

MODELOS HIDROGEOLOGICOS A PARTIR DE DATOS GEOCRIOLÓGICOS E HIDROQUÍMICOS EN CABO LAMB, ISLA VEGA, PENÍNSULA ANTÁRTICA

Adrián SILVA-BUSSO¹⁻⁶, Luis MORENO³, Eugeni ERMOLIN², Jerónimo LÓPEZ-MARTÍNEZ⁴, Juan J. DURÁN³, Carlos MARTÍNEZ-NAVARRETE³ y José A. CUCHÍ⁵

¹Universidad de Buenos Aires, FECEN, Dpto. de Cs. Geológicas, Pabellón II Piso 1, Ciudad Universitaria, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

²Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248, Buenos Aires, Argentina ivgen@yahoo.com

³Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España l.moreno@igme.es; jjduran@igme.es

⁴Universidad Autónoma de Madrid, Facultad de Ciencias, 28049 Madrid España. jeronimo.lopez@uam.es

⁵Escuela Politécnica de Huesca. Universidad de Zaragoza, 22071 Huesca, España. cuchi@unizar.es

⁶Instituto Nacional de Agua. (DSH), Ezeiza, Buenos Aires, Argentina pntsas@ina.gov.ar

RESUMEN

Los rápidos cambios climáticos ocurridos en la península Antártica han reactivado procesos hidrogeológicos que han sido limitados o han estado inactivos durante un relativamente largo periodo de tiempo. Estos procesos se evidencian en las zonas descubiertas de hielo del norte de la península Antártica, como en cabo Lamb, donde se desarrolla el sistema hídrico superficial y subterráneo a lo largo de todo el verano antártico. El resultado es la movilización de grandes cantidades de agua, sedimentos y nutrientes hacia otros escenarios. Este estudio propone un modelo de comportamiento del agua superficial y subterránea que resulta validado para las zonas libres de hielo de la región basado en las observaciones de campo e interpretación de la información tomada en cabo Lamb, que constituye la zona descubierta más extensa de la Isla Vega. El modelo propuesto se basa en la interpretación de 56 análisis químicos que se consideran representativos del agua superficial, subterránea, el agua de la capa activa, el hielo glaciar y la nieve. La interpretación hidroquímica esta determinada en principio por cuatro parámetros (pH, conductividad eléctrica, relación de D/¹⁸O y relación SO₄/Cl) demostrando que estas variables son las más apropiadas para diferenciar el origen e interacción de las aguas en las diferentes partes del sistema hidrogeológico.

Palabras clave: *Agua subterránea, archipiélago Ross, hidrología, permafrost*

ABSTRACT

Hydrogeological model from hydrochemical and geocryologic records on the Cape Lamb of Vega Island, northern Antarctic Peninsula

The rapid changes that are taking place in the climate of the Antarctic Peninsula are triggering hydrological processes which had been limited or inactive for relatively long periods of time. These processes are evident in ice-free areas on the northern edge of the Antarctic Peninsula, such as Cape Lamb, and lead to intense draining of the surface and groundwater system throughout the brief Antarctic summer. The result is a movement of large amounts of water, sediments and nutrients that would be immobilized in other scenarios. This study proposes a model of the operation of the surface and groundwater system that could be valid for several ice-free areas in the region, based on the interpretation of field observations in Cape Lamb, the most extensive ice-free area on Vega Island. The model proposed is further supported by the interpretation of 56 chemical analyses of samples representing groundwater, active layer water, glacier ice and snowfall. The hydrochemical interpretation is supported primarily by four indicators (pH, electrical conductivity, D/18O ratio and SO₄/Cl ratio) which have proven to be the most appropriate hydrochemical variables to differentiate the origin and interaction of the waters in the various sections of the system.

Keywords: *Groundwater, hydrology, permafrost, Ross Archipelago*

INTRODUCCION

La península Antártica es un sensible in-

dicador del calentamiento debido al cambio climático (King *et al.* 2004). El aumento paulatino de la temperatura afecta

a la biosfera y al comportamiento y evolución de sistemas abióticos, en especial a la dinámica de los glaciares (Cook *et al.*

2005) y a las fases subterránea y superficial del ciclo hídrico. La evolución del clima en las últimas décadas se manifiesta en un aumento de las temperaturas en el continente Antártico, Turner *et al.* (2005). El aumento de la temperatura media, y sobre todo de la estival es mayor en las tres últimas décadas, en la región Oriental de la península Antártica y particularmente en el archipiélago de James Ross. Sobre la base de datos disponibles del Servicio Meteorológico Argentino, Skvarca *et al.* (1998) han observado incrementos anuales máximos del orden de 0.075°C (Estación Marambio 64°14'S-56°38'O,) y 0.083°C (Estación Esperanza 63°24'S-56°59'O). Dadas las elevadas temperaturas medias de verano, la fusión estival de nieve es un proceso dominante, de forma que el aporte de agua a las cuencas hídricas no sólo proviene de los glaciares sino también y en gran medida por aporte del deshielo de nieve. En ocasiones, como ha sucedido durante el periodo en el que se ha desarrollado la fase de campo de este trabajo, la cubierta nival llega a desaparecer por completo y es el deshielo de la capa activa y del techo del permafrost rico en hielo la única fuente de agua que alimenta, de forma subterránea, los arroyos. Estudios hidrogeológicos anteriores sobre sistemas efluentes del permafrost en ambientes antárticos (Silva Busso *et al.* 2000, 2009; Silva Busso 2004) han puesto de manifiesto la existencia de un sistema hídrico efímero, activo exclusivamente durante el periodo estival, durante el cual, el agua superficial proviene de la fusión primaveral y del aporte del acuífero libre. Los caudales de estos cauces son escasos y muestran una gran fluctuación en su intensidad diaria e incluso horaria (Eraso *et al.* 1991; Imbar 1992; Silva Busso 2009). Los aportes de caudales varían en relación estrecha con la temperatura, insolación, en menor medida, las precipitaciones nivales. Una característica propia de los acuíferos en zonas subpolares es la discontinuidad temporal y espacial en la ocurrencia del agua. Durante el periodo estival, el descenso de la capa activa, permite el almacenamiento de agua líquida en el sedimento. El aumento de la temperatura del suelo incrementa, por descongelamiento, el caudal de des-

carga hacia los cauces. Si durante el periodo estival la temperatura del suelo alcanza una media más alta que la de otros años, entonces la capa activa puede profundizar hasta quedar hidrológicamente desconectada de los cauces y estos quedan casi sin aporte. Por otra parte pueden producirse anomalías relacionadas con variaciones litológicas que pueden permitir sectores con agua que presenten distinto grado de conexión vertical y horizontal (Lawson *et al.* 1994, 1998). En este trabajo se muestra la forma en la que la elevación de la temperatura en la región septentrional de la península Antártica determina el funcionamiento del ciclo hidrológico al activar la fase subterránea del mismo. El objetivo es elaborar un modelo de funcionamiento del sistema hidrogeológico en áreas libres de hielo de la región norte de la península Antártica a partir del estudio realizado durante el verano del año 2007, en la zona de cabo Lamb, en la isla Vega. Se presta especial atención a explicar la relación entre la fase subterránea y superficial del ciclo hidrológico.

ÁREA DE ESTUDIO Y MARCO GEOLÓGICO

Para la realización de este trabajo se ha seleccionado una zona descubierta de hielo en verano en la que la capa activa desarrollada sobre el permafrost da lugar a un sistema hídrico subterráneo conectado al sistema superficial. El sistema está alimentado al comienzo del deshielo por la fusión de las acumulaciones de nieve y del hielo subsuperficial, y avanzada la estación cálida por el propio permafrost, siendo al final del verano este el proceso dominante o único. El área de estudio es la vertiente occidental del cabo Lamb, Lamb (S63° 52' 15"-O57° 34' 37") Isla Vega, situada en la región septentrional de la península Antártica (Fig. 1). Con una extensión aproximada de 25 km² se trata del área descubierta de hielo más extensa de la Isla Vega. Esta isla es la segunda en tamaño de las que forman el archipiélago James Ross, posee una morfología elongada en dirección aproximada Este-Oeste. La isla está recubierta de hielo en aproximadamente un 80% de su superficie, presenta un re-

lieve abrupto con una altitud máxima de 630 msnm. La zona del cabo Lamb está situada al SO de la isla y su máxima cota es de 482 m.s.n.m. El clima de la región noroeste de la península Antártica es subpolar, semiárido, con temperaturas medias anuales que oscilan entre -5°C y -10°C dependiendo de la zona, las temperaturas medias de verano suelen hallarse entre 2°C y -2.5°C, mientras que las medias de invierno se sitúan entre -12°C y -17°C, (Reynolds 1981). Según datos recogidos en la estación meteorológica de Esperanza el calentamiento atmosférico permite calcular una tasa de aumento de las temperaturas de 0.41 °C/década (Turner *et al.* 2005), valor por década que promedia los incrementos anuales. Los vientos dominantes provienen del sector S y SO, aunque en ocasiones se registran también fuertes vientos catabáticos, secos y menos fríos provenientes del sector ONO. Si se comparan las temperaturas medias anuales entre el O y el E de la península Antártica, se encuentran diferencias de hasta 5 °C siendo más fría en el O (Reynolds 1981). Las precipitaciones medias anuales rondan los 250 mm (aproximadamente 80% nivales y 20% líquidas). Los materiales geológicos más antiguos aflorantes en el cabo Lamb son sedimentos detríticos cretácicos, atribuibles al Grupo Marambio (Rinaldi 1982; Olivero *et al.* 1991; Pirrie *et al.* 1991). Se encuentran representadas las formaciones Santa Marta, Snow Hill Island y López de Bertodano (Marensi *et al.* 2001) cuyas características, según los autores mencionados se indican a continuación. La Formación Santa Marta comprende aquí el miembro Herbert Sound, compuesto por un conjunto de pelitas y areniscas muy finas de hasta 52 m de espesor localizable en la zona de cotas más bajas sobre los acantilados de la región oriental del Cabo Lamb. La Formación Snow Hill Island se encuentra representada por el Miembro Cape Lamb; está constituido también por un conjunto de areniscas y pelitas que alcanzan 217 m de espesor y su distribución es la más significativa en la zona, aflorando de forma dispersa a cotas intermedias, entre 50 y 200 msnm. La Formación López de Bertodano representada aquí por el miembro Sandwich Bluff,

comienza en su base con una secuencia conglomerádica que continúa hacia el techo con areniscas y pelitas sumando 170 m de espesor aflorando de forma dispersa a cotas superiores a los 200 m.s.n.m por encima de esta secuencia y en discordancia con la misma se encuentran los niveles de edad Terciaria. Las diamictitas de la Formación Hobbs Glaciar constituyen un conjunto de sedimentos de variada selección, reconocibles en Cabo Lamb y de forma dispersa en otras zonas. El eje de cabo Lamb, muy visible en el paisaje, está formado por las rocas volcánicas, lavas y piroclásticas del Grupo Volcánico James Ross Island, de edad Miocena. En el cabo Lamb existen también extensos depósitos cuaternarios de origen glaciar o fluvio-glacial correspondientes a un delta medio a distal cuyas facies más proximales se sitúan hacia el este (Lirio *et al.* 2007). El techo de la secuencia se asigna a un ambiente de playa de grava, con presencia de témpanos, semejante a la actual.

