



EL AGUA EN EL NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA



**Contribución al conocimiento de los Recursos Hídricos
en la Península Antártica**

COMPILADOR DR. ADRIÁN ÁNGEL SILVA BUSSO

F H N

FUNDACIÓN
DE HISTORIA NATURAL
FÉLIX DE AZARA



VAZQUEZ MAZZINI  EDITORES



EL AGUA EN EL NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

F H N
FUNDACIÓN
DE HISTORIA NATURAL
FÉLIX DE AZARA

EL AGUA EN EL NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

**Contribución al conocimiento de los Recursos Hídricos
en la Península Antártica**

COMPILADOR DR. ADRIÁN ÁNGEL SILVA BUSSO



VAZQUEZ MAZZINI  EDITORES

Colaboradores Editoriales

Prof. Maria Josefa Fioriti

Prof. Gabriela Rouiller

Diseño Tapa

Diseñadora Gráfica Lorena Vago

Instituto Nacional del Agua

Diagramación interior

Diseñador Gráfico Mariano Masariche

Foto tapa

Ing. Patxi Elichiry

Humedales Subpolares de la Cuenca del Arroyo Matías, Península
Potter, Isla 25 de Mayo (King George), Schetland del Sur Antártida.

Los autores se responsabilizan de la información y los trabajos editados en la presente obra

El agua en el norte de la península antártica / Adrián Angel Busso...[el al.];
compilado por

Adrián Angel Busso - 1a ed. - Buenos Aires: Fundación de Historia Natural Félix de Azara, 2009.

168 p. ; 24x17 cm.

ISBN 978-987-22121-8-6

1. Hidrología. I. Busso, Adrián Angel II. Busso, Adrián Angel, comp.
CDD 551.3



AGRADECIMIENTOS

El Compilador de este trabajo agradece a las autoridades de la SubSecretaría de Recursos Hídricos de la Nación y de la Dirección Nacional del Antártico. En particular a las siguientes Instituciones que permitieron la participación de los diversos autores: Instituto Nacional del Agua, Instituto Antártico Argentino y al Dpto. de Cs. Geológicas, FCEyN, Universidad Buenos Aires. En general extendemos nuestro agradecimiento a las Fuerzas Armadas del República Argentina dado que su apoyo logístico permanente hace posible la realización de nuestro trabajo en el continente.

En términos particulares, agradezco en primer lugar al Dr. Carlos Rinaldi que inicailemnte apoyó la investigación hidrológica e hidrogeológica en el Continente Antártico, a la Prof. María Josefa Fioriti por su colaboración, al Cap. de Corveta Beltrán (Servicio de Hidrografía Naval) y finalmente a los evaluadores, autores, colegas y amigos que han participado con su tiempo, sugerencias y voluntad en la realización de esta publicación.



PRESENTACIÓN DEL COMPILADOR

Esta obra constituye una revisión y actualización de cada uno de los principales aspectos de las líneas de investigación relacionadas con el agua en la región norte de la Península Antártica fundamentalmente sobre la base de los estudios y publicaciones científicas. Constituye una primera aproximación desde la perspectiva del conocimiento de los Recursos Hídricos y no pretende abarcar todos los aspectos al respecto ni agotar todas las posibilidades de investigación en el tema. El editor pretende presentar, a partir de los diferentes autores que han participado, un resumen de los resultados más salientes de la investigación argentina en esta línea temática durante los últimos años. Pretende también ser un modesto homenaje al cumplimiento de los 100 años de presencia argentinas en Antártida y colaborar en la difusión de la investigación científica en dicho continente.

*A todos aquellos que infatigablemente han compartido
los 100 años de experiencias argentinas en Antártida.*

INSTITUCIONES PÚBLICAS PARTICIPANTES

Instituto Nacional del Agua - INA

Instituto Antártico Argentino - IAA

EVALUADORES CIENTÍFICOS

- Argentina:

Lic. Flores Alberto

Prof. Adjunto Facultad de Cs. Exactas y Naturales, UBA

Ing. Lobos José E.

Jefe del Laboratorio Experimental de Calidad de Agua, INA

Dr. Lopardo Raúl

Prof. Titular Facultad de Ingeniería de la UNLP y Gerente de Programas y Proyectos INA

Dra. Paulina Nabel

Investigador CONICET Lab. de Geología de Cuaternario y Centro de Integración Geoespacial, Museo Argentino de Cs. Naturales.

Dr. Rabassa Jorge

Investigador CONICET, Laboratorio de Geología del Cuaternario, CADIC

Dr. Rinaldi Carlos A.

Investigador del CONICET y Ex director del IAA

Ing. Salabert Juan José

Prof. Titular Facultad de Ingeniería UBA y Vicepresidente de la Sociedad Científica Argentina.

Dr. Santa Cruz Jorge N.

Prof. Titular Cátedra de Hidrología Continental, Facultad de Filosofía y Letras, UBA y Coordinador Técnico “Proyecto Acuífero Guaraní” OEA

Dr. Tell Guillermo

Prof. Titular FCEyN-UBA, Investigador CONICET

Dra. Tuchjneider Ofelia

Investigador CONICET y Prof. Adjunto Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, UNL

- **Extranjeros:**

Dr. Makarov Vladimir

Laboratorio de Geoquímica, Instituto del Permafrost, Yakytck, Rusia

Dr. Frank Rau

Investigador de la Universidad de Freiburg, Freiburg, Alemania

Dr. Peter Kuhry

Departamento de Geografía Física y Geología del Cuaternario, Universidad de Estocolmo, Estocolmo, Suecia.

Dra. María del Carmen Cabrera Santana

Prof. Titular Facultad de Cs. del Mar, Universidad de Palma de Gran Canaria, España

CONTENIDOS

PAG 15 - PRÓLOGO

Carlos A. Rinaldi

PAG 17 - CAPÍTULO 1

**LA PENÍNSULA ANTÁRTICA: UN NUEVO
HORIZONTE PARA LAS CIENCIAS HÍDRICAS**

Adrián Silva Busso, Mirta Fresina, Inés Velasco y Carmen Rey

PAG 31 - CAPÍTULO 2

**GEOLOGÍA DEL CUARTARIO DEL NORTE
DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

Juan M. Lirio, Héctor J. Nuñez y Rodolfo A. del Valle

PAG 47 - CAPÍTULO 3

**AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS
EN EL AREA NORTE DE LA PENINSULA ANTÁRTICA**

Adrián Ángel Silva Busso

PAG 83 - CAPÍTULO 4

**PERMAFROST Y HIELOS SUBTERRÁNEOS
EN EL SECTOR NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

Evgeniy Ermolin

PAG 105 - CAPÍTULO 5

**EL MANTO DE HIELO ANTÁRTICO: ESTRUCTURA
INTERNA, DINÁMICA Y ESTABILIDAD**

Hernán De Angelis

PAG 131 - CAPÍTULO 6

**LIMNOLOGIA EN EL ÁREA NORTE DE LA PENINSULA
ANTÁRTICA**

Haydée Pizarro e Irina Izaguirre

PAG 145 - CAPÍTULO 7

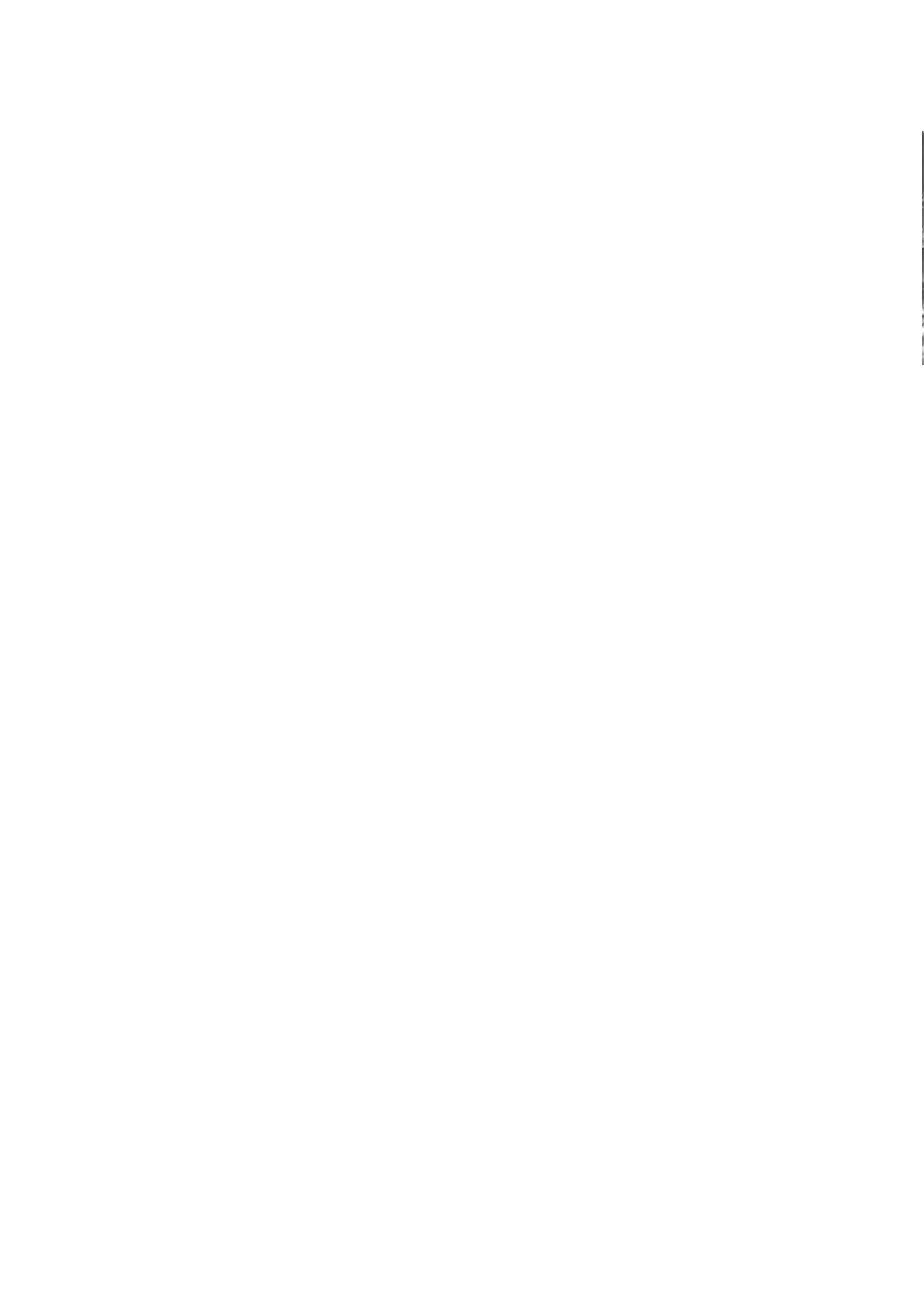
**TÉCNICAS DE MUESTREO Y CONTAMINACIÓN DE LOS RECURSOS
HÍDRICOS EN EL NORTE DE LA PENÍNSULA ANTARTICA**

Cristian Vodopivec y Mirta Fresina

PAG 159 - CAPÍTULO 8

**CONSERVACIÓN, PROTECCIÓN Y GESTIÓN DE LOS
RECURSOS HÍDRICOS**

Rodolfo Andrés Sánchez



PRÓLOGO

Dr. Carlos A. Rinaldi

El nombre de esta publicación podrá llamar la atención, dado que en general la población, considera que es una redundancia unir la Antártida con el agua, sin embargo los que hemos caminado ese Continente maravilloso, sabemos de la necesidad de hacer agua, quizás la tarea mas engorrosa y costosa de toda campaña, juntar nieve o hielo para derretirlo y a posterior darle su uso común, con el consiguiente gasto de combustible.

