron los basaltos y dejando elevada la zona central del valle cubierta por la dura roca volcánica. De esta forma, quedaron mesetas basálticas alargadas y sinuosas sobre un relieve bajo, barrido por el agua y el viento.

La erosión actúa con intensidad también en la actualidad. La Patagonia extraandina central tiene un régimen de lluvias promedio de 170 milímetros por año, con extremos de 90 a 350 milímetros por año, concentradas en otoño-invierno, momento en el que se produce la activa erosión hídrica sobre los sedimentos. El viento reina principalmente en primavera-verano, estación seca, con máximos entre 100 y 200 kilómetros por hora y con una frecuencia destacable a nivel mundial. De esta manera, los sedimentos arrastrados por la acción hídrica son erosionados con facilidad de los cauces secos y cuencas centripetas.

LOS NIVELES AGRADACIONALES ATERRAZADOS

La altitud relativa de los niveles agradacionales aterrizados y su antigüedad están directamente relacionadas. Generalmente, cuanto más alto es un nivel, mayor es su edad. Hay que considerar que un nivel, desde su nacimiento y

durante su recorrido, tiene una pendiente similar a la del valle fluvial original, por lo que un mismo nivel tiene diferentes alturas sobre el nivel del mar según donde se lo mida. Los niveles más jóvenes, ubicados más abajo, acompañan esa pendiente en su recorrido. Como se había esbozado más arriba, los niveles pueden ser agrupados según las corrientes de agua que dispersaron las arenas y gravas, en dos sistemas principales: los de los ríos Senguer y Chico, y los del río Deseado.

Los niveles agradacionales aterrizados del río Senguer-Chico y la captura del río Senguer

Si distinguimos los diferentes niveles con números romanos, desde los primeros que se formaron hasta los últimos, el nivel I representa el más antiguo exponente de los depósitos fluvio-glaciares y está constituido, al oeste, por las mesetas del Guenguel y de Chalía, de unos 1.300 metros sobre el nivel del mar, y al este por la pampa del Castillo, con pendiente hacia el noreste de 0.13% y 750 metros sobre el nivel del mar. El mismo nivel se extiende por las denominadas pampas de Salamanca y Malaspina y meseta de Montemayor, hasta confluir en la zona del río Chubut y península Valdés (al norte de la zona enmarcada en este trabajo, sobre la costa atlántica) con mesetas de alturas de 200 a menos de 100 metros, y que se representa en las figuras 2b y 5. Limita al este, en su tramo más austral, con una barranca disectada por profundos y largos cañadones orientados hacia el centro del Gran Bajo Oriental. Más al norte, la barranca desciende desde el borde de las pampas del Castillo, de Salamanca, Malaspina y de meseta de Montemayor hacia la costa. Al oeste limita con el nivel II en la porción más austral, y con la barranca que desciende al valle del río Chico. En estas barrancas se desarrollan varias formas que el ojo del geomorfológico logra identificar y de esta manera puede tener un mayor detalle sobre la historia de la región. Según distintos investigadores, su edad estaría comprendida entre el Mioceno superior y el Plioceno. Se apoya sobre las Formaciones Santa Cruz o Patagonia.

El nivel II tiene unos 650-600 metros sobre el nivel del mar, unos 100 metros más abajo que el nivel I. Lo componen, de oeste a este, las pampas de las Mesetas y del Setenta, y al este el nivel de Las Catalinas que acompaña la dirección del nivel I (Figura 5). La dirección de las