MATERIALES Y MÉTODOS

Entre enero y febrero de 2007 se recogieron un total de 51 muestras de agua, hielo y nieve, representativas de ocho cuencas superficiales y nueve lagos. La situación de los diferentes puntos de muestreo se encuentra representada en la figura 2. Las muestras se tomaron directamente mediante botellas de PVC, llenadas completamente teniendo la precaución, en el caso de los arroyos, de decantar el abundante sedimento arrastrado por la corriente. Las siete muestras de agua subterránea se obtuvieron mediante excavación manual de catas hasta alcanzar la base de la capa activa; en estos casos, antes de tomar la muestra, se esperó un tiempo suficiente, generalmente entre 5' y 10', para que el agua llenase la excavación. Las 5 muestras de hielo y las 3 de nieve se dejaron descongelar en un recipiente cerrado para evitar la evaporación, siendo homogeneizadas y envasadas posteriormente. A las muestras no se les añadió ningún tipo de conservante químico. Fueron conservadas a 4°C, evitando su congelación. El periodo de muestreo de las aguas de arroyos, lagos y permafrost se caracterizó por tres circunstancias relevan-

tes a la hora de interpretar los resultados: a) no hubo precipitación líquida ni sólida. b) toda la nieve acumulada durante el invierno se había fundido por lo cual la cuenca se encontraba libre de nieve en superficie que pudiera aportar por fusión directa agua al sistema. c) los cauces del sector E no tienen aporte de agua de deshielo glaciar excepto el arroyo A_Mo que claramente drena las aguas de fusión del glaciar situado al oeste del campamento. En la zona oeste, el arroyo A_D también drena aguas del glaciar. Las condiciones en las que se realizó el muestreo con ausencia de nieve sobre el terreno y temperaturas superiores a la media estival, proporcionan una buena representatividad de la dinámica del agua subterránea, pues los cauces se ven alimentados principalmente por los acuíferos y en los suelos se restringe la infiltración de agua de nieve o lluvia, favoreciendo el muestreo (Fresina *et al.* 1999). In situ, se midieron la conductividad eléctrica del agua, la temperatura, el pH y la

alcalinidad. Los procedimientos analíticos de las determinaciones de laboratorio realizados en los laboratorios del IGME en Madrid, han sido: pH por electrometría, aniones y cationes por espectrofotometría de absorción. Los metales pesados se han determinado mediante espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo excepto el hierro que se ha determinado mediante *Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy*. Deuterio y oxígeno 18 se determinaron en la Unidad de Espectrometría de Masas del Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad Autónoma de Madrid. De forma simultánea a las muestras de agua se tomaron algunas muestras de la matriz sólida del terreno con objeto de caracterizar químicamente el material (mineralogía de arenas y arcillas, contenido en carbonatos, materia orgánica y nitrógeno) con el que ha estado en contacto el agua. Los límites de cuencas hídricas, así como el curso de los arroyos y las divisorias de cuenca se han cartografía-

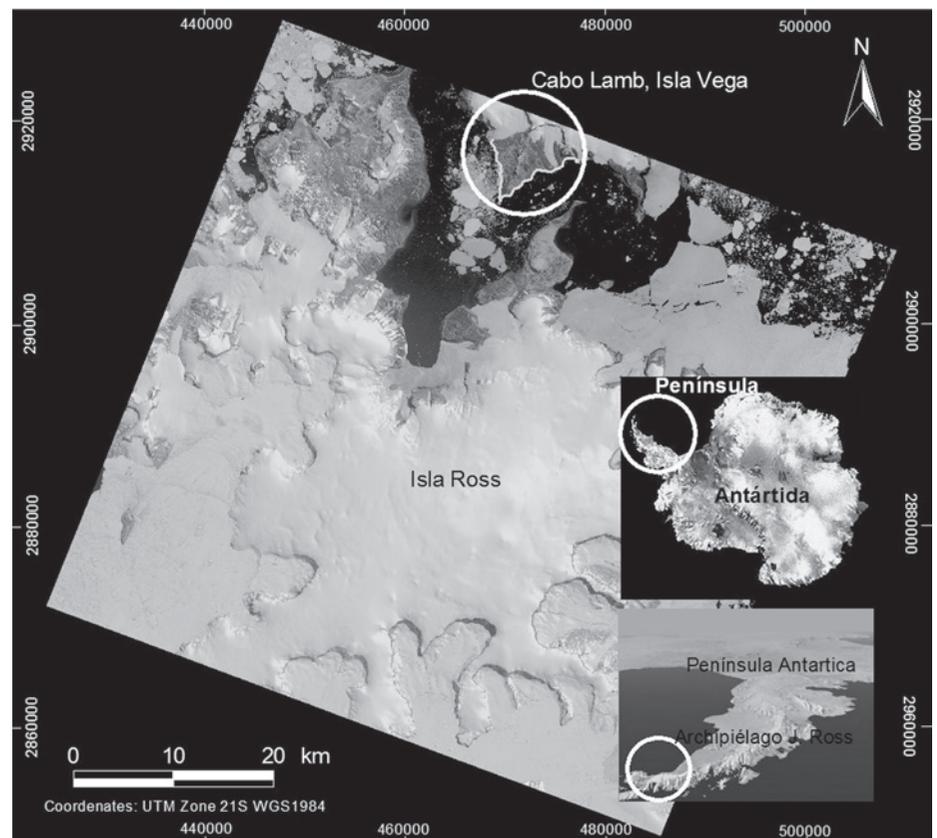


Figura 1: mapa de situación de la zona de estudio (cabo Lamb, isla Vega)

do usando el mapa topográfico de la zona (Marensi *et al.* 2001), complementando con imágenes aéreas y uso de GPS sobre el terreno. Los análisis hidroquímicos y mineralógicos se han realizado en los laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España. Los análisis de isótopos estables en el laboratorio de la Universidad Autónoma de Madrid.

RESULTADOS

Hidrología superficial

El sistema hídrico superficial está constituido por una serie de pequeños cursos de agua activos sólo durante la época estival, que fluyen hacia el Mar de Weddell. La actividad de los cursos de agua es variable aún dentro de una misma estación, dependiendo fuertemente de las condiciones meteorológicas. Al igual que en áreas cercanas, como en la isla Marambio (*Seymour*), la región posee un sistema de cuencas hídricas superficiales y un desarrollo del agua supra-permafrost (Silva Busso *et al.* 2000). Se ha verificado una correlación entre la salinidad (TDS) de los cursos fluviales y las pendientes topográficas del terreno de tal forma que a menor pendiente se registra salinidades más elevadas (Silva Busso *et al.* 2004a). Se puede considerar que los arroyos, al constituir zonas de descarga de los acuíferos desarrollados en el permafrost, son en gran medida representativos de la calidad del agua del acuífero libre estival. Este criterio proporciona un método indirecto para conocer la calidad química de este tipo de acuíferos (Silva Busso 2004, Silva Busso *et al.* 2004a). En la figura 2 se muestran las cuencas hídricas y de la red de drenaje de la zona de estudio, distribuidas a ambos lados de la principal divisoria de aguas (Riscos Lamb). Las morenas del Este y del Oeste respectivamente dividen el área de los principales cuerpos glaciares.

Caracterización de la matriz sólida de sedimentos y del agua

En los sedimentos con los que tiene contacto el agua destaca la presencia de cuarzo en proporciones que oscilan entre el 38% y el 57% además de albita, ortoclasa y microclina en cantidades variables, en gene-

ral en el rango entre el 10% y el 15%. Hay que destacar que en la muestra tomada en el arroyo A_Pl se ha medido un contenido en yeso del 2% y en una muestra tomada en el arroyo A_C alcanzó el 5%. En ambas muestras además se ha detectado la presencia de jarosita (4%), heulandita (4%) y riebeckita (3%). Resulta especialmente significativa la presencia de jarosita, mineral procedente de la oxidación de sulfuros de hierro, proceso en el cual se genera acidez, y a partir de la cual, en presencia de carbonato cálcico, se puede generar yeso. Este proceso explicaría además de la elevada acidez observada en las aguas y sedimentos, la práctica ausencia de carbonatos que si bien no están presentes en la roca madre, tampoco tienen posibilidad de permanecer si se forman a partir de la reacción del ácido carbónico con la matriz mineral. La ausencia de carbonatos es, además, relevante, pues da lugar a que la capacidad tampón de estos materiales sea muy baja o inexistente, y por tanto muy pequeñas cantidades del ácido libre, procedente de la oxidación de los sulfuros, provoca que el agua alcance valores de pH inesperadamente bajos.

Hidrogeología

Con temperaturas medias anuales de -5°C el sector estudiado en la isla Vega se encuentra en un área de permafrost continuo. Dependiendo de las condiciones genéticas se pueden distinguir dos formaciones de permafrost: el epigenético y el singenético. Las zonas de permafrost singenético, rico en hielo (Ermolin *et al.* 2002, 2005) relacionado con morenas marginales, con planicies morrénicas de fondo, depósitos fluvio-glaciares, morrenas antiguas y depósitos eólicos recientes, pueden desarrollar áreas de talik en las que el aporte de agua a los cauces se debe a la fusión y profundización de la capa activa con desarrollo de una zona no saturada y un acuífero libre. En las zonas costeras sometidas a la influencia de la marea se observaría la formación de talik, cerrado o abierto con desarrollo de criopeg. El criopeg presenta una combinación de sedimentos con hielo intersticial alternado en profundidad y lateralmente con zonas de permafrost con contenido de aguas salobres. En esos lugares,

la zona saturada de tipo talik (cerrado o abierto) está constituida por el agua contenida a consecuencia del descenso de la capa activa desarrollada durante el verano, conjuntamente con la infiltración producto de la fusión de las precipitaciones nivales o recarga desde glaciares politermales; estas zonas pueden incorporar aguas intra e infra permafrost si las condiciones de flujo regionales lo permiten. Las zonas de talik y criopeg sobre la costa y eventualmente áreas restringidas a cuerpos de agua lagunares pueden tener estas características. Por otra parte, las áreas de permafrost epigenético corresponden a los depósitos cretácicos perturbados por acciones glaciares con anterioridad al Holoceno y a depósitos volcánicos con formación de crioluvium. En estas áreas se observa un régimen variable durante el periodo estival, durante periodos de mayor insolación o clima menos riguroso la ablación de la capa activa puede llegar a dar lugar a un acuífero libre. En estas condiciones lo habitual es una situación de flujo nulo o muy escaso en depósitos no congelados aislados, rodeados por permafrost y en algunas áreas por encima del permafrost que han sufrido una extensa fusión. En estos ambientes, la distribución de niveles saturados y no saturados es discontinua asemejando acuíferos colgados de áreas templadas.

Facies hidroquímicas dominantes y distribución de Nitrógeno, Fósforo y Potasio

En cuadros 1 a 4 se presentan los resultados analíticos de las aguas muestreadas expresados en mg/l. Las facies aniónicas dominantes (ver diagrama de Piper en la figura 3), son las sulfatadas, 30 de los 51 puntos muestreados las presentan. El resto son cloruradas, salvo la muestra B que fue tomada en la base de un nevero y muestra facies bicarbonatadas, en correspondencia con la de la nieve de cuya fusión proviene esa agua. Las facies cloruradas se observan principalmente, en relación con las aguas influidas por la fusión de los glaciares o con las cuencas altas de los arroyos, mientras que las facies sulfatadas se observan en relación principalmente, con aguas que han tenido contacto directo con la matriz sólida del terreno o que están fuertemente contaminadas por polvo de deposición

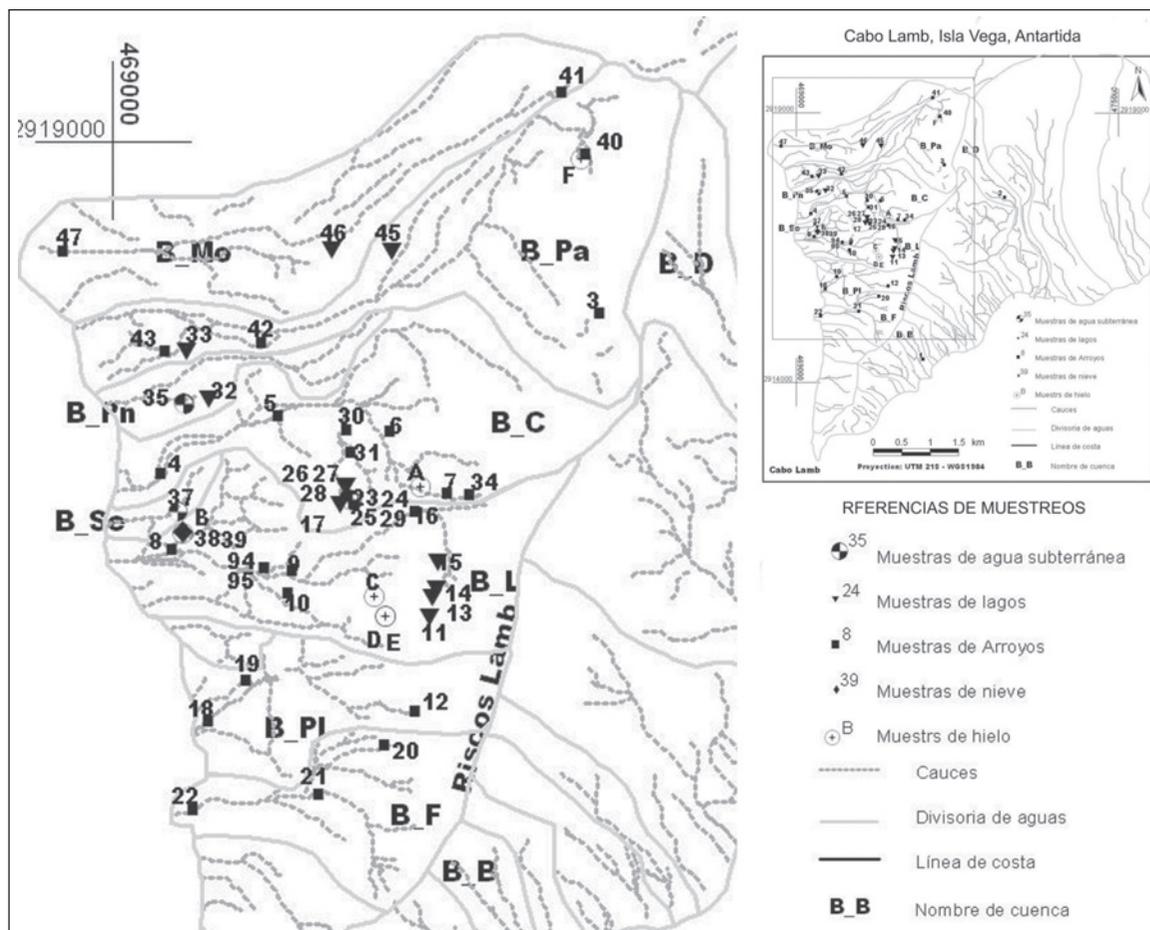


Figura 2: mapa de situación de los puntos de muestreo y distribución de la red de drenaje en cabo Lamb.