Cuando se habla de hacer agua no son muchos los voluntarios, recuerdo aquella vieja época de poder subir al pequeño avión para ir de Marambio (Seymour) a bañarse a Esperanza, era la aventura de la ducha. Así durante 100 años continuamente los argentinos hicimos agua en el gélido Continente.

Al ver este trabajo muy bien coordinado por Adrián Silva Busso y recorriendo sus paginas veo nombres que me fueron familiares ya sea en la Universidad o en el Instituto Antártico que hube de dirigir desde 1984 al 2001, al ver desarrollar estas cuestiones me doy cuenta que la siembra no ha sido mala, y que el relieve que toma esta temática es de suma importancia para el desarrollo de nuevas tecnologías que pueden contribuir, en primer lugar al conocimiento, y a la obtención con menor costo y por ende con menor contaminación del liquido tan preciado.

Los autores presentan un cúmulo de información de muy buen nivel con interpretaciones que pueden ser o no compartidas, esto es la metodología del progreso sin discusión no hay ideas y sin ellas todo esa perdido.

Aliento este tipo de publicaciones en ellas esta el avance del conocimiento, si los científicos antárticos no publican guardan para sí un preciado tesoro su información que al no darla a luz no sirve para nada, recuerdo siempre como lo hacia en mis charlas noctámbulas del campamento y lo repito cada día mas “El conocimiento es el nuevo nombre de la Soberanía” no se puede reclamar lo que no se conoce.



LA PENÍNSULA ANTÁRTICA: UN NUEVO HORIZONTE PARA LAS CIENCIAS HÍDRICAS

Adrián Silva Busso, A¹ Mirta Fresina²,
Inés Velasco³ Carmen Rey¹

¹DSH-Instituto Nacional de Agua, SubSubsecretaría de Recursos Hídricos, Autopista Ezeiza – Cañuelas. Tramo J. Newbery Km 1,620, Ezeiza, Buenos Aires, Argentina (1824). pntsas@ina.gov.ar y crey@ina.gov.ar

² Departamento de Cs. Geológicas, FCEN, UBA. Pab II Ciudad Universitaria, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Mirtafresina2000@yahoo.com.ar

³ Departamento de Cs. de la Atmósfera, FCEN, UBA. Pab II Ciudad Universitaria, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. inesvelazco@tangol.gl.uba.edu.ar

RESUMEN

El continente antártico constituye una de las regiones más aisladas e inaccesibles del planeta Tierra razón por la cual la suma del conocimiento que el hombre tiene sobre el mismo ha tenido una lenta evolución a lo largo de los últimos 200 años. Razones climáticas y tecnológicas fundamentalmente han influido en las diversas etapas del último siglo en desarrollo de la investigación científica en Antártica. Dicha investigación ha sido, y es hoy en día, motivo de diversas expediciones polares y subpolares que han incluido sucesivamente estudios geológicos, biológicos, climáticos y glaciológicos entre otros que la República Argentina ha realizado activamente durante los últimos 100 años. Sin embargo, solo más modernamente se ha prestado mayor atención al estudio de los diversos componentes del ciclo hidrológico como parte de un todo conducente a estudiar la interacción de estos aspectos entre sí y con el medio biótico en un ambiente tan particular como el Continente Antártico. Este trabajo resume los aspectos generales que proporcionan una perspectiva complementaria en el estudio de los recursos hídricos

Palabras clave: Recursos Hídricos, Clima, Antártida

ABSTRACT

The Antarctic region is one of the most isolated and inaccessible zone in Earth. It is for this reason, that human knowledge about this continent has observed a slow evolution along to the last 200 years. In the last century, climatic and technologic reasons have influenced on the several steps of the scientific development in this region. The scientific research has been the cause in the past and today of the many polar and subpolar expeditions that included geologic, biologic, climatic, glaciologic and another studies. The Argentine Republic carried out these activities for the last 100 years. However, the several parts of the water cycle in the nature have been studied more recently in Antarctica. The scientific research in Argentina has devoted special attention to the interactions between these aspects and the biota such a particular environment. This paper is a review of the general aspects and shows a complementary view point in the water research studies.

Keywords: Water Resources, Climate, Antarctica

CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

EL CONTINENTE ANTÁRTICO

El continente antártico está cubierto en su gran parte por hielos glaciares constituyendo un conjunto de forma casi circular y unos 4.500 kilómetros de diámetro comprendido, casi en su totalidad, dentro del Círculo Polar Antártico. La superficie de la Antártida, sin contar las islas ni las barreras, es de 13.177.000 Km²; con las Islas Sub-antárticas suman cerca de un

millón más. El mosaico imagen de la figura 1 (Jezek et al., 2002) constituye la reconstrucción satelital más reciente del continente antártico. El área de interés para las investigaciones científicas, incluye los estudios oceanográficos al sur del paralelo 60° suponen unos 30 millones de kilómetros cuadrados (I.A.A., 1997).

Desde el punto de vista de la geografía fisi-

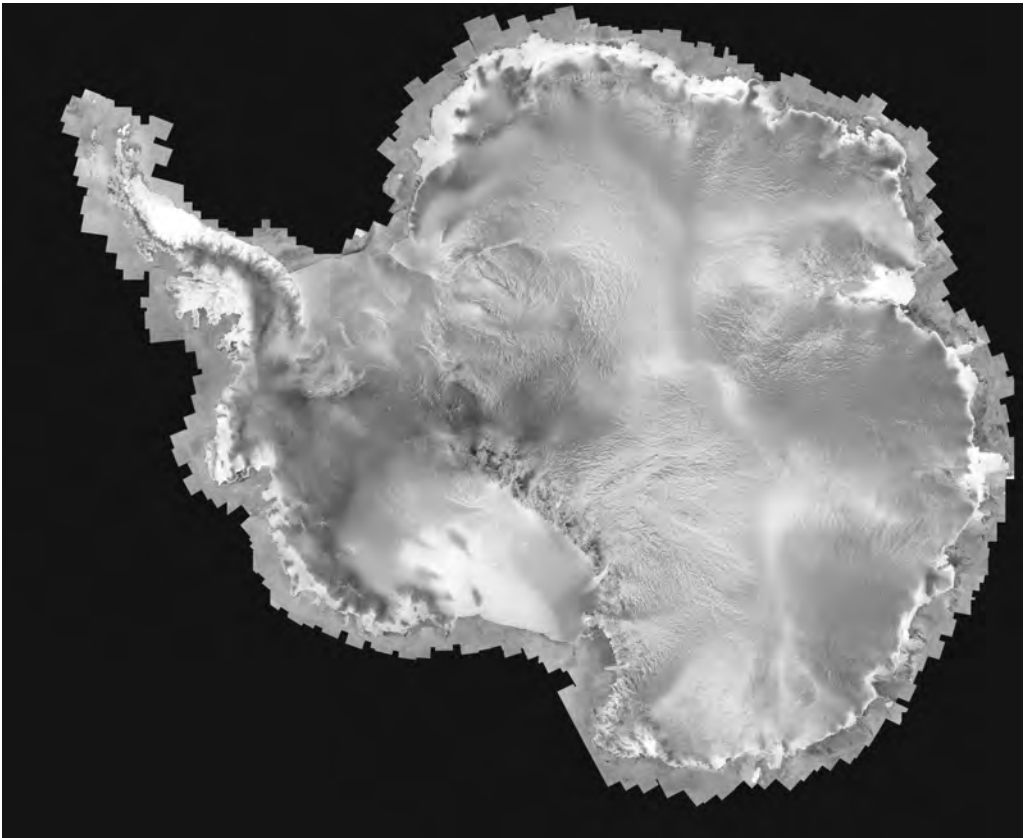


Figura 1. *Mosaico Imagen del Continente Antártico (Jezek et al., 2002)*

ca, el meridiano de Greendwich y su antemeridiano correspondiente dividen a la Antártida en dos porciones: la Antártida Oriental que comprende las tierras ubicadas hacia el este de dicha línea y la Antártida Occidental que abarca las que se hallan hacia el oeste, ambos sectores de características muy disímiles. La Antártida Oriental está constituida en su mayor parte por una meseta de forma tabular que ocupa casi las tres cuartas partes de la totalidad del continente; sus costas son de una notable regularidad. El relieve de la Antártida Occidental es mucho más abrupto y sus costas, sumamente irregulares; esta parte del continente tiene una larga saliente que se interna hacia el océano: la Península Antártica rodeada por los mares de Bellingshausen y de Weddell. Una de las principales características de la Península Antártica es que constituye una prolongación de la región continental hacia el norte y, en junto con la región insular aledaña, alcanza la latitud de 60° sur. El hecho de que la mayor parte del continente está cubierto por una sábana de hielo de considerable espesor (Kotlyakov y Smolyarova 1990) ha dificultado el conocimiento del relieve subglacial. Lythe et al. (2001) ha realizado cálculos estimados que suponen un espesor de la capa de hielo entre 600 y 4000 metros aproximadamente con una longitud marginal de esta capa de más de 20.000 km, la mayor parte en contacto con el océano. Su volumen lo estima en 25.400.000 km³, cantidad suficiente para hacer ascender, en caso de que se fundiera, en alrededor de 60 m el nivel actual de los mares.