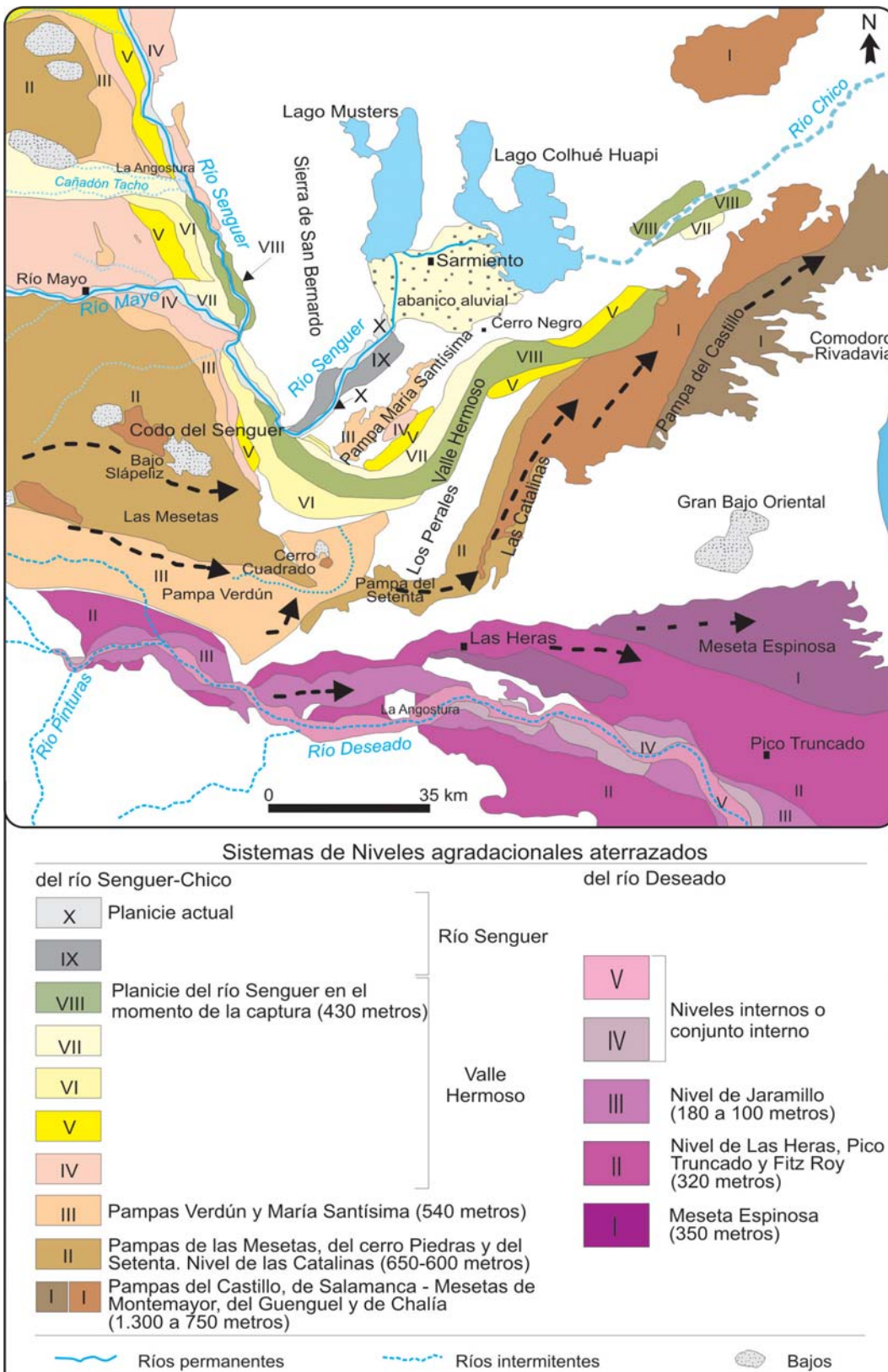


Figura 5. Bosquejo que ejemplifica la distribución de los dos sistemas de niveles agradacionales aterrizados. Los de colores castaños, amarillos, grises y verde corresponden al sistema del río Senguer-Chico. El nivel VIII (verde) representa al valle del río Senguer antes de la captura, actual valle Hermoso. Luego de la captura el río formó los dos niveles grises (IX, X) y el abanico aluvial de Sarmiento. Las direcciones del río Senguer, primero al sudeste y luego al noreste, bordeaban una zona alta. La inversión del relieve y la formación del bajo de Sarmiento provocó la captura del Senguer por un río perteneciente al sistema fluvial centripeto del bajo. Los niveles de colores violáceos y lilas corresponden al sistema del Deseado, que comenzó a funcionar cuando el sistema del Senguer-Chico se desplazaba ya sobre el nivel IV.