atmosférica. Al igual que sucede en charcas y arroyos de la plataforma de hielo de Mc Murdo se ha puesto de manifiesto la presencia de agua enriquecida en sulfatos, este enriquecimiento ha sido explicado como producto del lavado de sales derivadas de la precipitación diferencial durante la congelación de agua marina (de Mora *et al.* 1994). Si embargo, este mecanismo no parece ser que corresponda al caso de las aguas de cabo Lamb en las que la influencia marina parece ser muy pequeña y el origen volcánico del material de la zona no saturada hace sospechar, como se verá mas adelante, la presencia no confirmada de sulfuros. Otros estudios, realizados en la isla Marambio (Seymour), muestran que al igual que en el caso de cabo Lamb, las facies hidroquímicas no parecen tener relación con variables climáticas y es de un tipo diferente a la esperable por el aporte marino de sales a través del aerosol (Silva Busso *et al.* 2004b). Las facies catiónicas dominantes son mixtas, de tipo sódico-

cálcicas o cálcico sódicas; únicamente las facies del agua subterránea captada en el área del arroyo B_C, cercano al campamento, son una excepción, pues su facies es magnésico cálcica. El contenido en nitratos es bajo, siempre por debajo de 7 mg/l, excepto en la muestra 36 que llega a los 19 mg/l de NO₃, esta muestra, presenta la particularidad de ser la única que ha sido tomada en una zona en la que se ha observado desarrollo de horizontes orgánicos de cierta potencia y podría deberse a que el aporte de materia orgánica permite la colonización por bacterias nitrificantes. No se ha observado presencia de actividad animal de ningún tipo que pueda justificar esos elevados contenidos en nitrógeno. No se ha observado presencia de fósforo en disolución en las aguas de precipitación y en el hielo enterrado. En las aguas subterráneas y en los lagos se observa presencia de fosfato pero en concentraciones siempre por debajo de 0.7 mg/l. El contenido en potasio en las aguas de precipitación y en

los lagos es bajo, varía entre 0 y 6 mg/L. Las aguas subterráneas tienen contenidos mayores, de hasta 29 mg/l, como producto de la alteración mineral de la matriz sólida. Los cauces superficiales muestran una situación intermedia, con valores mínimos de 1 mg/L y máximos de 11 mg/l. En la figura 4 se muestra mediante un diagrama de cajas la distribución de los componentes mayoritarios en las aguas muestreadas agrupados según el origen de la muestra.

Caracterización del agua de precipitación nival

Las muestras de nieve se tomaron tras las primeras nevadas que se produjeron al finalizar las campañas de muestreo de agua superficial y subterránea. Se tomaron tres muestras denominadas G, 38 y 39. La G corresponde prácticamente a agua pura con una conductividad eléctrica de tan solo 6 µS/cm y un contenido mínimo de sales en disolución, esta muestra se tomó al final de una copiosa nevada con lo que

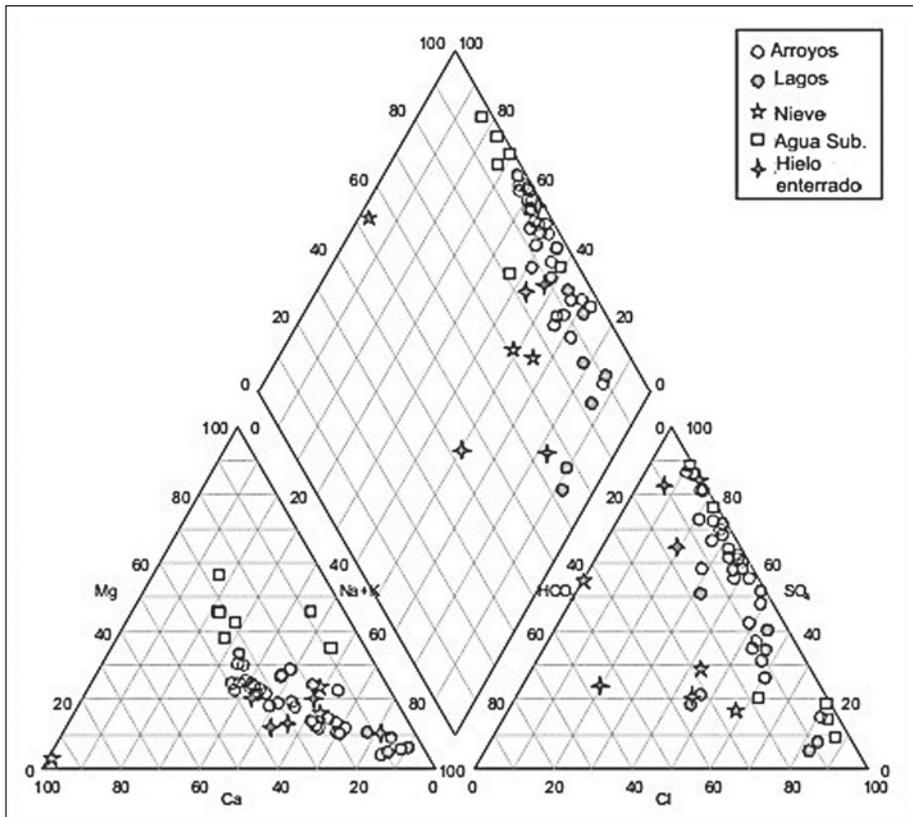


Figura 3: diagrama de Piper de las muestras de cabo Lamb.

el arrastre de polvo atmosférico se considerará despreciable. La principal característica de la composición de la nieve es su baja mineralización total. Se han medido 6 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 47 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 84 $\mu\text{S}/\text{cm}$ respectivamente. A pesar de que dichas muestras ha sido tomadas a muy corta distancia del mar (aprox. 300 metros) y baja cota (15 msnm). En esa situación sería de esperar una mayor concentración de sales procedentes del aerosol marino. Comparadas con otras muestras tomadas en zonas próximas presentan una distribución de iones similar en su composición (Bertler, 2005), aunque se sitúan entre las menos mineralizadas. Parece observarse que la influencia del aerosol marino sobre la composición del agua de precipitación es, en contra de lo esperado (Bertler 2005), escasa, y que es la marca química del polvo arrastrado de la vecina isla Ross, o de la propia isla Vega, la que predomina sobre el aerosol. Esto se deduce de los valores de la relación SO_4/Cl que en las muestras de nieve han sido de 0.28 en la primera mues-

tra y 0.74 en la segunda, mucho mayores que en el agua de mar que típicamente está sobre 0.1 unidades. Dos de las muestras procedentes de la nieve presentan un pH netamente ácido, entre 6.31 y 6.10 unidades, en correspondencia con el equilibrio con el CO_2 atmosférico; este pH no se neutraliza al ponerse en contacto con los materiales acuíferos al infiltrarse el agua. El pH de la tercera muestra, la menos mineralizada, es de 7.9 unidades, el mayor de los observados en todo el muestreo. La primera de las muestras tomadas presenta concentraciones de hierro (1,700 $\mu\text{g}/\text{l}$) y manganeso (29.3 $\mu\text{g}/\text{l}$) anormalmente elevadas para un agua de precipitación atmosférica, lo que también es atribuible a la contaminación por arrastre de polvo.

Caracterización del agua procedente del hielo

Se dispone en total de cinco muestras de agua procedente de hielo de diferentes tipos (denominadas con las letras A, B, C, D, y E) cuya localización está indica-

da en la figura 2. Las muestras A y B son de similar génesis y corresponden a hielo producto de la nieve acumulada. Se analizó la B considerada la más representativa. La muestra C corresponde a hielos viejos enterrados en la morrena más antigua, la muestra D a hielos de infiltración y la muestra E a hielos de sublimación. En general presentaban un contenido notable en polvo incluido entre la masa de hielo, lo que da lugar a que la fusión del hielo enterrado da lugar en muchas ocasiones a aguas de elevada mineralización. La muestra B es la menos mineralizada (36 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y fue tomada en la base de un nevero por lo cual seguramente se trate originalmente de nieve enterrada. La conductividad eléctrica del resto de las muestras, salvo la D, es moderada, entre 95 y 264 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Se ha observado que en todas las muestras existe una gran cantidad de polvo incluido en la matriz del hielo. Consideramos que este polvo es el origen de la mayor parte de las sales solubles del agua de ablación del hielo enterrado. De esta manera la interacción del agua con el polvo transforma en sulfatada la facies original del agua de precipitación invernal que debe ser clorurada. Observando la relación SO_4/Cl de estas aguas, que oscila entre 0.47 y 5.76, se ve que los valores son aún mayores que los calculados con las muestras de nieve, dato que confirma que el origen de la mineralización de la nieve y el hielo enterrado está principalmente en el polvo que los contamina y no tanto en el aerosol marino o el equilibrio con el CO_2 atmosférico. Se trata de nuevo de aguas muy agresivas, con pH netamente ácidos, más que los del agua procedente de la nieve. Los valores medidos están entre 4.50 el más ácido y 6.23 el menos ácido. El agua procedente de la muestra D fue definida en el campo como hielo de infiltración, esto se ha confirmado analíticamente pues su mineralización, que da lugar a una conductividad eléctrica de 2,384 $\mu\text{S}/\text{cm}$, es anormalmente elevada para ser de hielo. Su relación SO_4/Cl es también muy alta (12.40), y el pH muy ácido (4.4 unidades). Destaca además por su elevado contenido en SO_4 (906 mg/l) y en Fe (40 mg/l). Parece ser que se trata de una muestra procedente de una masa de agua superficial que se infiltró interac-

CUADRO 1: composición química de las aguas procedentes de los arroyos

Muestra	Cl- mg/l	SO42- mg/l	HCO3- mg/l	NO3- mg/l	Na+ mg/l	Mg2+ mg/l	Ca2+ mg/l	K+ mg/l	pH	C.E. µS/cm	PO4 mg/l	Fe2+ mg/l	Mn2+ µg/l
1	540	1170	33	4	347	146	296	7	6.15	4024	0	34.51	457
2	159	41	11	0	55	16	30	3	6.47	564	0	0.147	2.37
3	210	1350	0	4	332	101	260	4	4.03	3774	0	44.07	599
4	272	732	37	3	248	65	170	5	6.44	2434	0	13.43	286
5	524	702	33	3	243	60	158	4	6.45	2364	0	8.23	416
6	190	474	34	2	210	32	95	3	6.49	1440	0	11.56	228
7	165	157	48	1	128	13	38	2	6.97	853	0	2.94	49.8
8	322	732	19	4	312	56	148	10	6.2	2714	0	45.89	219
9	300	1146	29	3	328	94	244	6	6.32	3344	0	51.81	482
10	248	566	9	3	322	24	76	5	4.6	1659	0	39.06	288
12	124	96	42	1	103	7	28	2	6.48	620	0	7.49	56.5
16	204	664	63	1	319	26	110	6	6.28	2224	0	13.04	157
18	400	2680	38	2	762	218	396	11	6.78	6414	0	20.75	1627
19	262	2550	41	2	717	210	310	9	5.67	6054	0	32.24	1792
20	276	2240	0	1	463	146	420	4	3.97	5214	0	1.66	815
21	235	1840	0	1	370	110	352	4	4.13	4414	0	3.23	928
22	402	1410	0	2	354	115	348	4	4.29	4144	0	12.53	910
34	170	204	49	2	201	3	26	2	6.52	983	0	1.07	51.4
40	137	668	73	4	219	39	144	3	6.68	1550	0	89.04	334
41	97	270	64	2	113	21	64	3	6.9	912	0	30.8	202
42	120	109	44	3	93	8	33	2	6.67	638	0	7.94	88.7
43	151	310	38	3	118	29	87	3	6.72	1113	0	30.38	133
47	102	61	38	1	73	13	15	1	7.15	441	0.21	10.49	84.7
94	346	1086	37	4	324	92	256	6	6.5	3504	0	39.4	483
95	239	498	20	3	283	25	76	5	5.04	1698	0	22.78	312