El continente antártico está actualmente bajo la presión litostática de la carga de hielo que se sobre impone y algunas estimaciones predicen que si fundiera la cobertura de hielos, el continente se elevarían en una proporción que representarían entre el 25 y 30 % del espesor actual de la capa de hielo; la elevación sería menor en el caso de las tierras que permanecieran bajo el nivel del mar puesto que soportarían parte de la actual carga bajo la forma de

aguas marinas. Por esto es que geográficamente se considera que existen dos tipos de altitudes para las tierras actualmente cubiertas por los hielos: las altitudes absolutas actuales y las altitudes “ajustadas”, valor teórico que alcanzarían en caso de que desapareciera la capa de hielo.

Sin la sábana de hielo antártica se infiere una distribución de territorio infrayacente bajo y llano entre 90° y 150° Este, que se distribuiría entre los márgenes de las cadenas montañosas Gamburtsev y Trasantárticas, a una altura de entre 2000 a 4000 m.s.n.m. El relieve alto, con picos que alcanzan hasta los 5.140 metros como el Monte Vinson y áreas deprimidas como la fosa subglacial de Bentley de alrededor de 2500 metros bajo el nivel del mar. Estas depresiones incluyen la Tierra de Ellsworth y Marie Byrd también bajo el mar.

El continente antártico junto con África, Australia, Sudamérica y La India eran parte de Gondwana al menos hasta el Periodo Triásico, a partir del Cretácico, Gondwana se separó en diversas placas que comenzaron a desplazarse en diferentes direcciones. África y La India se corrieron hacia el norte mientras que Australia, América del Sur y Antártida se desplazaron en general con rumbo sur. Posteriormente la Antártida se separó situándose ésta cada vez más al sur hasta su posición actual. En esta situación, las regiones geológicas del continente antártico quedaron configuradas de la siguiente forma: La parte oriental se extiende hacia el este actualmente es tectónicamente estable, constituido por rocas ígneas y metamórficas de edad precámbricas (Del Valle et.al, 1992). La región occidental se distribuye mayormente en el hemisferio oeste, la Península Antártica posee rocas ígneo-metamórficas de edad precámbrica y paleozoica mientras que hacia la cuenca de Larsen las unidades geológicas son de edad más recientes. (Del Valle et al, 1992). La carta geográfica y batimétrica de la figura 1 (S.H.N., 1998) muestra la ubicación del área del Pasaje de Drake, Mar de Weddell y Mar Bellingshausen.

LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Dentro de la Antártida Occidental, entre el paralelo 60° S y el polo, y limitado longitudinalmente por los meridianos de 25° y 74° O aproximadamente, se encuentra el área que comprendería la Península Antártica y su área insular abarcando un área de 4000000 km² de los cuales aproximadamente 1230000 son continentales (IAA, 1997).

La Península Antártica (figura 2) emerge del continente en dirección norte para luego tomar rumbo este. La región occidental de la península está dominada por un relieve mesetiforme que no supera, en general, los 2000 msnm. Hacia el este se encuentra la cadena montañosa de la Península San Martín y Trinidad (en Argentina se denominan Antartandes), que recorre la península a lo largo de toda su extensión. La orogenia de esta cadena es de la misma edad de la cordillera de los Andes y se la considera vinculada a ella a través de un arco insular compuesto por las Georgias del Sur, Orcadas del sur, Sandwich del Sur y Shetland del Sur (Behrendt, 1983) siendo la máxima altitud la del cerro Jackson de 4.190 m (ver figura 3).

Al oeste de la península están las islas Alejandro I y Belgrano que limitan la Bahía

Margarita y hacia el norte de éstas aparecen dos archipiélagos; el de Palmer y el de las Shetland del Sur. Separadas de la Península Antártica por el Estrecho Antarctic, se encuentran en la parte más septentrional, otro grupo de islas; dentro del sector pero bastante más alejadas las Orcadas del Sur, con más de cuarenta islas e islotes pequeños. Al oriente de la península se encuentra el Mar de Weddell cubierto en gran parte por la plataforma de hielo Filchner.

Al sur del mar de Weddell, en la Tierra de Edith Ronne, se extiende la cordillera Diamante en dirección norte – sur y alcanza su mayor altura en el cerro Guaraní con 3660 m

Los montes Trasantárticos, ubicados en la Antártida oriental, forman una divisoria de hielos provocando que el hielo de la meseta fluya de manera asimétrica con un cauce principal hacia el mar de Weddell.

A medida que el hielo del interior se desliza hacia los bordes del continente se adelgaza progresivamente. Su encauzamiento por valles y depresiones forma glaciares de descarga prolongándose mar adentro y coalesciendo lateralmente formando así las barreras de hielo.



Figura 3.
*Orógeno Andino
hacia fines
del Cretácico
(Behrendt, 1983)*

EL CLIMA EN LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS Y CAMBIO GLOBAL

En términos generales, el continente antártico registra las temperaturas medias anuales más bajas del planeta, así como también las mínimas absolutas más bajas. Una razón es su relativo aislamiento de los demás océanos del mundo consecuencia de la llamada corriente circumpolar antártica que fluye alrededor del continente.

En la península Antártica las temperaturas estivales se intensifican como consecuencia de la mayor latitud y el consecuente aumento de la radiación solar, además del efecto térmico que proviene de las superficies expuestas de roca. Más específicamente, el clima en el norte de la Península Antártica entre los 60° y 64° de latitud sur, presenta, según Reynolds (1981), una disminución gradual de las medias termométricas desde la región occidental de la Península hacia la región oriental (figura 4). El clima marítimo en el oeste de la Península Antártica y el pseudo continental en el este tiene gradientes verticales de temperatura similares (-0.57°C/100m), entre superficie y los 1050 m de altitud, pero los gradientes latitudinales son diferentes, -0.77°C/grado de latitud en el oeste y -0.85 °C/grado de latitud en el este. Estos resultados indicarían una uniformidad térmica que, sin embargo, no resulta tal si se comparan las temperaturas medias anuales entre el W y el E, que difieren en 5 °C siendo más fría en el W (Reynolds, 1981).

La presión atmosférica alcanza su máximo en la meseta polar antártica donde un anticiclón emite permanentemente vientos secos y fríos. Los sistemas ciclónicos que se forman en el océano provocan nubosidad y mal tiempo en los mares circundantes. En la región antár-

tica la dirección de los vientos superficiales no dependen de las isobaras. La pérdida de calor por radiación superficial genera una capa poco profunda de aire muy frío que descienden a gran velocidad por las laderas entre la meseta central y la región costera. Estos vientos alcanzan fuerte intensidad y sus ráfagas transportan nieve que reducen la visibilidad, es el fenómeno es conocido como blizzard.

La evolución del clima y sobre todo de los valores de temperatura de las últimas décadas, ha sido evaluado por Jones, (1995) verificando un aumento en los valores termométricos medios máximos en el continente Antártico en las latitudes medias y altas. Svarka et al., (1998) realizaron un estudio comparativo de la evolución termométrica y su relación con el calentamiento de la región determinando diferencias apreciables entre las regiones oriental y occidental de la Península Antártica.

En este sentido, el incremento de la temperatura media y sobre todo la temperatura media de verano es mayor en la últimas tres décadas, en la región oriental de la Península y particularmente en la zona del archipiélago Ross, determinando incrementos del orden de 0.075°C (Estación Marambio, 64° S aproximadamente) y 0.083°C (Estación Esperanza, 63° S aproximadamente). En la región occidental, Raymond et al., (1996) determinaron un incremento de 0.057°C/año (Estación Faraday, 65° lat. aprox.) verificándose el más importante en la media de invierno (0.14°C/año). En la región occidental la extensión del hielo marino pareciera relacionarse con las variaciones termométricas, sobre todo en invierno cuando la nubosidad es mayor que en verano en esas

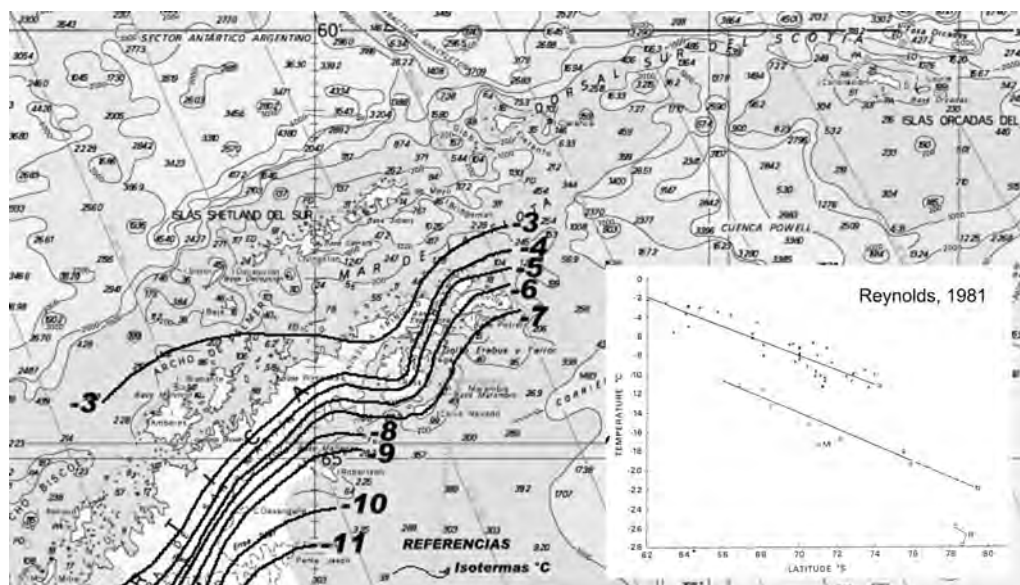


Figura 4. Distribución de la Temperatura y correlación con la latitud en al Península Antártica adaptado de Reynolds, (1981) sobre la base cartográfica del SHN, (1998).

regiones (Reymond, et al., 1996; King, 1994). Stark, (1994) propone iguales causas para explicar el calentamiento e incluye además la zona de Bahía Margarita.

El clima de la región noreste de la Península Antártica es subpolar, semiárido, con temperaturas medias anuales que oscilan entre -5°C y -10°C (Reynolds, 1981). Según la zona, las temperaturas medias de verano suelen hallarse entre 0°C y -2°C , mientras que las medias de invierno se hallan entre -12°C y -17°C , aunque durante las últimas tres décadas se ha registrado un significativo calentamiento atmosférico de 1.5°C (Skvarca et al., 1998). Los vientos dominantes son del sector S y SO, aunque en ocasiones se registran también fuertes vientos catabáticos, cálidos y secos, provenientes del sector ONO. Las precipitaciones de 250 mm anuales (80% néveas y 20% líquidas) permalfrost en general continuo que ablaciona parte de la capa activa durante el verano.