corrientes, que quedaron impresas en las pampas durante el depósito del nivel II, era hacia el este-sureste, para luego girar hacia el noreste

bordeando el anticlinal Los Perales, que era un alto topográfico en el momento de formarse el nivel. En esta zona se observan una serie de la-

gunas alineadas, en lo que se denomina «borde de las lagunas». Esta alineación es indicativa de uno de los antiguos paleocauces fluviales que drenaba las aguas cordilleranas en la dirección de la dispersión de las gravas. El paleocauce bordea el anticlinal Los Perales, hoy transformado en un bajo por la erosión, quedando expuestas las formaciones cretácicas y cenozoicas.

El nivel III está representado por las pampas Verdún y María Santísima, que se hallan a unos 540 metros sobre el nivel del mar. Todo el desagüe glacifluvial proveniente del lago Buenos Aires todavía drenaba hacia el noreste (Figura 5), ya que no se había definido aún la corriente del río Deseado. Algunos cauces antiguos, como el del cañadón Salado, de régimen efímero, comienzan con una dirección este-sudeste sobre la pampa Verdún, para luego describir una llamativa curva hasta desembocar en el amplio valle Hermoso. Este nivel limita con relictos de erosión del nivel superior (los cerros El Guadal de 675 metros y Setenta de 672 metros).

El nivel IV se produjo en el momento en que las aguas del deshielo de los glaciares ubicados al oeste, en la posición de los lagos Buenos Aires y Posadas-Pueyrredón, se dividían. Una corriente seguía la dirección habitual hacia el noreste, a través del valle Hermoso. La otra, que llamamos sistema del río Deseado, se abría camino hacia el este-sudeste, a un nivel topográfico menor, depositando los sedimentos de la meseta Espinosa (Figura 5), de 340 metros sobre el nivel del mar, evidenciando la enorme circulación de aguas. El nivel IV se encuentra bien representado en la zona de río Mayo y al suroeste del codo del río Senguer.

Sobre el valle Hermoso, además del nivel IV, se desarrollaron los niveles V, VI, VII y VIII, representando este último la planicie aluvial so-

bre la que corría el río Senguer en el momento en que fue capturado y que se encuentra actualmente a 430 metros sobre el nivel del mar.

Antes de la captura, en la zona de los actuales lagos de Sarmiento se habría producido por erosión una gran depresión sin salida, el bajo de Sarmiento, como se observa en la figura 6, actualmente a 245 metros sobre el nivel del mar, quedando al descubierto en sus paredes, las tobas con mamíferos de la Formación Sarmiento, el bosque petrificado de la Formación Salamanca y algunos cuerpos subvolcánicos, llamados así porque no alcanzaron la superficie durante su formación. Para dar una idea de la cantidad de material erosionado, se ha calculado que en la zona del gran bajo se han desbastado, principalmente por acción del viento, unos 600 metros de espesor de rocas. La deflación y la acción erosiva de las aguas que descendían hacia el bajo, a través de sus numerosos cañadones, producían el ahondamiento y expansión lateral del bajo, hasta que algunos cañadones interceptaron el curso del Senguer, provocando su brusco desvío al noreste en el paraje denominado codo del Senguer. El río abandonó su antiguo cauce, el valle Hermoso, y comenzó a llenar el gran bajo, formando un lago de enormes proporciones (Figura 6 y fotografía 5). Evidencias de esto son las costas de gravas retrabajadas por el oleaje reconocidas al este del lago Colhué Huapi, a 80 metros sobre el nivel actual del mismo.

Los niveles IX y X se depositaron durante esta etapa. El primitivo lago aumentó su nivel hasta desbordar por la zona sudeste del lago Colhué Huapi, dando nacimiento al río Chico, que con renovada fuerza erosiva siguió en la dirección del valle original, aunque a un nivel inferior, emplazado en un notable lineamiento de dirección noreste (Figura 6).



Fotografía 5. Aspecto del bajo de Sarmiento. Vista al noreste desde el valle Hermoso. Se observa el cerro Negro, relicto ígneo de la gran erosión hidroéolica. Al fondo, el lago Colhué Huapi.