CUADRO 2: composición química de las muestras de agua subterráneas

Muestra	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	NO3 mg/l	Na mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	K mg/l	pH	C.E. µS/cm	PO4 mg/l	Fe mg/l	Mn µg/l
23	2040	680	0	2	478	376	464	11	4.25	7134	0	4.03	2247
24	268	2340	0	2	306	326	404	6	4.05	6134	0	2.51	1710
25	550	2570	0	1	358	390	490	8	3.93	6724	0.15	27.58	1262
29	163	1820	0	1	170	300	252	3	3.7	4804	0.13	31.03	798
35	324	150	160	1	148	78	30	10	6.57	1392	0.34	34.97	99.1
36	1260	328	73	19	278	196	324	12	6.55	4454	0	42.94	451
37	832	125	55	7	333	108	59	29	6.79	2864	0.48	49.97	345

CUADRO 3: composición química de las aguas de los lagos

Muestra	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	Na mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	K mg/l	pH	C.E. μS/cm	PO ₄ mg/l	Fe mg/l	Mn μg/l
11	224	192	54	3	228	5	27	4	6.31	1079	0	1.54	14.9
13	12	26	10	4	22	1	2	1	6.01	129	0.17	35.33	101
14	212	442	40	1	265	17	71	6	6.57	1518	0	0.976	14.5
15	195	200	29	0	143	14	53	4	6.37	1030	0	0.689	5.94
17	232	352	5	0	109	59	99	4	4.8	1313	0	0.199	481
26	239	330	16	0	115	56	97	4	4.65	1318	0	0.033	487
27	237	326	17	0	112	57	95	4	4.67	1324	0	0.011	486
28	237	320	19	0	111	56	94	4	4.68	1320	0	0.027	478
30	460	1550	33	2	385	168	348	4	4.71	4624	0	1.3	921
31	454	816	25	3	284	90	232	5	5.46	3184	0	2.25	149
32	220	30	36	2	99	22	32	4	6.35	766	0.11	0.305	10.6
33	177	16	40	1	102	6	16	1	6.44	610	0.1	0.166	12.2
45	29	17	38	0	39	1	2	0	7.41	183	0.64	1.69	23.8
46	32	20	35	2	40	1	3	1	7.23	211	0	4.33	41.6

cionando intensamente con la matriz sólida y no de hielo originado en la nieve o restos del glaciar que no hubiesen tenido un contacto tan intenso con la matriz sólida. Se dispone de una única muestra de agua procedente del glaciar, tomada directamente en un arroyo formado sobre la superficie del mismo, esta presenta una mineralización extraordinariamente baja, la conductividad eléctrica es de 3 μS/cm y los únicos iones detectados han sido 1 mg/l de Na y 3 mg/l de Cl. Las especies HCO₃, SO₄, Mg y Ca estaban ausentes.

Caracterización del agua de los lagos

Se han muestreado en total nueve lagos (Fig. 2). Estos han sido clasificados en tres grupos, dependiendo de la composición de sus aguas, el pH, la conductividad eléctrica, la facies hidroquímica y la relación SO₄/Cl.

Lagos de baja mineralización, L_Pi 129 μS/cm, L_I 183 μS/cm y L_Cr 211 μS/cm. En este grupo se observa una clara diferencia entre los lagos L_I y L_Cr cuya agua procede de la ablación directa del agua del glaciar oeste, lo que da lugar a pH por encima de la neutralidad, facies cloruradas bicarbonatadas y relación SO₄/Cl de 0.43 y 0.46 unidades respectivamente. Por

otro lado, el lago L_Pi, situado entre los depósitos eólicos y las paleoformas glaciares, a pesar de ser el de menor mineralización su composición iónica se aproxima más a los de elevada mineralización que a los de baja, el pH es ácido (6.1 unidades) y la facies es sulfatada clorurada; parece ser que su origen está en la fusión del agua de nieve acumulada en invierno y no tiene conexión con el sistema general de flujo. Todos los lagos de baja mineralización comparten facies catiónicas sódicas y destacan por sus contenidos extremadamente bajos en Ca²⁺ y Mg²⁺.

En el segundo grupo están los lagos de mineralización media, 610 μS/cm el lago L_PN y 776 μS/cm el lago L_Mo. Ambos están ligados al agua de deshielo que atraviesa la morrena actual y que permite una interacción más intensa con la matriz mineral, muestran pH ácidos, facies cloruradas y relaciones SO₄/Cl muy bajas, 0.07 y 0.1 respectivamente. Forman claramente un grupo no conectado con el sistema de flujo subterráneo, perteneciendo ambos a una estructura en talik cerrado que les permite mantener una composición claramente diferenciada del resto. Las facies catiónicas de estos lagos son muy similares a los lagos de mineralización sódica cálcica elevada.

Por último se observa un tercer grupo con aguas de elevada mineralización: “Cabe-cera”, “Lamb”, L_Ec, L_Es y “Copépo-do” cuyas conductividades se sitúan entre 1030 y 1518 μS/cm y comparten todas facies cloruradas sulfatadas o sulfatadas cloruradas, relaciones SO₄/Cl entre 0.63 y 1.54 unidades, pH ácidos, en especial el lago L_Es que tiene un pH de 4.8.

En la figura 5 se muestra la relación D / ¹⁸O de las aguas muestreadas en Cabo Lamb. Se aprecia que todas las muestras, se ajustan noblemente a la recta meteórica local (Dapeña *et al.* 2011), y es precisamente el agua de los lagos la que se sitúa claramente sobre una recta de evaporación como efecto del largo tiempo de residencia del agua en el lago expuesta a fenómenos de evaporación. El punto de aguas subterráneas, situado sobre la recta de los lagos es una muestra muy somera, tomada en la zona de influencia del talik del lago Esmeralda y que por tanto ha sufrido también evaporación. En el lago L_Es, que tiene una profundidad máxima de 6 m. Se han tomado muestras en superficie, a 2.7 y a 5.8 metros de profundidad con objeto de determinar si existe alimentación desde el fondo que se vea reflejada en la composición del agua. Como se ve en la tabla 5 no

CUADRO 4: composición química de las muestras de hielo y nieve

Muestra	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	NO3 mg/l	Na mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	K mg/l	pH	C.E. µS/cm	PO4 mg/l	Fe mg/l	Mn µg/l
38	11	11	12	0	10	2	3	0	6.31	84	0	1.7	29.3
39	13	5	9	0	9	1	3	0	6.1	47	0	0	1.72
B	3	5	14	2	6	1	2	0	6.12	36	0	11.05	95.6
C	11	50	15	1	19	2	12	0	6.2	201	0.17	33.52	111
D	116	906	0	1	227	54	177	4	4.4	2384	0	40.1	297
E	5	82	12	0	24	3	14	6	4.5	264	0	27.95	93.7
F	14	9	18	2	14	1	2	6	6.23	95	0	27.06	158
G	0	1	1	0	0	0	1	0	7.9	6	0	0.478	8.72

se observan diferencias significativas en la distribución en profundidad de la composición del agua de este lago, coincidiendo con la interpretación de Silva Busso *et al.* (2010) que se trata de un talik cerrado.

Caracterización del agua de las cuencas superficiales

En el cabo Lamb existen 24 cuencas hidrográficas (Fig. 2) de las cuales se han caracterizado las 8 que se encontraban activas en el momento del muestreo. Siempre que ha sido posible se han tomado muestras representativas de la cabecera de las cuencas, tramos altos, medios y bajos. La composición de las aguas de los arroyos muestra una gran variabilidad debido al complejo origen primario del agua (fusión de la nieve, aporte de los glaciares, aporte de la morrena de fondo o de la morrena antigua, agua del permafrost), la distancia recorrida y la mezcla de agua de diversos orígenes. En general se observa que la carga mineral aumenta de Norte a Sur al alejarnos de la morrena oeste, y desde la cabecera de los arroyos hacia el mar, pues al aporte de aguas cada vez más salinas se unen la interacción del agua con los sedimentos transportados por los arroyos en grandes cantidades. Se distinguen dos tipos de cuencas:

Las cuencas que dan lugar a arroyos alimentados únicamente por aguas de ablación del glaciar y asentadas sobre o lateralmente a las morrenas actuales (cuenca del arroyo A_D y arroyo A_Mo) cuyas aguas se caracterizan porque: a) presentan menor mineralización (564 µS/cm y 441

µS/cm); b) muestran una relación SO₄/Cl menor 0.19 y 0.44 respectivamente; c) La muestra “Morrena” es la única muestra procedente de arroyo que presenta un pH por encima de la neutralidad, 7.15 unidades; d) son las únicas que presentan facies aniónicas cloruradas. Este grupo de aguas muestran en su mineralización una escasa interacción con la matriz sólida y simultáneamente una marcada influencia marina. Las cuencas que dan lugar a arroyos de alimentación compleja, en la que participan principalmente las aguas provenientes de la ablación del permafrost, en menor medida el aporte de hielo enterrado y en ocasiones, como es el caso de la cuenca del

arroyo A_Pa por aportes de la morrena del oeste. En este caso, la marca más destacada en la composición del agua es su elevada mineralización que en general debería aumentar según se acerca al mar si no hubiese aportes laterales de baja mineralización. La mineralización además aumenta según nos alejamos de la influencia de la morrena como es el caso de los arroyos A_Pl y A_F en los que se alcanzan conductividades eléctricas máximas de 5,214 y 6,414 µS/cm respectivamente. Los pH son siempre ácidos, con un rango de variación muy grande, desde 6,97 unidades en la cuenca del campamento hasta valores tan bajos como 3,97 en el arroyo A_F. Al igual que

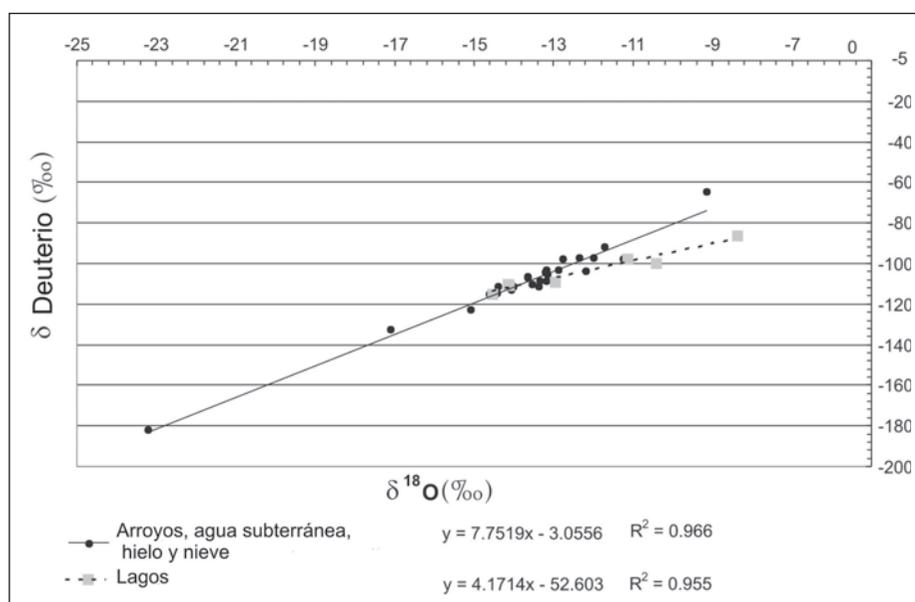


Figura 4: diagrama de cajas de especies mayoritarias (mg/l), conductividad eléctrica (µS/cm) y relación SO₄/Cl

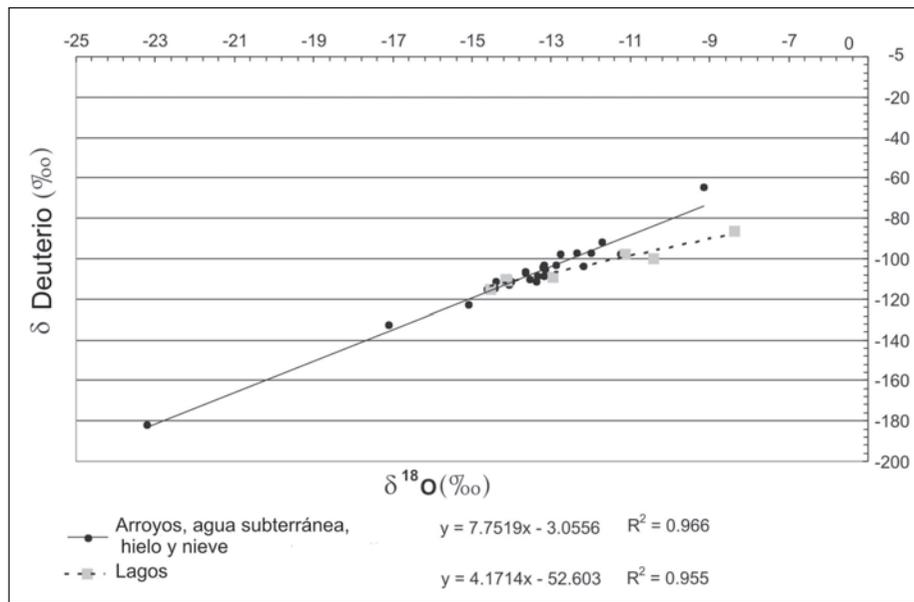


Figura 5: relación Deuterio ^{18}O en las aguas de cabo Lamb.

sucede con la conductividad eléctrica se observa que el pH es menor cuanto más alejado se está de la cuenca de la morrena Oeste. Los valores de la relación SO_4/Cl son también muy variados pero se evidencia que este índice es más elevado cuanto más alejado se está del agua de deshielo del glaciar y mayor es la influencia del agua del permafrost.