Al oriente de la Península Antártica la distribución del calor se relaciona fundamental-

mente con las variaciones de hielo marino y nubosidad, además de los fenómenos de circulación atmosférica de la región (King, 1994). Reynolds, (1981), determinó que las temperaturas medias anuales ajustadas al nivel del mar en la región occidental de la península se encuentran entre -2 y -5°C , con isothermas paralelas a la línea de costa, determinó también que las temperaturas medias de verano suelen ser mayores en la región occidental de la península normalmente comprendidas entre 0°C y 2°C , mientras que las medias de invierno varían entre -6°C y -10°C , por otro lado según Skvarca et al, (1998), el significativo calentamiento atmosférico permite calcular una tasa de $0.041^{\circ}\text{C/año}$.

Al occidente de la Península Antártica se observa una marcada influencia oceánica ya que la misma constituye una barrera a la circulación de los vientos provenientes del noroeste (Raymond et al, 1996). La dirección dominante del viento es ONO y de moderada intensidad (en comparación con la región oriental).

Las precipitaciones que están cercanas a los 400-450 mm/año, tienen lugar durante el verano, siendo fundamentalmente en forma líquida o como agua nieve. Dadas las temperaturas medias de verano, la ablación de la nieve es un proceso constante durante el mismo, de tal forma que el aporte en las cuencas hídricas no sólo es proveniente de los glaciares sino también y en gran medida por aporte directo de las precipitaciones.

Debe considerarse en este análisis que las precipitaciones que se registran en forma de nieve, son de compleja medición debido al transporte que hace el viento de la misma. Esto provoca normalmente, errores por defecto de lectura. Se ha observado a partir de las series de precipitaciones de las estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional Argentino en las proximidades de la costa suroccidental de la península, que las precipitaciones pueden ser mayores o tiene mejor registro debido al menor efecto del viento sobre el Estrecho de Gerlache. Particularmente para la Base Naval Melchior, en dicha región se registran valores de casi 1200 mm anuales.

La presencia de agua superficial y subterránea se debe principalmente al deshielo de glaciares, nieve o permafrost. Dada las características climáticas particulares de los ambientes subpolares es conveniente considerar la propuesta de Tolstijin y Kiriujin, (1978) (en Mijalov, 1989) que consiste en una clasificación de la hidrogeología fundamentalmente hidroclimática. Los aspectos y procesos criológicos de la región son de importancia en el comportamiento hidrológico superficial y subterráneo (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2004). El paleoclima antártico ha sido objeto de estu-

dio durante los últimos años fundamentalmente a partir de la extracción de testigos de hielo, extraídos en pozos profundos realizados en los domos o casquetes polares permiten determinar los cambios climáticos que se han producido durante el Cuartario.

El Instituto Antártico Argentino ha realizado perforaciones para extracción de testigos de hielo en el área del domo de Isla Ross (Aristarain and Delmas, 1981; Aristarain et al., 1990) que han permitido analizar los últimos ciclos climáticos. El concepto consiste en analizar el aire atmosférico atrapado en las burbujas de hielo a diferentes profundidades almacenadas durante el momento de la precipitación permitiendo así, determinar la composición de la atmósfera original y particularmente el contenido CO₂. u otros gases que pudieran actuar como efecto invernadero (Popov et al., 2002).

Perforaciones efectuadas para análisis similares en las adyacencias de la estación Vostok, establecen una correlación entre los cambios de temperatura y contenido de CO₂ durante los ciclos climáticos (Tabacco et al., 2003). El CH₄ por su parte, pareció tener una presión parcial mayor en la antigua atmósfera, este gas está relacionado con la temperatura ambiente y el efecto invernadero verificándose que en las transiciones interglaciares de entre 150.000-135.000 años y 18.000-19.000 años, se produjeron fuertes cambios en las concentraciones de dicho gas. Los modelos paleoclimáticos indican un clima muy sensible a las variaciones atmosféricas consecuentes de los cambios de concentración de los gases invernadero (CO₂ y CH₄), y a un cambio de los parámetros orbitales.

EL CICLO HIDROLÓGICO ANTÁRTICO

CRITERIOS PARA UN ADECUADO BALANCE HÍDRICO

El ciclo hidrológico describe el movimiento general del agua en el ciclo exógeno terrestre. En áreas continentales, al menos en latitudes más bajas, el agua asciende por evaporación de los mares y grandes cuerpos de agua fundamentalmente, alcanzando la atmósfera y descendiendo por medio de las precipitaciones. Estas últimas al llegar a la superficie se infiltran migrando verticalmente y alcanzando la zona saturada en profundidad, pasando a formar parte del agua subterránea, o bien luego de la saturación y pérdida de la capacidad de infiltración del suelo, se movilizan superficialmente en favor de las pendientes en forma de escorrentía superficial. También las raíces de las plantas absorben el agua infiltrada en el suelo y una pequeña parte es retenida para su crecimiento. Este efecto se conoce como evapotranspiración. Si a los fines prácticos se considera este un ciclo cerrado (aunque existen excepciones) el balance hídrico en estas regiones quedaría expresado según la sencilla expresión de la ecuación (1):

$$Pp+Esc+Inf +Evt=0 \quad (1)$$

Donde: **Pp** es la Precipitación, **Esc** es la Escorrentía, **Inf** corresponde a la Infiltración y **Evt** a la Evapotranspiración

Es evidente que a latitudes mayores a los 60°, y particularmente en el ambiente antártico, se deben considerar algunos factores que nos permitirían modificar los términos del balance. Por otro lado a latitudes inferiores a los 69° en el área de la península las posibilidades desarrollo de sistemas hidrológicos bien

integrados durante el verano es muy limitada (Silva Busso, 2004). Los miembros del balance se verán redefinidos en función de las particulares condiciones climáticas del continente antártico. En el caso de la Evaporación, se vera reducida debido a las bajas temperaturas y la Evapotranspiración sea casi ausente en muchos casos por la falta de vegetación vascular. Es evidente que la escorrentía encauzada involucra los sistemas fluviales activos durante el verano, pero una importante cantidad de agua se encuentra en forma de hielo movilizándose en los glaciares y mantos de hielo antártico. Finalmente el agua infiltrada, principalmente durante el periodo estival (Silva Busso, 2000 y Silva Busso, 2004) formará parte del permafrost durante el resto de año. Desde un punto de vista regional debe considerarse en los balances dos miembros complementarios que expresan la cantidad de nieve o hielo retenida en los cuerpos glaciares y el hielo contenido en los sedimentos que forman parte del permafrost. De esta forma la ecuación tradicional de balance (1) se redefinirá para el continente antártico según la ecuación (2):

$$Pp+Esc+Inf+Glc+Pft+Ev=0 \quad (2)$$

Donde: **Pp** es la Precipitación, **Esc** es la Escorrentía, **Inf** corresponde a la Infiltración, **Ev** a la Evaporación de verano, **Glc** la acumulación de nieve y hielo en glaciares y **Pft** el hielo contenido en sedimentos formando parte del permafrost.

Este criterio debe ser considerado cuando se pretende determinar la participación del

agua en cada término del balance, tanto a nivel regional como a nivel de cuenca hídrica. Al igual que en latitudes mayores debe también considerarse que estos no son más que fases o etapas del ciclo del agua, y se excluye el origen magmático o profundo que si bien pueden existir aportes en algunos ambientes, se trata de casos excepcionales que necesitarán de un estudio más detallado, como podría ocurrir en

Isla Decepción (Shetland del Sur). La evapotranspiración puede ser significativa en algunas regiones o cuencas muy particulares (como la adyacente a la Base Argentina Primavera) pero necesitará de estudios más detallados al igual que las pérdidas por evaporación y el efecto local que puede tener el viento movilizándolo y generando déficit en los balances (como el caso de la Isla Marambio /Seymour).

CARACTERIZACIÓN DE LAS CUENCAS HIDROGEOLÓGICAS DESDE LA HIDROCLIMATOLOGÍA

Las características climatológicas del área norte de la Península Antártica encuentran correlato en el comportamiento hidrológico superficial y subterráneo de dicha región (Silva Busso, 2000; Silva Busso et al., 2003 y Silva Busso, 2004). Si bien, la diferenciación climática no es el factor concluyente, se ha determinado que el ambiente hidrológico de cada cuenca puede influir en la dinámica hídrica de una determinada región. Este criterio metodológico permite considerar ambientes hidrológicos claramente identificables y cuyas descargas son controladas predominantemente por ciertas variables meteorológicas que tienen diferente influencia sobre los glaciares, el permafrost o las precipitaciones niveas. Esto ocurre durante el verano austral y para la identificación de estos factores se pueden tener en cuenta los siguientes criterios de clasificación de cuencas hídricas o modelos de cuencas donde un factor resulta ser el más relevante:

Cuencas Hídricas alimentadas por Glaciares (CG): Se caracterizan por un aporte de descarga directa de la ablación glaciar estival, la consideración de la tipología glaciar, frío, templado o politermal (Paterson, 1994), pueden tener influencia en la descarga superficial e incluso subterráneas. En dichas cuencas la temperatura del aire, humedad relativa y eventualmente vientos dominantes pueden

tener particular incidencia sobre otros factores (Silva Busso et al., 2003).

Cuencas Hídricas alimentadas por Ablación de la capa Activa del Permafrost (CP):

El descenso 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 tiene particular importancia. Si los cauces fluviales cruzan la profundidad del techo de la capa activa, en muchos casos por la erosión hídrica producida por el aumento de energía y caudal durante el deshielo el resto del verano la lenta ablación y descenso de la capa activa descarga agua del permafrost en cursos fluviales. Es estos la temperatura del suelo, grado de insolación y escasez de precipitaciones son aspectos climáticos dominantes y tiene particular incidencia en la hidrodinámica del medio (Silva Busso et al., 2000).

Cuencas Hídricas alimentadas por Ablación de la Precipitación Nívea (CL):

Este tipo de cuencas asemejan su comportamiento a la dinámica fluvial característica de latitudes más elevadas. La alimentación directa de cursos fluviales y acuíferos por recarga de la ablación de las precipitaciones niveas ocurre en períodos estivales con medias arriba 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 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, 2004 y Silva Busso, et al., 2004).