La erosión, ocasionada por este cambio de nivel, arrastró gran cantidad de sedimentos gruesos que se depositaron en forma de un gran abanico aluvial, donde hoy se emplaza la ciudad de Sarmiento y su zona agropecuaria, como se ve en la figura 6.

La captura del valle del río Senguer por otro río más joven y vigoroso, de mayor poder erosivo, también ocasionó el rejuvenecimiento del valle aguas arriba del codo del Senguer. El rejuvenecimiento implicó una profundización del cauce del río y un aumento en la inclinación de las pendientes laterales del valle, fenómeno que fue progresando aguas arriba y que se llama erosión retrocedente. La onda erosiva llega hoy hasta la zona de La Angostura, cercana a la afluencia del cañadón Tacho, lugar donde aún conserva el ancho que tenía antes de la captura (Fotografía 6).

El valle Hermoso, o Zanjón del Valle Hermoso, constituye un valle abandonado con las dimensiones correspondientes a un gran río, el antiguo Senguer, que desaguaba las aguas provenientes del derretimiento de los glaciares de una extensa zona cordillerana. En la actualidad canaliza esporádicamente sólo aguas de lluvia zonales.

Los niveles agradacionales aterrazados del río Deseado

En la actualidad el lago Buenos Aires desagua hacia el océano Pacífico. En el pasado, la presencia de los grandes glaciares en la zona cordillerana impedían que tal cosa sucediera y los grandes volúmenes de agua desaguaban hacia el océano Atlántico. Al principio, como habíamos visto, las corrientes se dirigían al noreste pero en un momento se produjo un desdoblamiento de ellas, parte de las cuales tomaron una dirección este-sudeste, siguiendo aproximadamente el actual curso del río Deseado y depositando varios aluviones aterrazados en distintos niveles (Figura 5). Césari y otros (1986 y 1988) estudiaron los depósitos e identificaron tres niveles a ambos lados del río Deseado, más un conjunto interno compuesto por varios subniveles y la planicie aluvial actual. Si bien las alturas de los niveles son menores a las del sistema Senguer-Chico, las características sedimentarias y morfológicas son muy similares (Figura 2c).

El nivel I es equivalente al nivel El Cordón, de Feruglio (1950). Tiene pequeños subniveles y está desmembrado por la erosión en siete frag-