Caracterización de las aguas subterráneas suprapermafrost

Las siete muestras de aguas subterráneas estudiadas se pueden separar en dos grupos: Las cuatro aguas analizadas en el área de alimentación del lago L_Es que se caracterizan por no presentar HCO_3 en su composición, tener valores de pH extraordinariamente bajos, entre 3,7 y 4,25 unidades, más elevado según nos aproximamos al lago, mostrar una mineralización muy elevada, entre $4,804 \mu\text{S}/\text{cm}$ y $7,134 \mu\text{S}/\text{cm}$ aumentando en dirección al lago. Además

se observa como notable incremento de la relación SO_4/Cl según nos alejamos del lago, pasándose de 0.26 a 8.24 en apenas 40 metros de distancia.

Las aguas subterráneas captadas en la cuenca del arroyo L_PN donde se estudiaron dos muestras (35 y 36), ambas en una depresión alimentada estacionalmente por agua de ablación de nieve y eventualmente del desbordamiento del lago L_PN. Las muestras están separadas entre sí unos 15 metros y presentan en común dos características diferenciadoras del resto de las aguas, sus elevados contenidos en nitratos en términos relativos, y en bicarbonatos, ambos ligados a la actividad biológica. Estas muestras presentan diferencias en su composición ligadas a la posición relativa respecto al centro de la depresión. La muestra 35 se sitúa en el centro y la 36 en el borde exterior. Las facies de ambas son muy semejantes, cloruradas sódico-magnésicas y cloruradas calcio-magnésicas,

los pH también son similares 6.57 y 6.55 unidades respectivamente pero la mientras la muestra 35 presenta una conductividad eléctrica moderada, de $1,392 \mu\text{S}/\text{cm}$, la conductividad de la 36 es mucho mayor $4,458 \mu\text{S}/\text{cm}$. Esto es debido a que la depresión constituye un talik cerrado y funciona de forma similar a como lo hace el lago L_Es pero a escala mucho más reducida, de forma que en el talik se acumula el agua y se evapora concentrándose el contenido salino y recibiendo la influencia de los musgos y líquenes que se desarrollan sobre el suelo en esta área. En cuando se sale de la zona de influencia del talik el agua captada muestra de nuevo la composición características del agua líquida del suprapermafrost.

Las aguas del arroyo A_Se no se pueden asociar a ninguno de los dos grupos descritos, se trata de un arroyo efímero, que está seco porque no drena el permafrost y se alimenta por el deshielo de la nieve al comienzo de la estación estival. Además, las aguas subterráneas muestreadas en esta cuenca muestran una baja relación SO_4/Cl : 0.111 y un contenido relativamente elevado de HCO_3 , $55 \text{ mg}/\text{l}$ y mineralización intermedia $2864 \mu\text{S}/\text{cm}$.

DISCUSION

Modelo de funcionamiento hidrogeológico en cabo Lamb

En ambientes subpolares se pueden diferenciar tres grandes tipos de acuíferos (Tolstijin 1941) dependiendo de su posición relativa respecto al permafrost: suprapermafrost, son los desarrollados sobre el permafrost, tienen a este como la base impermeable sobre la que discurren; intrapermafrost, se desarrollan en el interior del suelo congelado; infrapermafrost, que se desarrollan por debajo de la capa congelada, generalmente a gran profundidad, el

CUADRO 5: composición del lago L_Es a diferentes profundidades

Prof. m	Cl mg/l	S04 mg/l	HCO3 mg/l	N03 mg/l	Na mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	K mg/l	pH	C.E. $\mu\text{S}/\text{cm}$	P04 mg/l	Fe $\mu\text{g}/\text{l}$	Mn $\mu\text{g}/\text{l}$
5,8	239	330	16	0	115	56	97	4	4,65	1318	0	33	487
2,7	237	326	17	0	112	57	95	4	4,67	1324	0	11	486
0	237	320	19	0	111	56	94	4	4,68	1320	0	27	478

agua se mantiene descongelada gracias a la acción del gradiente geotérmico. Los acuíferos sobre los que se trata en este trabajo son únicamente los desarrollados sobre el permafrost (suprapermafrost). El funcionamiento de este tipo de acuíferos, y en concreto el desarrollado en cabo Lamb está condicionado por una serie de factores que los diferencian de los modelos propuestos para acuíferos desarrollados en ambientes más cálidos (Silva Busso 2004, 2009):

Los acuíferos en ambientes antárticos son discontinuos en el tiempo, durante la mayor parte del año están inactivos; en esa situación no hay flujo hídrico ni interacción con la matriz sólida debido a la baja temperatura y a que el agua está en estado sólido. El acuífero desarrollado sobre el permafrost muestra una estructura física dependiente de las condiciones climáticas. Al contrario de lo que sucede en zonas templadas donde se puede definir con precisión la situación de la base de los acuíferos. La situación del muro depende del espesor de la capa activa del suelo, llegando a un máximo en verano, mientras que en invierno desaparece.

Generalmente, a los condicionantes estructurales geológicos, se imponen los debidos a la existencia y extensión del permafrost y a los diversos procesos geocriológicos. Además, el permafrost limita la extensión espacial de estos acuíferos.

La mayor parte del agua circula de manera superficial o sub-superficial. Únicamente en el caso de existencia de talik abierto puede existir flujo profundo que aflora a la superficie (*icing*) que puede producir aguas de mezcla aunque generalmente la presencia de permafrost impide estos procesos al actuar como estructura impermeable.

Por otra parte, se proponen tres tipos diferentes de cuenca en función del origen dominante del aporte de agua líquida:

Cuencas hídricas alimentadas por glaciares (CG): Se caracterizan por predominar el aporte de descarga directa de la ablación glaciaria estival, la consideración de la tipología glaciaria, frío, templado o politermal (Paterson 1994), pueden tener influencia en la descarga superficial e incluso subterránea. En dichas cuencas la temperatura del aire, humedad relativa y eventualmente vientos dominantes tienen una relevancia superior a la de otros factores

(Silva Busso *et al.* 2003). Cuencas hídricas alimentadas por ablación de la capa activa del permafrost (CP): la profundización de la capa activa del permafrost durante el verano permite el desarrollo de una zona no saturada e incluso acuíferos suprapermafrost. En este caso la presencia de permafrost permanente, continuo o discontinuo, sobre todo durante el verano, determinan el comportamiento del sistema acuífero. Si los cauces fluviales cortan en profundidad el techo del permafrost se puede producir una descarga de agua del permafrost hacia los cauces. En este tipo de cuenca, la temperatura del suelo, grado de insolación y escasez de precipitaciones son aspectos climáticos dominantes (Silva Busso *et al.* 2000 y Silva Busso 2004) y tiene particular incidencia en la hidrodinámica del medio.

Cuencas hídricas alimentadas por ablación de la precipitación nival (CL): Este tipo de cuencas asemejan su comportamiento a la dinámica fluvial característica de latitudes más bajas. Se produce la alimentación directa de cursos fluviales y acuíferos por recarga a partir de la fusión de las precipitaciones nivales, esta recarga ocurre en períodos estivales con medias por encima de 0°C, en áreas donde las cuencas no poseen conexión con glaciares y donde el permafrost es muy discontinuo (región occidental e insular de la Península Antártica). En este caso la escorrentía dependerá, además del clima, de la magnitud de las precipitaciones y de parámetros morfométricos de la cuenca y de las permeabilidades de las unidades geológicas de la misma (Silva Busso *et al.* 2004c y Silva Busso *et al.* 2004d).

Normalmente, las cuencas hidrológicas son de carácter mixto, es decir, presentan descargas glaciarias, un importante aporte variable de las precipitaciones (líquida o nival) y la ablación del permafrost, en algunas de ellas. Generalmente la preponderancia de alguno de estos aportes sobre los otros varía temporalmente, por ejemplo, a principio del verano predomina el deshielo de la nieve y al final del mismo los aportes del hielo enterrado y de la zona no saturada, llegando a producirse todas las situaciones intermedias posibles. Esto hace más complejas las metodologías de estudio y de evaluación hidrológica y su rela-

ción con las variables climáticas como han expresado diversos autores (Chinn 1981; Eraso *et al.* 1991; Imbar 1992; Silva Busso 2004; Silva Busso 2009). En la figura 6 se muestra sobre un diagrama triangular que permite representar la clasificación cualitativa de las cuencas según las tipologías mencionadas. En los vértices se representa el aporte principal idealizado como único aporte observado. El principal inconveniente de este tipo de clasificaciones es que muestran una visión homogénea y estática del proceso, en realidad en una misma cuenca puede haber sectores que se comportan de manera muy diferente y lo que es aún más importante, un mismo sector se variará su comportamiento según avanza la estación cálida pudiendo comenzar como estrictamente dentro del grupo SB, es decir alimentadas por el agua del deshielo de nieve y terminar dentro de otro grupo, GB ó PB según domine al final de la estación cálida el agua procedente de la fusión glaciaria o del drenaje de la capa activa, como es el caso de cabo Lamb.

Modelo propuesto

El modelo conceptual propuesto se basa en el diagrama de interrelación de la figura 7. Mediante el modelo propuesto se intenta dar respuesta a tres preguntas clave:

La relación entre los lagos y el flujo general del agua, en especial la relación entre los lagos y el flujo de base de alguno de los arroyos que aparentemente los drenan.

La relación río-acuífero, y como sucedía con los lagos, con especial atención a la

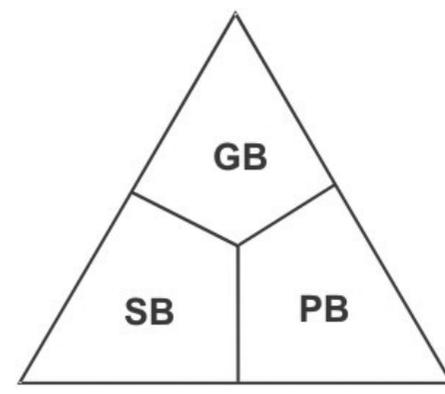


Figura 6: diagrama triangular que permite clasificar cuencas hídricas en ambientes antárticos según el origen del agua según GB (glaciaria), SB (nieve) y PB (permafrost)

relación entre el acuífero y la composición de base de los arroyos durante el estiaje.

Un aporte significativo de agua al sistema procedente de la fusión de grandes masas de hielo enterrado.

Este modelo presupone que existen seis compartimentos que confieren al agua que contienen una marca hidroquímica o isotópica característica. Los compartimentos citados son:

El agua subterránea, su marca característica es el elevado contenido en sulfato, relación SO_4/Cl elevada y bajo pH.

Los arroyos, al ser producto de mezcla de los demás compartimentos en diferentes proporciones, su composición depende de la relación de mezcla en cada momento; si el origen mayoritario del agua de los arroyos es el permafrost poseerán características similares a las del agua subterránea, modificándose de acuerdo a los aportes por ablación de nieve o glaciares.

Los lagos cuya característica principal, en cabo Lamb, es la desconexión del sistema general de flujo, la presencia de cloruros y sodio en proporciones superiores a las del agua subterránea y mineralización y pH reducidos.

Los glaciares que dan lugar a agua de deshielo, de muy baja mineralización, facies generalmente cloruradas sódicas y elevados valores de D y ^{18}O .

El agua de precipitación atmosférica, en su mayor parte nívea, (con o sin influencia oceánica), baja mineralización que puede ser clorurada sulfatada dependiendo de si domina la influencia marina o continental y además valores reducidos de D y ^{18}O .

El hielo enterrado, con elevado contenido en polvo incluido y por tanto aguas fuertemente sulfatadas generalmente sódicas.

Además, la transferencia de agua de un compartimiento a otro contiguo modifica sustancialmente su composición, sobre todo cuando hay implicado un cambio de fase (por ejemplo el deshielo de la nieve, la evaporación del agua de mar, la condensación del agua de las nubes) pero también cuando existe interacción con un material o estructura (el suelo, el acuífero, la atmósfera) que añade o retira solutos en cantidades significativas.