Normalmente, las cuencas hidrológicas en la región son ambientes hídricos mixtos, es decir, que poseen descargas glaciares, un importante aporte variable de las precipitaciones (líquida o nívea) y la ablación del permafrost, en algunas de ellas, alguno de estos eventos es dominante sobre los otros. Esto hace más complejas las metodologías de estudio y de evaluación hidrológica y su relación con las variables climáticas como lo han expresado ya diversos autores (Chinn, 1981; Eraso et al., 1991; Imbar, 1992; Sánchez y Silva Busso, 1999; Silva Busso, 2004). Un criterio regional, y cualitativo aún en esta etapa del conocimiento, consiste en considerar los tres factores en el

gráfico de la figura 5 clasificando las cuencas según la diferente participación de cada una de las tipologías mencionadas. El cuadro representa en sus vértices el aporte principal en cada cuenca idealizado considerándose el único aporte observado. De tal forma que CG son cuencas con aporte glaciario solamente, CP aquellas que solo recibirían agua del permafrost y CL tendrían aporte solo de las precipitaciones. Es claro que los extremos son ideales y que las cuencas reales, combinación de estos factores, se disponen en las áreas interiores del triángulo según su participación en el origen del aporte de agua.

Aunque aún está en fase de estudio, determinar los parámetros que definirían los campos, puede estimarse que consideraciones climáticas, morfológicas e hidrogeológicas serán necesarias para realizar en el futuro una estimación más precisa. Este criterio podría permitir regionalmente y con el empleo de sensores remotos, información meteorológica y con poca información de terreno realizar una estimación de los balances hídricos a nivel cuenca o a niveles regional.

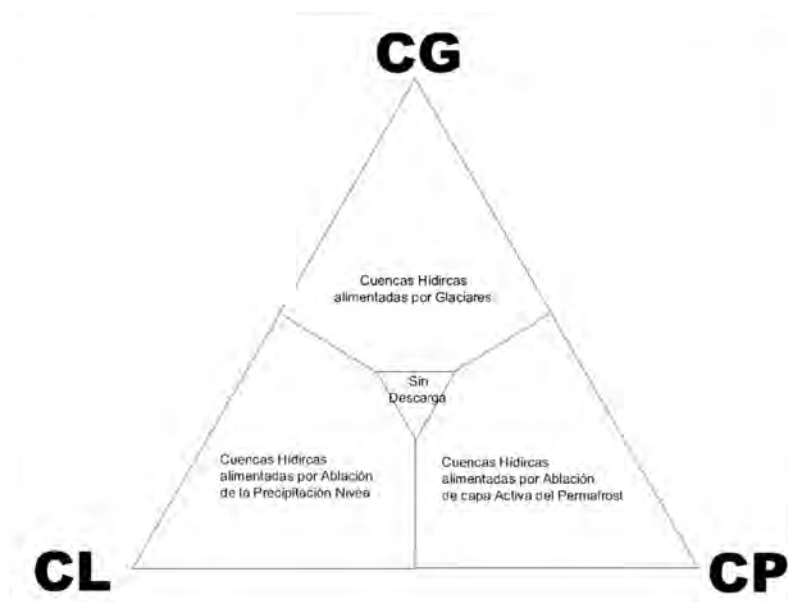


Figura 5. Propuesta de Diagrama triangular para clasificar cuencas hídricas según su aporte

■ LOS SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS Y SU RELACIÓN CON LA BIOTA ANTÁRTICA

En la región occidental de la Península Antártica la distribución del calor se relaciona fundamentalmente con las variaciones de hielo marino y nubosidad, además de los fenómenos de circulación atmosférica de la región (King, 1994). Hacia el norte y oeste de la misma, la temperatura tiene menos influencia que el primer factor en el área de estudio ubicada sobre las Islas Shetland tiene un importante control de temperaturas medias por latitud de las mismas.

Los humedales constituyen un conjunto diverso de ambientes donde la interacción de los componentes hidrogeológicos y biológicos del mismo hace posible que este desempeñe muchas funciones vitales dentro de un determinado hábitat. Los humedales en las regiones patagónicas australes son hábitat netamente diferenciados de las áreas circundantes por su tipo de suelo altamente orgánico, en cuencas hídricas con flora característica y presentándose en condiciones climáticas muy diversas. Silva Busso y Fresina, (2004) proponen que en algunas regiones antárticas existen ambientes que podrían ser incluidos bajo el concepto de humedal. Un ejemplo de ellos lo constituye la biodiversidad de la Península Potter, y la cuenca de estudio ubicada en dicha región, es una zona importante dentro de la ecología antártica y constituye actualmente una zona protegida. El sistema de lagunas y el área de la cuenca del Arroyo Matías poseen una variada vegetación autóctona. Schultz et al., (1998) realiza una determinación de las especies vegetales terrestres en el área de la península y en particular en la cuenca y el sistema de lagunas, determinando que; si bien el conjunto de especies es típico de las Islas Shetland destaca

que la asociación florística en el área es muy característica, atribuyendo esto a condiciones microclimáticas particulares que permiten un sustrato o suelo bien drenado y libre de hielo. Otro componente importante del ecosistema de la zona de estudio es la población de aves, la descripción y estimación de la misma en el área de Península Potter ha sido realizado por Hahn et al., (1998). Los mismos han determinado la presencia de especies reproductoras y no reproductoras en la zona. La población mamífera también se cuenta como parte integral de este ecosistema austral, particularmente las especies mamíferas reproductivas en Península Potter. Silva Busso y Fresina, (2004) proponen que la existencia de permafrost discontinuo y el escaso desarrollo de los procesos criológicos durante el verano austral, da lugar al desarrollo de procesos hidrogeológicos que permiten la formación de un acuífero libre estival, cuya hidrodinámica controla el comportamiento hidrológico de la cuenca y en especial la presencia de los humedales durante el verano. La escorrentía superficial en parte y la hidrodinámica subterránea en gran medida determinan el régimen hídrico de los cuerpos de agua donde se asienta gran parte de la flora y fauna de la región donde el hábitat de estas especies esta controlada por la hidrodinámica local. Estas características hídricas, en la cuenca del Arroyo Matías también permite que, en las áreas descubiertas perimetrales a los cuerpos de agua, se desarrollen diferentes especies de líquenes y se origine un área apta para la nidificación y reproducción de un diverso conjunto de aves marinas, incluyendo la reproducción de mamíferos marinos que encuentran también un hábitat propicio.

CONCLUSIÓN

Es evidente que los estudios actuales sobre estos aspectos hidrológicos en el continente antártico son aún escasos y necesitaran de años de investigación complementaria. Por lo pronto entendemos que una primera aproximación al estudio de ambientes tan particulares debe incluir la adaptación de algunos conceptos y la inclusión de otros nuevos que permitan comprender adecuadamente los comportamientos hidrológicos de este conjunto. El estudio de cuencas tipo o regiones caracterizadas por el tipo de aporte, ayudan a comprender las relaciones entre los

diferentes elementos y la verdadera influencia de los factores climáticos sobre la hidrogeología en períodos estivales que de otra manera complicaría las interpretaciones.

Por último se ha verificado que en las regiones más septentrionales de la Antártida la interacción que la hidrodinámica subterránea y superficial realiza sobre los componentes biológicos, cuantifica su importancia en el contexto ecológico de una determinada región, permitiendo el desarrollo de verdaderos humedales subpolares.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARISTARAIN A.J. AND R. DELMAS, 1981. First glaciological studies on the James Ross Island ice cap, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*. Vol. 27 No. 97 371-379.
- ARISTARAIN, A.J., J. JOUZEL AND C. LORIUS, 1990. A 400 year isotope record of the Antarctic Peninsula climate. *Geophysical Research Letters* 17, 2369-2372.
- BEHRENDT J.C., 1983. Petroleum and Mineral Resources of Antarctica, Geological Survey Circular 909, 1983, pp 6.
- CHINN, T. 1981. Hydrology and climate in the Ross Sea area. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 11 (4), 373-386.
- DEL VALLE, R.A., D.H. ELLIOT & D.I.M. MACDONALD, 1992. Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. *Antarctic Science*. 4: 477-478.
- 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.
- HAHN S., H.U. PETER, P. QUILLFELDT, K. REINHARDT, 1998. Population estimates of birds of Potter Peninsula. Antarctica. Eine Synopsis der Forschungsarbeiten im Rahmen der argentinisch - deutschen Kooperation in Dallmann Labour und an der Jubany - Station (1991-1997). Berichte zur Polarforschung 299/98. pag: 54-58 AWI. Alfred Wegener Intitute, Deutschland.
- 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. pp 337-346.
- INSTITUTO ANTARTICO ARGENTINO, 1997. Argentina en Antártida, Publicación Especial, Tomo I, Instituto Antártico Argentino, Dirección Nacional del Antártico, Argentina.
- JEZEK, K. and RAMP Product Team. 2002. RAMP AMM-1 SAR Image Mosaic of Antarctica. Fairbanks, AK: Alaska Satellite Facility, in association with the National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. Digital media.
- JONES, P. D., 1995. Recent Trends in Maximum and Minimum Temperatures in the Antarctic. Climatic Research Unit, University of East Anglia, Unit Kingdom. (Inédito)
- KING, J.C., 1994. Recent Climate Variability in the Vicinity of the Antarctic Peninsula. *International Journal of Climatology*. Vol 14 pag:357-369.
- KOTLYAKOV, V.M. y N.A. SMOLYAROVA. 1990. Elsevier's Dictionary of Glaciology. Elsevier, 362 pp.

- LYTHE, M.B., D.G. VAUGHAN y el CONSORCIO BEDMAP. 2001. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research* 106, B6, 11335-11351.
- POPOV, S.V., V.N. MASOLOV, V.V. LUKIN AND A.N. SHEREMETIEV. 2002. Central part of East Antarctica: Bedrock topography and subglacial lakes. Scientific Conference: Investigation and environmental protection of Antarctica (Abstract). St. Petersburg. AARI, 84-85.
- REYMOND C.S., STAMMERJOHN S.E., BAKER K.S., 1996. Surface Air Temperature Variations in the Western Antarctic Peninsula Region. Foundations for Ecological Research West of the Antarctic Peninsula, Antarctic Research Series, Vol 70, pag:105-121.
- Reynolds, J.M. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54: 123-133.
- SÁNCHEZ R. Y SILVA BUSSO A., 1999. Determinación del comportamiento hidrogeológico subsuperficial en el área de Base Marambio, Antártida. Instituto Antártico Argentino (Inédito).
- SCHULTZ F., J. B. WINKLER, L. KAPPEN, 1998. Components of terrestrial vegetation, pattern and processes. Das Künstenökossystem der Potter Cove, Antarktics. Eine Synopsis der Forschungsarbeiten im Rahmen der argentinisch - deutschen Kooperation in Dallmann Labour und an der Jubany – Station (1991-1997). *Berichte zur Polarforschung* 299/98. pag: 54-58 AWI. Alfred Wegener Intitute, Deutschland.
- SHN, 1998. Carta Batimétrica y de Costas del Pasaje de Drake y Mar de Weddell, Escala 1:5000000, Publicación del Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- SILVA BUSSO, A. Y M. FRESINA., 2004c Relación del Flujo Subterráneo sobre el Humedal Subpolar de la Península Potter, Islas Shetland Antártica. Congress XXXIII AIH - / AHSUD Groundwater Flow Understanding 11-15 de Octubre del 2004, en CD: T6-3, Ciudad de Zacatecas, México.
- 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, pag: 419-432.
- SILVA BUSSO, A., FRESINA M., SÁNCHEZ R., 2000. Characterization of the hidrogeological behaviour of Marambio (Seymour) Island. Antartica. I Joint Congress on Groundwater, Fortaleza, Brasil, Abstracts. 292, in CD.
- SILVA BUSSO, A., H. DE ANGELIS, P. SVARCA, Y. YERMOLIN, 2003. Características Hidrológicas de la bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, ASAGAIA ISSN:0326-1921 N°19*, pag 113-121, Argentina.
- 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.
- STARK P., 1994. Climatic Warming in the Central Antarctic Peninsula Area. *Weather* Vol 49 Ab (6), p: 215-220.
- TABACCO I.E. A. FORIERI, A. DELLA VEDOVA, A. ZIRIZZOTTI, C. BIANCHI, P. DE MICHELIS, A., PASSERINI, 2003. Evidence of 14 new subglacial lakes in DomeC-Vostok area. *Terra Antarctica Reports* 8, 2003: 175-179.
- TOLSTIJIN, N.I. Y KIRIUIJIN V.A., 1978 (en Mijalov, 1989). Introducción a la Hidrogeología Regional, editorial LGI, Moscú, Rusia.