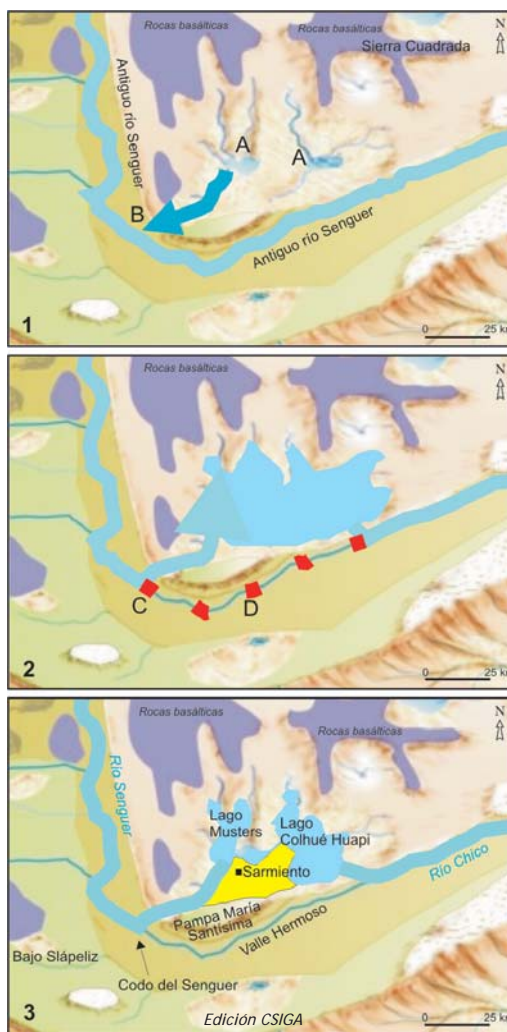


Figura 6. Detalle de cómo ocurrió la captura del río Senguer. En la zona de Sarmiento se formó, por inversión del relieve, una depresión o bajo (1 A), coincidiendo su parte más profunda con la actual posición de los lagos Musters y Colhué Huapi. Esta cuenca tenía numerosos ríos o cañadones que confluían hacia su centro, ayudando al viento a su profundización y expansión lateral. Uno de ellos, señalado con una flecha de un tono más azulado (1 B), avanzó erosionando sus cabeceras hasta interceptar el curso del río Senguer, provocando su desvío en el paraje denominado codo del Senguer (2 C). El río abandonó su antiguo cauce (2 D), en puntos rojos y comenzó a inundar el gran bajo. El lago aumentó su nivel hasta desbordar por el sudeste del lago Colhué Huapi, dando nacimiento al río Chico. La erosión ocasionada por el torrente del río Senguer arrastró gran cantidad de sedimentos gruesos que se depositaron en forma de un gran abanico aluvial, donde hoy se emplazan la ciudad de Sarmiento y su zona agropecuaria (3, en amarillo).

mentos. Comprende la meseta Espinosa, con alturas de 350 metros.

El nivel II es equivalente a la pampa Alta, de Feruglio (1950). Tiene unos 320 metros y se presenta como un valle abandonado entre dos terrazas del nivel I. Es el nivel donde se asientan las localidades de Las Heras, Pico Truncado y Fitz Roy. Se extiende desde las cercanías del lago Buenos Aires hasta proximidades de puerto Mazarredo.

El nivel III (equivalente a La Angostura, terraza del cerro Alonso, de Feruglio, 1950) se de-



Fotografía 6. Vista al este de un recodo del río Senguer, encajonado entre basaltos en la zona de La Angostura, cercana a la confluencia del río Senguer y el cañadón Tacho. En último plano, la sierra de San Bernardo.

sarrolla con alturas de 180 a 100 metros y corresponde al nivel de Jaramillo.

El conjunto interno (niveles IV y V) comprende una faja de subniveles discontinuos, con pocas diferencias de alturas, y la planicie aluvial actual (Figura 5). Desde que el lago Buenos Aires comenzó a desaguar hacia el océano Pacífico debido a la fusión del glaciar, el valle del río Deseado quedó sobredimensionado, surcado por un río que es alimentado por los ríos Pinturas y Fénix Grande y por cañadones que descienden desde las áreas elevadas situadas al norte y sur de su cauce, y cuyas aguas terminan en la ría del Deseado.

DEL ALTO SAN JORGE AL ACTUAL GOLFO SAN JORGE

Hemos visto cómo la acción erosiva del agua y del viento puede desbastar apilamientos de rocas sedimentarias de cientos de metros, tal como describimos en la zona de Sarmiento donde se han eliminado estratos rocosos de más de 600 metros de espesor. En la actualidad, este fenómeno se observa en las salinas de la península Valdés, que son bajos con cotas de 40 metros bajo el nivel del mar. Otro ejemplo es el Gran Bajo de San Julián, en la provincia de Santa Cruz, de 1.400 kilómetros cuadrados de extensión y con una profundidad de 400 metros respecto a las rocas del entorno, y con una cota de casi 100 metros bajo el nivel del mar. Para que una región se convierta en un bajo se nece-

sitan algunas combinaciones de elementos que aquí se hallan presentes: que las rocas sean de grano fino y fácilmente desmenuzables; que no hayan tenido o se haya eliminado la cubierta dura protectora; que el nivel freático de las aguas subterráneas permanezca bajo, de manera que el fondo de la cuenca permanezca seco y no se forme una laguna, pues ésta sería un límite para la erosión eólica, y que la temporada anual de fuertes vientos coincida con el nivel freático bajo.

De esta forma, en el área elevada que denominamos «Alto San Jorge», se formó un gran bajo, el golfo San Jorge, cuyo borde oriental se encuentra erosionado y sumergido. Revisando los mapas batimétricos del golfo, se puede observar que las mayores profundidades se encuentran próximas a su centro, en el orden de los -150 metros. Si nos internamos mar adentro, llegamos a una zona más elevada, llamada umbral, donde la profundidad oscila entre -50 y -80 metros, que hace de cierre al golfo, como se ve en la figura 2d. Se descarta la acción del oleaje como generadora de esta forma de erosión, pues si así fuese se hubiera generado una plataforma casi horizontal (Césari y otros, 1986).