Esquema basado en condiciones estivales

La interpretación se representa en las figuras 8 a 11, explica el funcionamiento

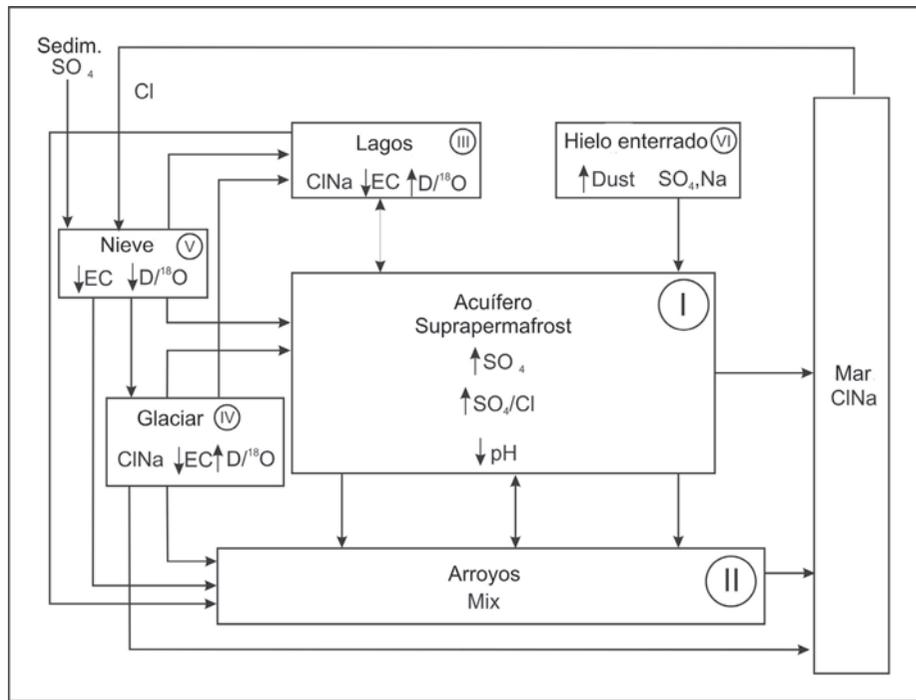


Figura 7: esquema conceptual en el que se muestran los compartimentos que se pueden diferenciar en el ciclo hidrológico en medio antártico.

del sistema hidrogeológico de cabo Lamb en el momento del muestreo: verano muy templado y sin nieve acumulada en superficie. Se caracteriza por los siguientes hechos:

Los lagos no están en conexión con el sistema de flujo subterráneo, se trata de estructuras aisladas (talik cerrados) esto es válido para los lagos desarrollados sobre la morrena oeste (L_Cr e L_I) o como para el lago L_Es; (Silva Busso *et al.* 2010) a pesar de que su tamaño y profundidad que suelen dar lugar a estructuras en talik abierto. En los primeros no se observa influencia de agua proveniente del permafrost ni de hielo con polvo incluido. Estos lagos se alimentan principalmente con agua de fusión de hielo glaciar en la morrena. El lago L_Es por su parte está alimentado por la precipitación nival caída en su mayor parte a lo largo del invierno. La falta de conexión de los lagos con el sistema subterráneo se observa fácilmente cuando se compara la composición de la masa hídrica del lago con el agua subterránea que le rodea (Fig. 12) y se observa como el agua del lago muestra una mineralización mucho menor que la del agua subterránea y relaciones SO_4/Cl mucho más parecidas a las de aguas de precipitación que a las subterráneas.

La zona de influencia de la morrena del oeste se limita al arroyo A_Mo, alimentado casi en exclusiva por esta agua y a los arroyos cuya cabecera se sitúa en la zona oeste de la cuenca del arroyo A_Pa.

Los arroyos muestran una composición compleja, fruto de la mezcla del agua proveniente de todos los orígenes posibles: precipitación directa, fusión de hielo o nieve, aporte del permafrost, aporte de los glaciares directamente o a través de un flujo infrapermafrost etc. Pero en el momento del muestreo todos los arroyos salvo el “A_Mo, A_Pa y A_D”, estaban alimentados mayoritariamente por aportes de aguas subterráneas desde el permafrost. La composición química del agua de precipitación de verano está influida principalmente por el arrastre de polvo de la vecina isla James Ross o de la propia isla Vega. Sin embargo creemos, aunque no tenemos muestras directas, que la composición de la precipitación nival de invierno

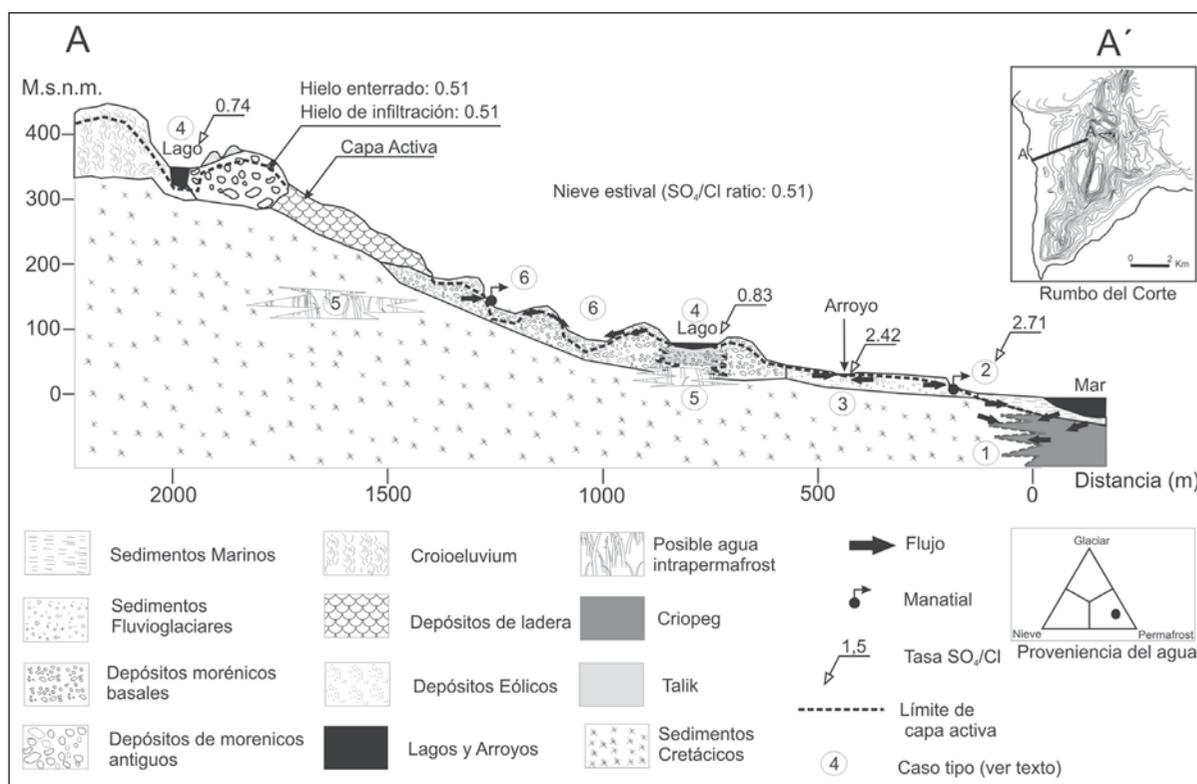


Figura 8: modelo general de funcionamiento del sistema hídrico en verano.

está más determinada fundamentalmente por la interacción del agua con los gases atmosféricos y por el aporte de sales provenientes del aerosol marino.

Las surgencias (muestras 30 y 31) que debido a datos morfológicos de la zona circundante al punto de muestreo parecían constituir un drenaje del lago L_Es, en realidad son aportes subterráneos originados probablemente por la fusión del hielo enterrado.

Existe un aporte notable al caudal de base de los arroyos procedente de la ablación de hielo enterrado.

Las ideas anteriores quedan contenidas en los siguientes ejemplos:

Ejemplo I: Modelo general de funcionamiento del sistema hídrico en verano (Fig. 8)

Se trata del modelo general de funcionamiento del sistema hídrico en verano, representa una situación en la que el aporte de agua a los arroyos se produce casi exclusivamente a partir de la ablación de la capa activa. En este corte se pueden diferenciar: *Áreas de criopég costero:* son zonas donde las aguas salobres o saladas con temperatura

bajo cero, pueden encontrarse a diferentes profundidades. Son frecuentes en las zonas costeras donde puede haber ingreso de aguas marinas. Es probable su ocurrencia en las zonas costeras de Cabo Lamb dada la existencia de una extensa playa dominada por la marea que favorece el desarrollo del criopég en la zona del permafrost.

Zonas de surgencias puntuales de agua suprapermafrost: se observan mejor en litologías permeables al pie de barrancos de poco desarrollo. Son producto de la descarga del agua de fusión estival de la capa activa en las zonas expuestas a la insolación y existe un quiebre topográfico. Estas surgencias no alcanzan a encauzarse sino que forman pequeñas zonas húmedas, que pueden relacionarse con procesos de icing. Estas zonas se han observado en el Cabo Lamb al pie de las terrazas fluvioglaciales. Dada su naturaleza son de difícil muestreo aunque pueden aportar cantidades significativas de agua a los cauces.

Zonas de descarga encauzadas del agua suprapermafrost: los cauces de los arroyos cortan en su recorrido el acuífero libre suprapermafrost drenando el agua que descarga sobre ellos desde la capa de

descongelamiento. Esta alimentación es relativamente constante durante el verano hasta que la capa activa se encuentra a profundidades inferiores al cauce y se desconecta quedando seco el cauce. En el Cabo Lamb esta es la situación de verano y se corresponde con la situación dominante en el momento del muestreo.

Zonas de talik cerrado o abierto: los lagos ubicados sobre las paleoformas glaciares que desarrollan bajo su lecho una zona descongelada en el permafrost, restringida y aislada que no lo atraviesa en su totalidad. La zona saturada líquida se ve restringida a las dimensiones del talik infralacustre. En cabo Lamb el acuífero libre no descarga en estos cuerpos de agua o si lo hace es con muy poco aporte.

Zonas de aguas intrapermafrost: son zonas en el permafrost que por razones litológicas, tipo de recarga, cercanía a glaciares u otras contienen agua líquida, pueden constituir un talik abierto o cerrado y ser estacionales e incluso permanentes. En general se encuentra en zonas de descarga de aguas subglaciares generando flujos de aguas subterráneas que pueden alcanzar los cauces fluviales estacionales. Pueden

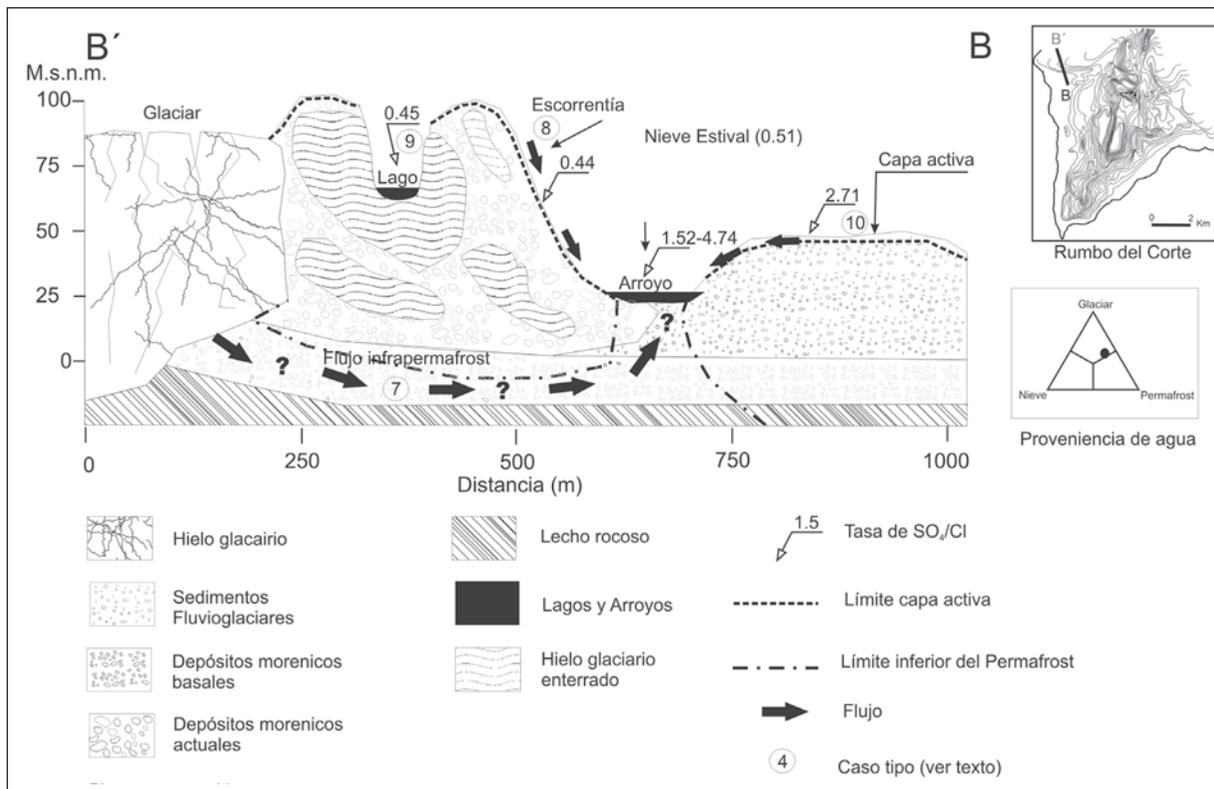


Figura 9: modelo modificado por el aporte de agua procedente de los glaciares.

ser acuíferos limitados arealmente, acuitardos y cerca de la costa contener aguas salobres. Si bien no se ha encontrado evidencia de este tipo de formaciones en la zona de Cabo Lamb, como sucede en otras regiones del norte de la península.