GEOLOGÍA DEL CUARTARIO DEL NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Juan M. Lirio¹, Héctor J. Nuñez y Rodolfo A. del Valle

¹Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248, Capital Federal (1010) Argentina.
liriojm@dna.gov.ar

RESUMEN

El cuartario del continente Antártico está caracterizado principalmente por depósitos glaciogénicos; las áreas de estudio son escasas en la península Antártica, excepto para la isla James Ross y en menor medida la isla Vega. En el Grupo Insular James Ross se han reconocido varios avances glaciarios desde el Mioceno Superior, muchos de los cuales han sido confirmados en otras áreas costeras del continente antártico. Entre al menos 35.000 y 20.000 años BP hubo ocupación costera por especies marinas calcáreas y aves; entre los 20.000 a 8.500 años BP hay una ausencia de dichas especies que coincide con el Último Máximo Glacial (UMG) cuando el hielo avanza sobre la plataforma continental de la península antártica. Los volúmenes de hielo fueron mayores en las partes sur y central que en el norte de la península Antártica. Las áreas de la plataforma externa y media se deglazararon entre los 14.000 y 8.000 BP. Las áreas de plataforma interior, fiordos, bahías y terrenos costeros libres de hielo comenzaron a deglazarse antes de los 8.000-6.000 BP. Aproximadamente a los 6.000 BP aparecen lagos de agua dulce en tierra firme, bancos de musgos y las aves comienzan a ocupar terrenos costeros. Durante el Holoceno medio se producen reavances glaciarios; entre los 4.000 y 3.000 años se registra un óptimo climático; después de los 3.000-2.500 años BP se expanden los glaciares y barreras de hielo. Los registros de temperatura del aire muestran un rápido calentamiento en la región de la península Antártica durante los últimos 50 años.

Palabras clave: Geología, Cuartario, península Antártica.

ABSTRACT

Quaternary in Antarctica is characterised mainly by glaciogenic deposits. The James Ross Island Group is the best place to study those deposits in Antarctic Peninsula, since the Upper Miocene several glacial events have been recognized here. Marine species inhabited coastal environments from at least 35,000 to 20,000 yrs BP. The general absence of these marine species from 20,000 to 8,500 coincides with the subsequent advance of the Antarctic ice sheet during the Last Glacial Maximum (LGM), the ice thickened considerably and expanded toward the outer Antarctic continental shelf. Deglaciation occurred between >14,000 and 8,000 yrs BP. Once the glacier were inside the present coastline, glacial retreat and ice disintegration were slow. Approximately at about 6,000 yrs BP the glacial volumes and configuration is more or less similar than at present, lake sediment accumulation in ice-free basin start, moss bank growth on the islands off the peninsula and penguin occupation of coastal rookeries. After a climate optimum, peaking 4,000-3,000 yrs BP a distinct climatic cooling occurred, it is characterized by expanding glaciers and ice shelves. Rapid air temperature warming occurred during the past 50 yrs.

Key Words: Geology, Quaternary, Antarctica Peninsula

INTRODUCCIÓN

El continente Antártico está situado casi en su totalidad al sur del Círculo Polar Antártico, tiene una superficie de 14.000.000 km² y aproximadamente el 95 % está cubierto por hielo. Antártida muestra, hasta su aislamiento definitivo, un registro fosilífero muy similar a los otros continentes del Hemisferio Sur integrantes del supercontinente Gondwana, esto quedó confirmado a principios del siglo XX con el hallazgo de hojas de *Glospteris*, flo-

ra que se constituyó en la pieza fundamental para la elaboración del concepto geológico que condujo al armado del paleocontinente Gondwana. Pero hace aproximadamente unos 40 Millones de años, Antártida comenzó a aislarse y a diferenciarse de los otros continentes; a grandes rasgos la estratigrafía paleozoica y mesozoica refleja a la ya conocida de América del Sur, África, India y Australia.

GEOLOGÍA PRE-CUATERNARIA DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

La península Antártica es una faja de corteza continental arqueada que está flanqueada por las regiones oceánicas del océano Pacífico sudoriental, el pasaje Drake, y los mares de Scotia y Weddell (Fig. 1).

Es un cinturón orogénico de tipo Andino, de edad Mesozoica y Cenozoica, que refleja subducción del fondo del océano Pacífico por debajo de su margen continental occidental. El basamento más antiguo conocido aflora en el flanco sudeste de la península, donde un conjunto de plutones calco-alcalinos indican edades Precámbrico tardío-Paleozoico temprano y Silúrico. El magmatismo más antiguo es del período Triásico y alcanzó su actividad máxima a lo largo del eje de la península durante el Cretácico medio. Las rocas volcánicas relacionadas a este magmatismo son conocidas genéricamente como Grupo Volcánico Antarctic Peninsula. La composición geoquímica y el desarrollo temporal de la actividad magmática junto a su distribución areal, reflejan la historia de la subducción, y la reconstrucción de los desplazamientos de las placas sugiere vínculos estrechos con América del Sur.

En el norte de la península Antártica e islas adyacentes (e.g. islas Laurie y Livingston, en las islas Orcadas del Sur y Shetland del Sur, respectivamente), el basamento del arco magmático Mesozoico-Cenozoico está formado por sucesiones de turbiditas del Pérmico-Triásico, regionalmente metamorfizadas, las cuales incluyen al Grupo Trinity Peninsula y a las formaciones Myers Bluff y Graywacke-Shale, en el norte de la península Antártica, las islas Shetland del Sur y Orcadas del Sur, respectivamente. Estas unidades litológicas presentan similares asociaciones de facies y área de proveniencia desde un arco magmático disectado y desde un área continental. Las sucesiones de turbiditas representan la deposición en complejos de abanicos submarinos formados durante el Pérmico-Triásico, y cañones submarinos con flujos de detritos y grandes bloques deslizados, los cuales se desarrollaron en el borde Pacífico del Gondwana antes de su fragmentación iniciada en el Jurásico Medio.

Parte de las islas Orcadas del Sur y Shetland del Sur y el norte de la península Antártica fueron fragmentos de corteza continental que

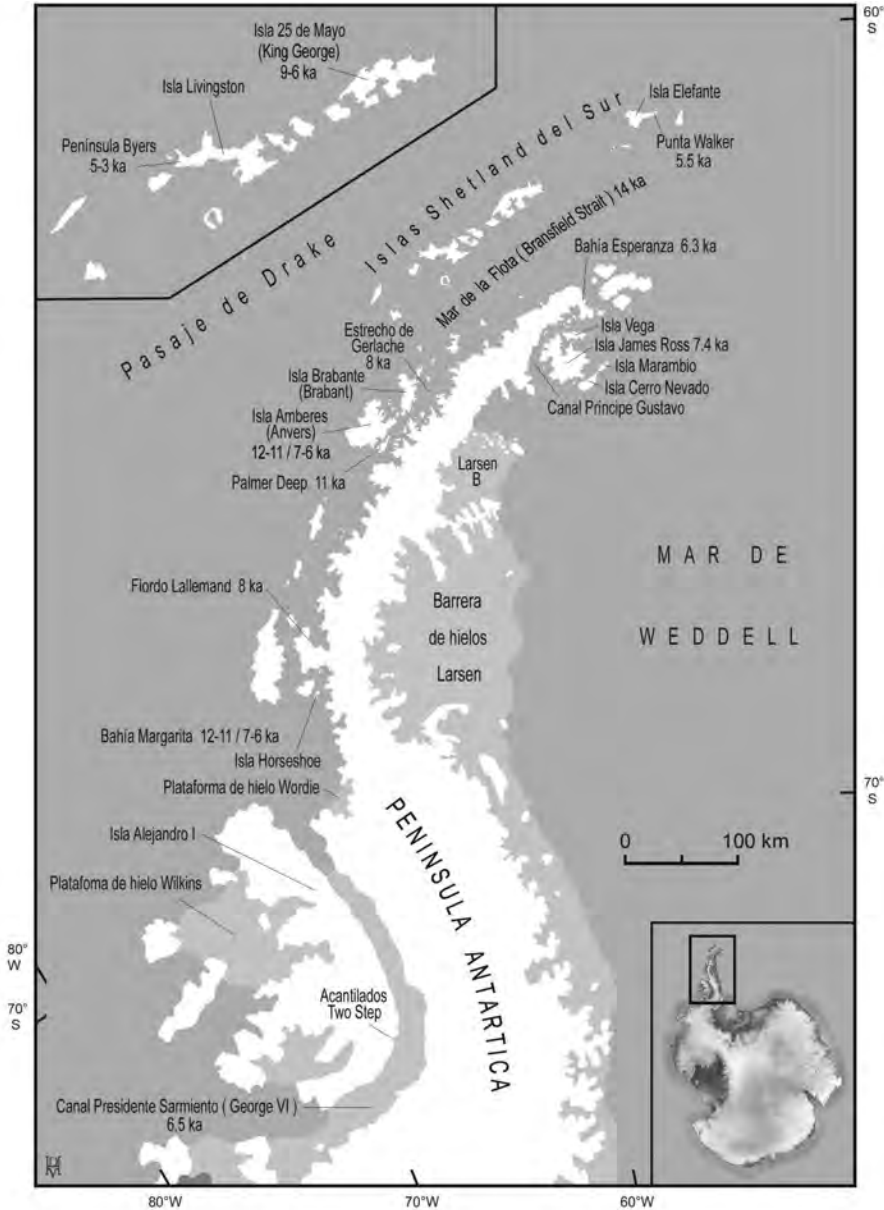


Figura 1: La región de la península Antártica, con algunas de las localidades mencionadas en el texto. Los números corresponden a las edades mínimas para la deglaciación, en ^{14}C kiloaños (ka) antes del presente. Según el caso, e.g. isla Anvers 12-11/7-6 ka, el primer grupo de números se refiere a la deglaciación de las áreas de plataforma continental externa-media mientras que el segundo grupo se refiere a la deglaciación de plataforma interna, fiordos y bahías. Según Ingólfsson et al., (2003).

originariamente pertenecían al istmo de Scotia que unía Tierra del Fuego con la península Antártica, y que fueron desplazados hacia el oriente por la combinación extensiva de dos cuencas de retroarco, hoy extintas.