El mismo esquema se observa en los golfos Nuevo y San José (en la península Valdés), con el centro profundo y su umbral elevado. Es evidente que la acción hidroeólica ha tenido que labrar estos grandes bajos antes de que el mar los invadiera, tal como lo vemos hoy en el Gran Bajo Oriental (Figura 2e). Estas deducciones

podrían comprobarse mediante toma de muestras de sedimentos en los puntos clave de estos golfos.

Las terrazas marinas de la costa patagónica entre Puerto Deseado y Camarones

Feruglio (1950) describió 6 niveles de terrazas marinas o playas elevadas, entre Puerto Deseado y Camarones, asignándoles edades entre el Plioceno superior y el Holoceno.

- Terraza del cerro Laciari (170-186 metros sobre el nivel del mar); cabo Buen Tiempo (131-138 metros)
- Terraza de la estancia Cabo Tres Puntas y del cerro Blanco (115-140 metros); estancia Darwin (65-70 metros)
- Terraza de Camarones, cabo Dos Bahías y faro Cabo Raso (40-95 metros)
- Terraza del Escarpado Norte - Puerto Deseado (30-40 metros)
- Terraza de Puerto Mazarredo (15-30 metros)
- Terraza de Comodoro Rivadavia (6-19 metros)

Más allá de la precisión en la cronología y la correlación de estos depósitos, que seguirá siendo tema de estudios y debates entre especialistas, surge una deducción interesante de estos datos: la zona central del golfo -Comodoro Rivadavia- registra sólo el último nivel de playas elevadas (Césari y otros, 1986). Este hecho refuerza la idea de que la zona del golfo habría sido un elemento positivo desde la regresión del mar patagónico.

SÍNTESIS

Compaginando los datos comentados más arriba, podemos imaginar la siguiente secuencia de acontecimientos: las corrientes originadas con motivo de los primeros eventos interglaciales, aproximadamente durante el Plioceno inferior, se encauzaron entre el Macizo del Deseado, el «Alto San Jorge» y el «Alto de Sarmiento» con rumbo final noreste, transportando enormes cantidades de rodados generados por la erosión en el área cordillerana, como se ve en la figura 3a. Los terrenos topográficamente elevados, constituidos por rocas blandas desmenuzables, como el anticlinal Los Perales, el «Alto» Slápeliz, junto con amplias zonas de Sarmiento (más de 4.000

kilómetros cuadrados) y de San Jorge (unos 33.000 kilómetros cuadrados), comenzaron a erosionarse fundamentalmente por acción del viento y se fueron generando profundos bajos endorreicos (Figura 3b).

Al tiempo que se sucedían las glaciaciones y los periodos interglaciales, el continente sufrió ascensos, que condicionaron la formación de niveles de terrazas más bajas.

Aproximadamente durante el Plioceno superior, las corrientes provenientes de los lagos Buenos Aires y Posadas-Pueyrredón se abrieron paso hacia el este-sudeste, separándose de las corrientes que provenían de la zona sur de la cordillera de Chubut, que seguían en dirección noreste. En el Pleistoceno se instalaron en el sistema del río Deseado los niveles agradacionales aterrizados I, II y III (Figura 3c y 5), y en el Pleistoceno alto, el conjunto interno de este río (Figura 3 d).

Posiblemente entre el final del Pleistoceno y comienzos del Holoceno, el río Senguer fue capturado, abandonó el valle Hermoso y formó un gran lago en el bajo de Sarmiento, hasta desbordar, reencauzándose por el río Chico. Los sucesivos cambios del nivel del mar generaron playas elevadas o terrazas marinas sobre una costa cercana a la actual en las zonas extremas del golfo San Jorge, mientras se profundizaba la erosión en su centro (Figura 3e). Por último, el mar penetró en el gran bajo de San Jorge configurando la costa actual (Figura 3f).