Zonas de talik fluvial cerrado temporal: similar al talik descrito en el punto 4, son zonas de talik cerrado, vinculadas a la dinámica fluvial. Se trata de zonas anegadas, con una lámina de agua de muy poco espesor, de orden centimétrico, que logran desarrollar en profundidad una zona descongelada poco profunda pero extensa a favor del cauce fluvial. Este talik se integra en el sistema de flujo superficial y suprapermafrost, en áreas cercanas a la costa puede constituir un talik abierto que descarga en el mar. En cabo Lamb es frecuente observar estos sistemas a lo largo de los cauces fluviales desarrollados sobre morfologías de origen glaciar.

Ejemplo II. Modelo modificado por el aporte de agua procedente de los glaciares (Fig. 9)

En este caso el modelo general se modifica al haber aporte mixto de agua, a la esco-

rrentía de la capa activa se suma el agua procedente de la ablación de los glaciares. En el esquema se observan tres nuevos componentes:

Flujo subpermafrost de las aguas de descarga en los glaciares politermales (Silva Busso 2009; Paterson 1994): En el norte de la península Antártica es característica la existencia de glaciares politermales que aportan agua subglaciaría a través de los sedimentos sobre los que están en contacto, dando lugar al desarrollo de un flujo subterráneo que puede descargar en otros cuerpos de agua e incluso arroyos. En el cabo Lamb la evidencia de este proceso puede observarse en la zona del arroyo A_Pa en contacto con morrenas actuales donde se presumen aportes de esta naturaleza y son los que explican las conductividades eléctricas tan bajas 638 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 912 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en cabecera y 1113 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en desembocadura y que las relaciones SO_4/Cl puedan ser también tan bajas tratándose de un cauce superficial como 0.67 en el punto 42.

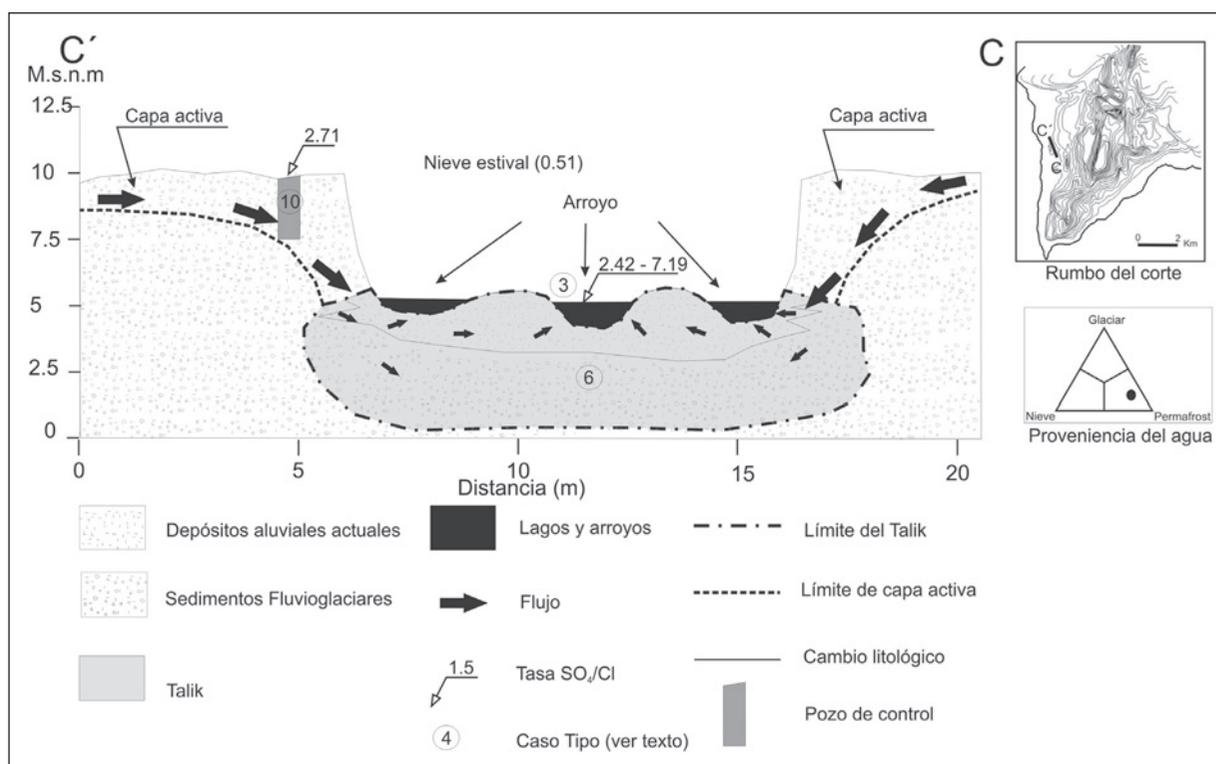
Escorrentía glaciar: flujo producto de la ablación directa del glaciar o de los hielos enterrados que eventualmente se encauza

y mezcla con aguas de otros orígenes. Este tipo de flujo corresponde al arroyo A_Mo y al arroyo A_D, y da lugar a los cauces de menor mineralización 441 $\mu\text{S}/\text{cm}$, valores de relación SO_4/Cl (0.441) bajas y además en el entorno en el que estamos son las únicas aguas que presentan pH por encima de la neutralidad (7.15 pH).

Lagos originados por termokarst sobre la morrena actual: Son cuerpos de agua resultado de la fusión de hielos enterrados, y colapso del sustrato dando lugar a una zona deprimida, proceso de termokarst, alimentada superficialmente por agua de ablación del glaciar y fusión de los hielos enterrados. No tiene un desarrollo significativo del talik. Estos lagos no tienen alimentación significativa desde la capa activa. Es el caso de los lagos L_I y L_Cr.

Ejemplo III: Modelo de detalle de la relación arroyo-agua subterránea (Fig. 10)

Acuífero suprapermafrost: Acuífero libre generado a consecuencia del descongelamiento de la capa activa. Este acuífero se desarrolla con mayor potencia en las zonas con morfología glaciar pues la morrena actual que posee elevados contenidos de hie-



lo enterrado y estratificado, la hacen poco sensible a la descongelación estacional rápida. La génesis de estos acuíferos (Silva Busso *et al.* 2000; Silva Busso 2004) depende de factores extrínsecos (temperatura, insolación, etc.) e intrínsecos (litología, porosidad, etc.). En la zona de estudio, las aguas procedentes del acuífero suprapermafrost, si no tienen influencia directa de aguas glaciares o de nieve como es el caso de la muestra 35 tomada en la cuenca del arroyo A_Ca, son de carácter muy ácido, frecuentemente por debajo de 5 unidades de pH, de elevada mineralización, por encima de 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con relaciones SO_4/Cl elevadas.

Ejemplo IV: Modelo de relación lagos-aguas subterráneas (Fig. 11).

En Lagos de cierta profundidad, generalmente mayor de 5 metros, como en el caso del lago L_Es, existe la posibilidad de que se cree una estructura en talik abierto que permita la conexión del lago con otras masas de agua, generalmente arroyos que drenan el lago mas o menos lejos de su situación actual, estas estructuras no siempre están conectadas y sucede como en el caso de las muestras 30 y 31 (ver Cuadro 4), que en el terreno parecían un drenaje

de este dada su situación con relación al lago L_Es. La hidroquímica sin embargo demuestra que no es así y según Silva Busso *et al.* (2010) se trata de un talik cerrado.

Visión dinámica del sistema

El punto de partida temporal del sistema acuífero suprapermafrost es el final del invierno, cuando todo el sistema está paralizado, por congelación de las masas líquidas de agua, excepto por la aportación de nieve que se acumula en superficie. No hay flujo de agua suprapermafrost y las reacciones químicas de interacción con la matriz o de intercambio de gases no son significativas. Con el aumento de la temperatura a fines de la primavera y comienzo del verano, se produce en primer lugar la fusión de la nieve y luego la descongelación de la capa activa así como la activación de los cursos fluviales de origen glaciar. Comienza la escorrentía superficial y la evaporación. Cuando la temperatura media aumenta lo suficiente el permafrost desarrolla una capa activa, y en este momento se pone en funcionamiento un ciclo hidrológico completo. Los lagos, dependiendo de su naturaleza, recogen la escorrentía superficial y pueden drenar subterráneamente hacia

cauces superficiales y estos al mar. Cuando el sistema sigue progresando, ya entrado el verano, se produce la situación III de muestreo descrita por Fresina *et al.* (1999). No hay aporte de agua de la ablación de la nieve y el sistema se mantiene principalmente gracias al aporte de agua subterránea procedente del acuífero suprapermafrost, del aporte de la ablación de hielo enterrado y en áreas próximas a los glaciares del deshielo de estos. En casos extremos, en algunas cuencas el desarrollo de la capa activa rebasa el lecho de los ríos y si la temporada estival se prolonga estos llegan a desconectarse del sistema de flujo subterráneo y se secan, es el caso del arroyo A_Se.

CONCLUSIONES

El cambio climático está produciendo en extensas zonas de la península Antártica la activación de sistemas hidrogeológicos que dan lugar a un modelo de funcionamiento del agua subterránea característico de este ambiente. Este modelo es diferente al que se desarrolla en climas templados: a) la posición del techo y el muro del acuífero, su espesor, y su relación con otras masas de agua dependen del desarrollo de la capa

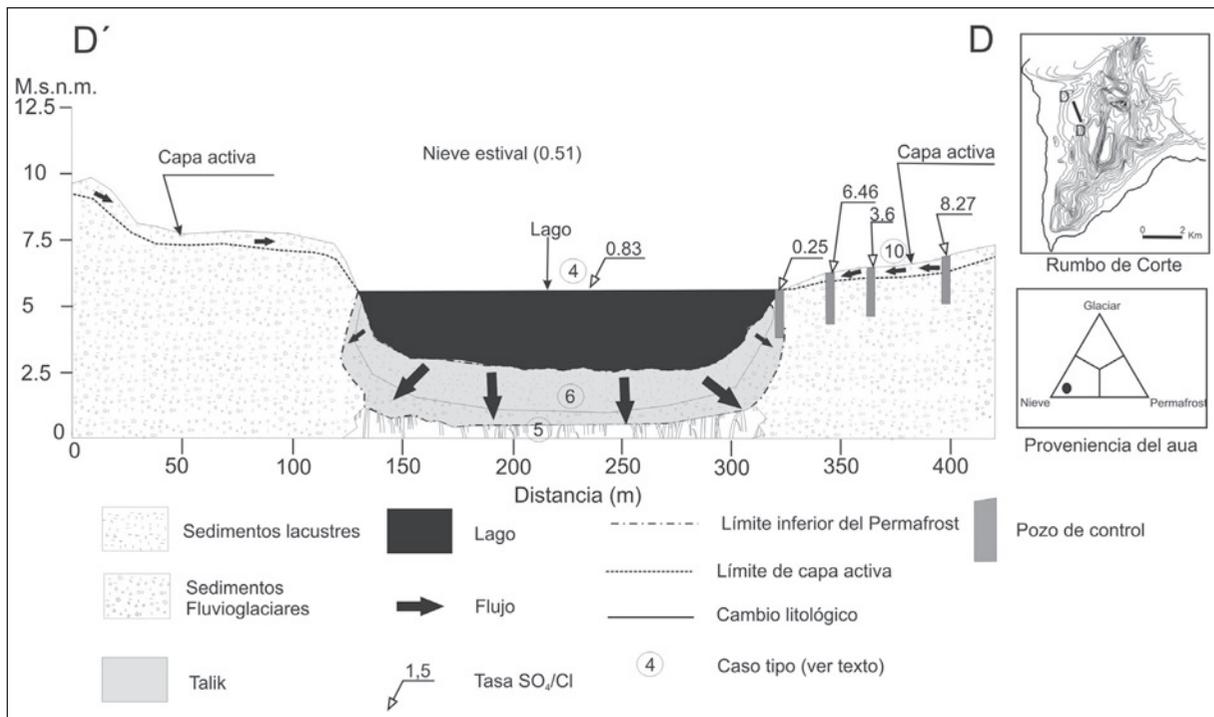


Figura 11: modelo de relación lagos-aguas subterráneas.