Secuencias sedimentarias de retroarco están presentes a lo largo de la costa oriental de la península Antártica, las mismas exhiben deformación compresional de distinto grado, e.g. cuenca Latady en el extremo sudeste y cuenca Larsen en el nordeste. La cuenca Larsen (del Valle *et al.*, 1992) del Mesozoico-Cenozoico, se desarrolla principalmente en el

área de la plataforma continental al oriente del extremo norte de la península Antártica, y se formó como resultado de la extensión litosférica del Jurásico, durante los estadios tempranos de la ruptura del Gondwana y el posterior desarrollo en un ambiente de retroarco relativo al arco magmático de la península Antártica. El relleno marino de la cuenca está mejor expuesto en el norte, en la región de la isla James Ross, donde el registro estratigráfico es muy completo, abarcando desde el Jurásico superior hasta el Eoceno (Hathway 2.000).

GRUPO INSULAR JAMES ROSS

Los primeros trabajos científicos en el Grupo Insular James Ross, fueron realizados por la expedición del Dr. Nordenskjöld (1901-1903) y publicados por Andersson (1906). Numerosos depósitos de edad Mioceno-Reciente han sido descubiertos en las últimas dos décadas, especialmente en la isla James Ross. Rabasa (1982) propone una estratigrafía preliminar de los depósitos Pleistocenos - Holocenos en el NW de la isla James Ross; Strelin *et al.*, (1997) dan a conocer la ubicación y altitud en la isla James Ross de numerosos depósitos Mioceno-Pleistocenos, algunos de ellos portadores de fauna marina. Zinsmeister & DeVries (1993), Pirrie *et al.*, (1997), Jonker (1998) y Lirio *et al.*, (2003) proponen denominar con el rango de formación a algunos de ellos. Los afloramientos Mioceno-Reciente son escasos en todo el continente Antártico, lo cual hace del Grupo Insular James Ross una valiosa fuente de información paleoambiental para conocer la historia glacial antártica. A continuación se describe brevemente la estratigrafía de estos depósitos y se brinda información paleoambiental sobre los mismos, parte de la cual es poco conocida en la literatura castellana.

1. Isla Marambio (Seymour)

Por su interés como posibles acuíferos se destacan las formaciones La Meseta y Weddell.

Formación La Meseta: (Elliot & Trautman (1982), Eoceno). Es una unidad sedimentaria con un espesor máximo de 720 m, aflora en el norte de la isla Marambio y presenta un asomo de espesor pequeño en la isla Cockburn. La unidad contiene abundante fauna de vertebrados marinos y continentales y de restos vegetales. El contenido paleontológico la ubica temporalmente en el Eoceno Inferior alto - Eoceno Superior a tal vez Oligoceno temprano (Wrenn & Hart, 1988; Stilwell & Zinsmeister, 1992). Marensi *et al.*, (1998) la definen como una aloformación que representa un ciclo regresivo-transgresivo de orden mayor mientras que cada uno de sus seis alomiembros representan ciclos regresivos-transgresivos de menor jerarquía. Esta unidad está compuesta en un 90 % por sedimentos sueltos a muy friables y por indurados el 10 % restante. Granulométricamente está constituida principalmente por arenas finas, arenas muy finas y limos. La tendencia general es grano y estrato-creciente, aunque con discontinuidades marcadas en la base de cada alomiembro. Los componentes minerales principales son cuarzo monocristalino, feldespato alcalino, plagioclasa en proporciones variables y fragmentos líticos principalmente volcánicos. El análisis de la geometría de la superficie basal y del relleno sedimentario su-

giere según los autores citados que la aloformación La Meseta constituye un sistema de un valle incidido.

Formación Weddell: (Zinsmeister & DeVries (1983), Pleistoceno). La isla Marambio está dominada por una meseta de laderas empinadas que alcanza los 200 m s.n.m. y posee en su tope una superficie plana, ligeramente inclinada hacia el SE. Elliot (1981) describe la geología glacial de la isla Marambio y estudia la composición litológica del drift glaciario que apoya sobre la Formación La Meseta. Malagnino *et al.*, (1981) mencionan en estos depósitos la presencia de foraminíferos y otros microfósiles de origen “autóctono” hallados en sedimentos finos (limo arcilloso) dispuestos como matriz de materiales más gruesos (guijarros y bloques). Rabasa (1984) subdividió estos depósitos en dos tipos litológicos: till alojado compuesto por bloques erráticos “fuertemente estriados en una matriz arcillo-arenosa” y till submarino en parte de fusión basal; dicho autor sugiere que la secuencia refleja el avance progresivo de una lengua glaciaria parcialmente flotante.

Zinsmeister & DeVries (1993) denominan informalmente a estos depósitos como Formación Weddell y los describen como limolita arenosa de color gris, poco consolidada, con selección pobre y numerosos dropstones, estiman su espesor máximo en 20 m y sugieren que la Formación Weddell fue depositada aparentemente sobre una topografía irregular de bajo relieve; mencionan que las mejores secciones afloran en el sector SE de la mencionada meseta y que los depósitos contienen gran número de palinomorfos retrabajados cretácicos y terciarios de los sedimentos infrayacentes. La edad de estos depósitos es aún incierta, Elliot (1981) sugiere Terciario superior y Zinsmeister & DeVries (1983) cuartario. Los autores realizaron mediciones de la orientación de bloques presentes en el tope de la Formación Weddell; los datos sugieren un depósito de till basal dejado por un glaciar que avanzó desde el SW.

2. Isla Cockburn

Conglomerado con Pecten. (Andersson (1906), Plioceno (3 Ma)). Estos depósitos fosilíferos aflorantes en la isla Cockburn (Fig. 2), fueron descubiertos en 1903 por la expedición del Dr. Nordenskjöld (1901-03). Posteriormente fue descrito y denominado “*Pecten conglomerate*”, por Andersson (1906); La micro y macrofauna fue estudiada entre otros por Hennig (1910), Holland (1910), Gazdzicki & Webb (1995), Jonkers (1998a y b), Jonkers & Kelly (1998), Jonkers *et al.*, (2002). Jonkers (1998a), propuso denominar a estos depósitos Formación Isla Cockburn; para dicho autor los depósitos afloran entre 190 m y 280 m s.n.m., estratigráficamente se apoyan sobre la vulcanitas del Grupo Volcánico Isla James Ross (GVIJR) y es posible diferenciar una facies proximal y otra distal; dicho autor les asigna una edad entre 3 Ma y 2,8 Ma. Los datos paleontológicos indican condiciones interglaciarias que sugieren la presencia de un clima polar relativamente moderado en algunas regiones de Antártida durante el Plioceno. Para Webb & Andreasen (1986) los foraminíferos y macrofósiles de la isla Cockburn representan un ambiente costero pando (menos de 100 metros de profundidad) y condiciones interglaciarias cuya línea de costa estaba libre de hielos durante el Plioceno tardío.

3. Isla James Ross

Formación Hobbs Glacier: (Pirrie *et al.*, (1997), Mioceno superior (9.9 Ma)). Fue definida por Pirrie *et al.* (1997), quienes describen la litología de estos depósitos glaciarios, fosilíferos, de 5 metros de espesor y restringidos al sector SW de la isla James Ross. Su localidad tipo aflora en punta Rabot (Fig 2), a 300 m s.n.m. e infrayace al GVIJR. Para dichos autores estas diamictitas representan depositación glaciaria cercana a la línea de contacto hielo-agua-tierra (grounding line) por una plataforma de hielo o por un glaciar apoyado sobre una planicie de mareas. Las estruc-

turas sedimentarias observadas y los clastos de composición plutónica y metamórfica sugieren que fueron transportados por un glaciar que fluía desde la península Antártica hacia el SE. Autores como Andersson (1906), Marensi *et al.*, (1987), Pirrie *et al.*, (1997), Bertels-Psotka *et al.*, (2001) y Concheiro *et al.*, (2004) estudiaron la litología y contenido paleontológico de estos depósitos.

Formación Belén: (Lirio *et al.*, (2003), Mioceno Superior (6,8 Ma)). Corresponde a un diamicto glacimarinero que aflora en el margen Sur del fiordo Belén (Fig. 2). Es un depósito fosilífero poco consolidado, interestratificado en el GVIJR entre los 70 y 80 metros sobre el nivel del mar. Se depositaron en un ambiente marino de plataforma interna, desglazada con temperaturas superiores a las actuales.

Drift Refugio San Carlos: Plioceno (entre 3,17-4,60 Ma). Este nombre fue propuesto por Rabasa (1982) para un depósito aflorante a 120 m de altura s.n.m. ubicado al WSW del refugio San Carlos, en bahía Bonita (Brandy), (Fig. 2). Está integrado por till de ablación con matriz muy arenosa y suelta y grandes bloques erráticos de litología granítica y metamórfica (exóticos), en parte con caras pulidas y algunos de ellos estriados.

Los autores estudiaron este depósito que forman una pequeña meseta de baja altura a unos 100 m s.n.m., con una superficie no mayor que una hectárea y cuyo tope inclina ligeramente hacia el NW. El depósito se apoya sobre las rocas cretácicas de la Formación Whisky; tiene un espesor de 3 metros. Está compuesto por 1,8 m de conglomerado fino, suelto, con clastos redondeados; contiene lapas y bivalvos; le siguen 0,2 m de arena suelta con abundantes valvas de *Chlamys andersonni*; remata con un diamicto de 1 m de espesor, compuesto por bloques volcánicos (90 %), metamórficos y plutónicos. Los datos sugieren un ambiente marino de playa en la base y glaciario hacia el tope. Si bien no se encontraron microfósiles determinativos, conchillas de *Chlamys ander-*

sonni colectadas por F. Medina fueron datadas mediante el método isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en 3,17-4,60 Ma (Jan Kosler comunicación personal, agosto de 2004).