LOS FUTUROS GOLFOS

Actualmente observamos cambios climáticos tendientes al calentamiento global por el efecto invernadero, con el consecuente derretimiento de los hielos glaciares y la tendencia a la elevación del nivel del mar. Asimismo, la región tiende a una sequía progresiva, que podemos monitorear por medio de registros satelitales. Un claro ejemplo de ello es la dramática retracción del 80% de la superficie normal de los lagos Colhué Huapi y Blanco en el año 2.000 (alimentados por las precipitaciones cordilleranas), permitiendo con ello la continuación de la erosión eólica de su lecho.

Tal como la atípica ría de San Julián (al sur de la zona enmarcada en este trabajo), que no es un valle sino un bajo hidroeólico inundado por el mar, los profundos bajos costeros ubicados en la península Valdés y el Gran Bajo de San Julián, cuyos fondos tienen hoy varios metros

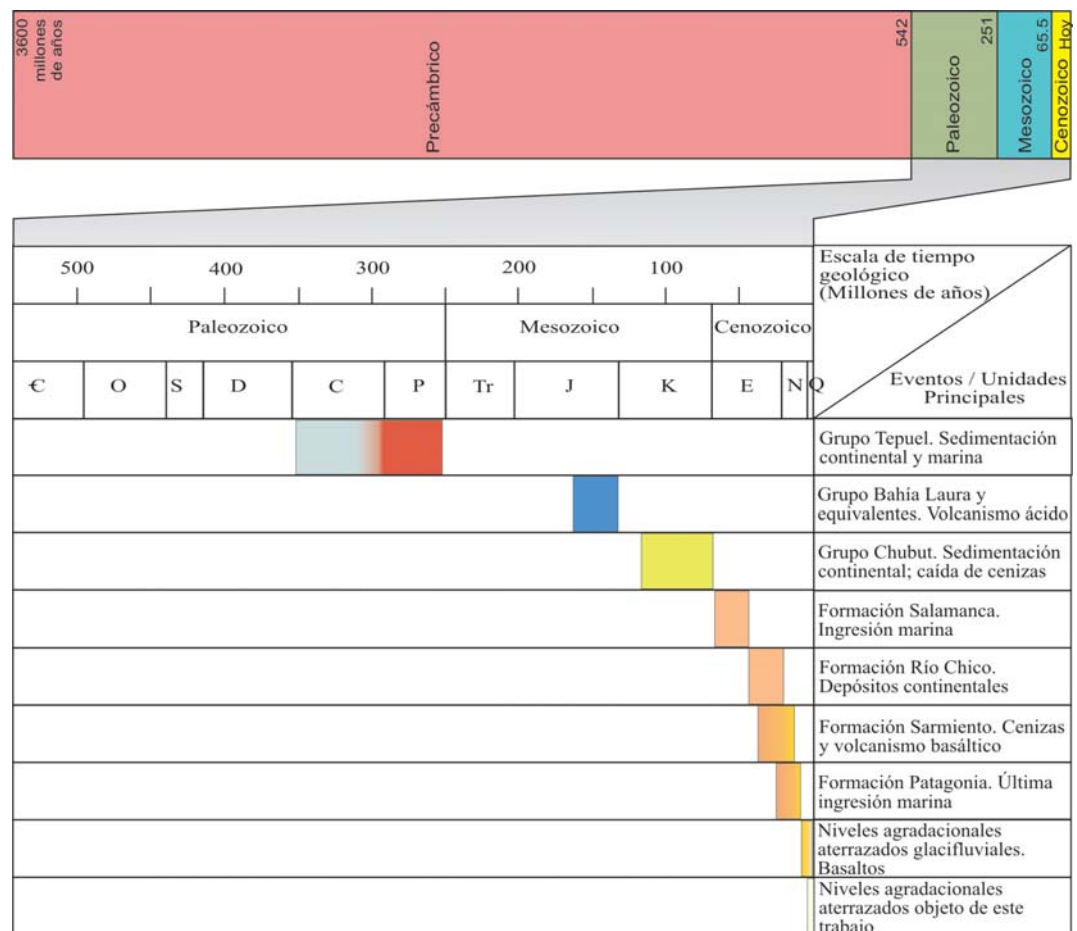
por debajo del nivel del mar, como también el Gran Bajo Oriental (con cota sobre el nivel del mar, pero sometido a intensa erosión), serán, con el paso del tiempo, anegados por el mar y pasarán a constituir nuevos golfos marinos en una Patagonia cada vez más árida.