activa durante el verano y por tanto de la climatología local. b) durante la mayor parte del año no existe flujo subterráneo de agua ni de nutrientes al encontrarse el sistema congelado. c) se observan estructuras y procesos ausentes en sistemas templados, talik abiertos o cerrados, masas de agua infrapermafrot conectadas o no al flujo general, flujos infrapermafrost, criopeg, glaciares en roca y otros procesos geocriológicos. El cabo Lamb es un buen modelo representativo de sistema acuífero en ambiente antártico, en el que se desarrolla un acuífero suprapermafrost a partir de la dinámica de descongelamiento estacional en el que los

cauces superficiales mantienen su caudal en verano drenando la zona saturada y se secan cuando el nivel freático se sitúa bajo la cota de su lecho. Las precipitaciones nivales por ser escasas únicamente alimentan los cauces durante el corto periodo de ablación. En la zona de cabo Lamb es suficiente el análisis del comportamiento de cuatro variables hidroquímicas: pH, conductividad eléctrica, relación HCO_3/Cl , relación $D/^{18}O$ y relación SO_4/Cl , para explicar el funcionamiento del sistema y la relación entre sus componentes. De este análisis y del estudio de la clase de permafrost, morfología de la cuenca y del aporte de agua, se concluye que:

El agua de los cauces durante el periodo estival, tras el periodo de ablación, excepto los relacionados directamente con las morrenas actuales (A_D, A_Mo y A_Pa B_D, B_Mo y parte del B_Pa), proviene del aporte subterráneo desde la capa activa. No existe conexión entre los lagos y el sistema general de flujo subterráneo. Los lagos responden a una estructura de talik cerrado. Probablemente si los lagos de Cabo Lamb hubiesen sido más profundos la estructura del talik a ellos asociado hubiese sido abierta. Los lagos desarrollados sobre la morrena actual con núcleo de hielo responden a

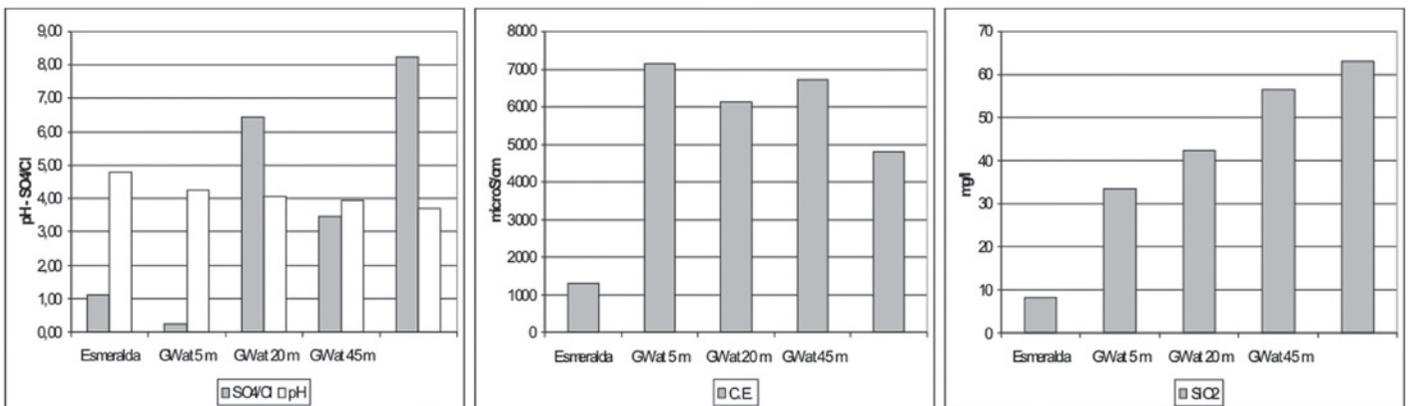


Figura 12: comparación entre las características del agua del lago Esmeralda y del agua subterránea (GW) tomada a 5, 20 y 45 metros de distancia del lago.

fenómenos de termokarst. Las relaciones propuestas HCO_3/Cl , la relación $\text{D}/^{18}\text{O}$ y relación SO_4/Cl , podrían a priori indicar la procedencia del agua en las cuencas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto de investigación CGL2005-03256ANT, financiado por la Dirección General de Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia de España y PICTO 2005N36155 de la Secretaría de Ciencia y Técnica e Instituto Antártico de Argentina. Los trabajos sobre el terreno se han efectuado además gracias al apoyo logístico de las Fuerzas Armadas de la República Argentina. Los autores agradecen la colaboración en las labores de campo a J. M. Lirio, M. Chaparro, y M. Brizuela, miembros del equipo Argentino de investigación en ciencias de la tierra.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bertler, N., 2005. Snow Chemistry across Antarctica. *Annals of Glaciology* vol. 41. 167-179
- Cook, A. J., Fox A. J., Vaughan D. G., y Ferrigno J. G., 2005: Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, 308: 541-544.
- de Mora S.J., Whitehead R.F.y Gregory M. 1994. The chemical composition of glacial melt water ponds and streams on the McMurdo Ice Shelf, Antarctica. *Antarctic Science* 6:17-27.
- Dapeña, C., Parica, C., Remesal, M., Salani, F., Panarello H.y Rinaldi, C. 2011. Composición Isotópica de las Aguas de las Islas Shetland del Sur y la Costa Danco, Antártida. *Actas del 18° Congreso Geológico Argentino* (en CD), Simposio 8 (S8) Geología, Ambiente y Recursos Naturales de la Antártida, Neuquén, Argentina, 409-410.
- Eraso, A., Antigüedad I. y Magin A.. 1991. Time Series Correlogramme and Spectral Analysis of the Cazadora Glacier Drainage and Meteorological Parameters. First International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Madrid, España, 69-91.
- Ermolin, E., De Angelis H. y Skvarca P. 2002. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using aerial photography and satellite image. *Annals of Glaciology*. V. 34: 184-188.
- Ermolin E., De Angelis, P. Skvarca y Rau F. 2005. Ground ice in permafrost on Seymour (Marambio) and Vega Islands, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*. V. 39: 112-127.
- Fresina M., Sánchez, R., y Silva Busso, A, 1999. Aproximación metodológica al monitoreo del ambiente hídrico en Isla Marambio, Antártida. Comité Argentino para la Investigación del Cuaternario (CADINCUA). Volumen I: 89-93
- Inbar, M., 1992. Hidrología y geometría hidráulica en litología volcánica y clima antártico. Estudio cuantitativo morfológico en la Isla Decepción, Islas Shetland del Sur. *Geología de la Antártida Occidental*. II Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología. J. López-Martínez (Ed). Simposios T3, Salamanca, España. 337-346.
- King, J. C., Turner J., Marshall G. J., Connolley W. M. y Lachlan-Cope T. A., 2004: Antarctic Peninsula Climate Variability And Its Causes As Revealed By Analysis Of Instrumental Records. *Antarctic Peninsula Climate Variability: A historical and Paleoenvironmental Perspective*, E. Domack, A. Burnett, P. Convey, M. Kirby, and R. Bindshadler (eds) American Geophysical Union, 17-30.
- Lawson, D.E., Strasser J.C. y Davi J.M., 1994. Geological and geophysical investigations of the hydrogeology of Operable Unit 3. Interim draft report prepared for the US Army 6th ID and US Army Engineer District, Alaska by the Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire. 56p.
- Lawson D.E., Arcone S. A., Delaney A. J., Strasser J. D., Strasser J. C., Williams C. R. y Hall T. J., 1998. Geological and Geophysical Investigations of the Hydrogeology of Fort Wainwright, Alaska. Part II: North-Central Cantonment Area. *Cold Regions Research & Engineering Laboratory Report* 98-6.US Army Corps of Engineers, Hanover, New Hampshire. 43p.
- Lirio J. M., Chaparro M. A., Gogorza, C. S, Yermolin E., Silva Busso A. y Cuchí Oterino J. A., 2007. Características Sedimentológicas y Magnéticas de un Depósito Cenozoico en una Terraza en Cabo Lamb, Isla Vega, Península Antártica. *Actas del VI° Simposio Argentino y 3° Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas CD-ROM*. Resumen Expandido N° GEORE819, 4p.
- Marenssi, S., Salani F. y Santillana S., 2001. Geología del Cabo Lamb, isla Vega, Península Antártica. Dirección Nacional del Antártico. Instituto Antártico Argentino. Contribución N° 530: 43p.
- Olivero, E., Gasparini, Z., Rinaldi, C., y Scasso, R. 1991. First record of dinosaurs in Antarctica (Upper Cretaceous, James Ross Island): Paleogeographical implications; pp. 617-622 en M. R. A. Thomson, J. A. Crame and Thomson J. W. (eds.), *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, Cambridge. 1021p.
- Paterson, W.S.B. 1994. The physics of glaciers. Third edition, Oxford. Elsevier. 497 pp.
- Pirrie, D., Crame, A. y Riding, J. 1991. Late Cretaceous Stratigraphy and Sedimentology of Cape Lamb, Vega Island, Antarctica. *Cretaceous Research* 12: 227-258.
- Reynolds, J.M. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54: 123-133.
- Rinaldi, C.A. 1982. The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. En Craddock, C. (ed.) *Antarctic Geoscience: 331-337*, the University of Wisconsin Press, Madison.
- Silva Busso, A., 2004. Aspectos Hidrológicos Superficiales y Subterráneos del Área Norte de la Península Antártica, *Boletín Geológico Minero, IGME, AIH, UNESCO, Madrid España* Vol. 114, núm. 4: 419-432.
- Silva Busso A., 2009. Aguas Superficiales y Subterráneas en el Área Norte de la Península Antártica. *El Agua en el Norte de la Península Antártica*, INA, DNA-IAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara Cap.4 p: 47 - 82, Buenos Aires, Argentina
- Silva Busso, A. y Fresina M., 2004c. "Relación del Flujo Subterráneo sobre el Humedal Subpolar de la Península Potter, Islas Shetland Antártica". En CD (ISSN: 9703217494), *Congress 33° AIH - AHSUD Groundwater Flow Understanding*, T6-03 8p. Zacatecas, México.
- Silva Busso, A.; Sánchez, R. y Fresina, M., 2000 Caracterización del Comportamiento Hidrogeológico en la Isla Marambio, Antártida. Primer Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas, ALSHUD - AIH. *Actas*

- en CD., Art. 230: 292-307. Fortaleza, Brasil.
- Silva Busso, A, Fresina, M. y Rouiller G., 2004a. Distribución de la salinidad en las Cuencas Hídricas de la Isla Marambio, Antártida. 5° Simposio Argentino y I Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas., CD-ROM. Resumen Expandido N° 102GO, 4pp.
- Silva Busso, A Fresina, M y Vodopivec C., 2004b. Caracterización Hidroquímica de las Cuencas Hídricas de la isla Marambio, Antártida. Actas del V° Simposio Argentino y I° Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas CD-ROM. Resumen Expandido N° 103GO, 4pp. Buenos Aires, Argentina.
- Silva Busso, A., Fresina M. y Vodopivec C., 2004c. "Hidrodinámica e Hidroquímica Subterránea en la cuenca del Arroyo Matías, Península Potter, Islas Shetland Antártica". En CD (ISSN: 9703217494) Congress 33° AIH - AHSUD Groundwater Flow Understanding. T6-15, 8 p. Zacatecas, México.
- Silva Busso A., De Angelis H., Svarka P., y Ermolin E., 2004d. Características Hidrológicas de Bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, ASAGAIA ISSN: 0326-1921 N°19, Pág. 113-121, Argentina.
- Silva-Busso, A., L. Moreno, J. J. Durán, E. Ermolin J. López-Martínez, J. A. Cuchí C. y Martínez-Navarrete, F. 2010. Análisis de la estructura del talik de un lago profundo en la Isla Vega, Península Antártica Occidental. Revista Geogaceta, Asociación Geológica Española. N°49: 35-38.
- Skvarca, P., Rack W., Rott H. y Ibarzábal T. y Donángelo F., 1998. Evidence of recent warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27: 628-632.
- Tolstijin, N.I. 1941. Podsemnue vodu merzloy zonu litosferu. (Aguas subterráneas de la criolitosfera). Moscú, 345 (en ruso).
- Turner, J., S. Colwell R., Marshall G. J., Lachlan-Cope T. A., Carleton A. M., Jones P. D., Lagun V., Reid P. A., y Lagovkina S., 2005: Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25: 279-294.

Recibido: 20 de junio, 2012

Aceptado: 23 de febrero, 2013