MEDIDAS DE PROTECCIÓN

Para evitar la aceleración de estos procesos, debemos hacer un uso racional del agua y un manejo adecuado de los recursos naturales, evitando la desertificación que viene de la mano de acciones antropogénicas, como el sobrepastoreo de los campos por el ganado ovino y caprino, la remoción de suelos durante la explotación petrolera y el manejo descontrolado del agua dulce para riego de pasturas.

Existen proyectos en curso, como la construcción de una represa en el codo del Senguer, que afectaría drásticamente el comportamiento del lago Colhué Huapi, generando un importantísimo proceso de erosión eólica en el fondo del lago seco. Otros proyectos consisten en la provisión de agua para explotación petrolera en el norte de la provincia de Santa Cruz y para consumo humano de todas las localidades del norte de esa provincia. También en esta zona existen propuestas de riego de posibles cultivos. El estudio responsable del impacto ambiental de todos estos emprendimientos, generalmente afectados por importantes intereses regionales y particulares, es un requisito indispensable para preservar el delicado equilibrio hidrológico de la región. Roto este equilibrio, deberemos enfrentarnos con irreversibles consecuencias ecológicas y socio-económicas.

UBICÁNDOSE EN EL TIEMPO



€: Cámbrico, O: Ordovícico, S: Silúrico, D: Devónico, C: Carbonífero, P: Pérmico, Tr: Triásico, J: Jurásico, K: Cretácico, E: Paleógeno, N: Neógeno y Q: Cuaternario

AGRADECIMIENTOS

Este capítulo es una síntesis y actualización de los trabajos de Césari y otros (1986; 1988 y 1994) realizados en la cátedra de Geomorfología de la Universidad Nacional de la Patagonia, en colaboración con Omar Césari y Carlos Berós. A ambos compañeros de cátedra mi agradecimiento por las horas compartidas observando y viajando por la hermosa Patagonia.

TRABAJOS CITADOS

- Ameghino, F., 1896. Notas sobre cuestiones de geología y paleontología argentina. Boletín del Instituto Geográfico Argentino, 17: 87-119. Buenos Aires.
- Césari, O. y Simeoni, A., 1994. Planicies fluvio-glaciales terrazadas y bajos eólicos de Patagonia Central, Argentina. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil, 1993 (1/2): 155-163. Stuttgart.
- Césari, O., Simeoni, A. y Berós, C., 1986. Geomorfología del Sur del Chubut y Norte de Santa Cruz. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Revista Universidad Abierta, 1: 18-36.
- Césari, O., Simeoni, A. y Berós, C., 1988. Geología y Geomorfología del noreste de Santa Cruz. Convenio de Cooperación Horizontal CFI-UNP.
- Darwin, Ch., 1846. Geological observations on coral reefs, volcanic islands and on South America. 1ª Edición. Londres.
- Doering, A., 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia), entrega 3 (Geología). Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomo 3. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1917 a 1919. Über das patagonische Tafelland, das patagonische Geröll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen im argentinischen Andengebiet und Litoral. Zeitschrift Deutscher Wissenschaftlichen Vereins. Buenos Aires.
- Mercerat, A., 1893. Un viaje a la Patagonia austral. Boletín Instituto Geográfico Argentino, 14. Buenos Aires.
- Nordenskjöld, O., 1899. Über die Posttertiären Ablagerungen der Magellansländer nebst einer kurzen Uebersicht ihrer tertiären Gebilde. Wissensch. Ergebnisse Schwed en Expedition nach den Magellansländern 1895-1897, 1: 13-80. Stockholm.
- Nordenskjöld, O., 1905. Die krystallinen Gesteine der Magellansländer. Wissensch Ergebnisse Schwed en Expedition nach den Magellansländern, 1,6: 175-240. Stockholm.
- Strahler, A.N., 1960. Physical Geography, New York, John Wiley & Sons.