Formación Gage: (Lirio *et al.*, (2003), Plioceno (3,1-2,4 Ma)). Está constituida por depósitos conglomerádicos que afloran cerca de la costa entre cabo Gage y punta Ekelöf (Fig. 2). Se apoya sobre las rocas cretácicas del Grupo Marambio e infrayace a las rocas del GVIJR; son ricos en pectínidos, foraminíferos y ostrácodos. La fauna y la edad sugieren un ambiente muy similar al descrito para el Conglomerado con *Pecten* de la isla Cockburn.

Drift Meseta Lachman: (Rabasa, 1982), Pleistoceno Medio (?)- Pleistoceno temprano (?). Para Rabasa (1982) está representado por grandes bloques erráticos de litología volcánica (local) y granítico metamórfica (exótica), dispersos sobre la meseta Lachman a 280 m s.n.m. (Fig. 2); estos bloques provienen de la península Antártica, tienen algunas caras pulidas, estriadas, se disponen en forma aislada y apoyan directamente sobre el GVIJR; no se han encontrado remanentes de la matriz de estos depósitos. Su edad es incierta, Rabasa (1987), sugiere Pleistoceno temprano (?)- Pleistoceno Medio (?), pero acota que por correlación micropaleontológica puede tener más de 2 Ma.

Formación Terrapin: Lirio *et al.*, 2003, (Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior?), la describen como un depósito diamictico con un espesor máximo de 50 metros que aflora en la costa SE del fiordo Belén, entre 0 y 70 m s.n.m. (Fig. 2). Esta intercalado dentro del GVIJR, El diamicto es de color verde oscuro, clasto sostén y de selección pobre; está constituido por bloques angulosos de basaltos y brechas palagoníticas (de hasta 3 metros de diámetro), con gradación normal. Contiene fragmentos del bivalvo *Adamussium colbecki*, foraminíferos, ostrácodos, esferas de pirita y caparazones rellenos de óxidos de hierro. Las

dataciones mediante isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en conchillas de *Adamussium colbecki* dan una edad $1.95 \pm 1.12/-0.52$ Ma. La fauna y la mi-

crofauna identificadas, sugieren un ambiente marino poco profundo y escasa proximidad a un frente glaciario en retroceso.

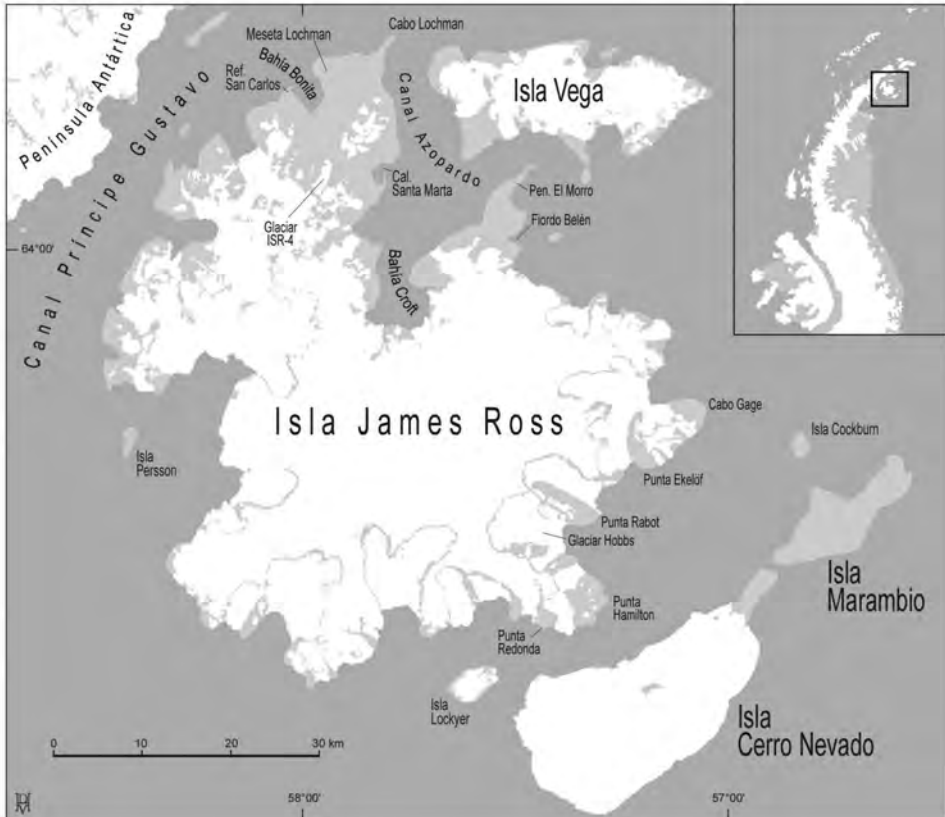


Figura 2: El Grupo Insular James Ross y las localidades mencionadas en el texto.

DEPÓSITOS PLEISTOCENO SUPERIOR - RECIENTE EN LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Entre los trabajos pioneros de los depósitos cuaternarios se destacan los de Malagnino (1978, 1981) y Rabasa (1982, 1984 y 1987). Rabasa (1982) propone la estratigrafía preliminar de los depósitos cuaternarios de la isla James Ross; estudios posteriores realizados por Ingólfsson (1992), Fukuda (1992), Hjort *et al.*,

(1997), han aumentado el conocimiento de los mismos. El Cuaternario del continente Antártico está caracterizado principalmente por depósitos glaciogénicos. En las zonas libres de hielo se acumularon sedimentos lacustres, depósitos ornitogénicos, de playa y bancos de musgos.

Para Hjort *et al.*, (2003), la reconstrucción de

eventos glaciarios, marinos, y otros de significado climático en la región de la península Antártica, fueron hechos usando información geomorfológica y estratigráfica a partir de bloques transportados por el hielo, estrias glaciarias, depósitos de till y morenas, playas elevadas, sedimentos marinos litorales y profundos (frecuentemente portadores de conchillas), además de sedimentos lacustres y bancos de musgos. La edad absoluta de los diferentes eventos se basa principalmente en dataciones ^{14}C a veces complementada con cronologías utilizando tefras, aminoácidos y líquenes; más recientemente se ha introducido el uso de isótopos cosmogénicos (^{10}Be y ^{26}Al).

Según Ingólfsson *et al.*, (1998), el control de la edad de los eventos climáticos desde el UMG en Antártida es mayoritariamente a través de dataciones ^{14}C ; para ello se utilizan fuentes diversas: conchas de moluscos, huesos de mamíferos marinos, restos de pingüino (huesos, guano), el aceite estomacal del petrel de las nieves, musgos acuáticos y terrestres, sedimentos lacustre y algas. Björck *et al.*, (1991), Berkman *et al.*, (1998) e Ingólfsson *et al.*, (1998) mencionan los principales tipos de contaminación y corrección por efecto reservorio a ser tenido en cuenta al evaluar cronologías ^{14}C en Antártida. En el presente trabajo los autores aplicaron a todas las edades ^{14}C mencionadas como corregidas, una edad reservorio de 1.300 años para los moluscos según lo sugerido por Berkman & Forman (1996) para estos organismos marinos antárticos.

Las secciones litoestratigráficas cuaternarias al sur de bahía Margarita (Fig. 1) son escasas; el potencial para la realización de estudios de los depósitos glaciarios y glaciarios es limitado en la península Antártica, excepto para la isla James Ross y en parte, la isla Vega, (Ingólfsson *et al.*, 1992). La razón de esto es la ausencia de secciones aflorantes representativas, la escasez de deltas elevados y de otros sedimentos marinos como resultado de la reducida actividad glacial durante el Holoceno. Muchos sedimentos de grano fino han sido depositados probablemente debajo del

actual nivel del mar, los cañadones son escasos y es común que la estratigrafía cuaternaria esté perturbada por mantos de solifluxión. El suelo congelado (permafrost) dificulta la excavación manual; los estudios litoestratigráficos más detallados requieren del uso de perforaciones. Como consecuencia, muchas de las reconstrucciones están basadas en geoformas glaciarias y en la morfología de los depósitos marinos elevados, antes que sobre secciones estratigráficas.

En el NW de la isla James Ross se han concentrado la mayor cantidad de estudios, algunas localidades cuentan con una descripción litológica detallada y buen control estratigráfico. A continuación se resume la información de las áreas consideradas como más representativas: cabo Lachman, caleta Santa Marta, bahía Bonita (Brandy) y península El Morro (The Naze).

1- Cabo Lachman

Es la península más al norte de la isla James Ross (Fig. 2), Según Ingólfsson *et al.*, (1992), consiste en un basamento cretácico y rocas volcánicas terciarias, cubiertas por sedimentos glaciarios. La topografía sugiere la presencia de dos arcos morénicos paralelos de alturas diferentes: el más elevado al Oeste, el otro al Este. La depresión entre los arcos está ocupada por dos lagos someros. Los sedimentos cuaternarios están expuestos en un acantilado costero de unos 3 Km de largo y más de 20 m de altura que bordea el flanco oriental de cabo Lachman.

Ingólfsson *et al.*, (1992) describen cinco unidades litológicas, las tres primeras son interpretadas como sedimentos glaciarios con dropstones que reflejan un incremento de la proximidad de la fuente de aportes de sedimentos, ya sea a través de un descenso relativo del nivel del mar o por la introducción de agua de deshielo desde un glaciar en avance. Se deposita luego un till de alojamiento con fragmentos de *Laternula elliptica*, de edad ^{14}C de 35.490 años BP; por último, en contacto

transicional, arenas y limos arenosos formados en un cuerpo de agua de baja energía, probablemente un lago marginal a un glaciar; en esta unidad, una capa de 30 cm de espesor del musgo acuático *Depanocladus cf. aduncus* dio una edad ^{14}C de 9.525 años BP. Para Ingólfsson *et al.*, (1992) un endicamiento lateral causado por un glaciar en el canal Azopardo es un prerrequisito para cualquier deposición glacialacustre en este sitio, el musgo debería datar el momento en que comenzó el retroceso y se originó el espacio necesario para la formación de un lago proglacial. La edad debe ser considerada como máxima, pues no debe excluirse la posible contaminación con carbón viejo aportado por el agua de fusión glaciaria. Esto también se aplica para la edad más antigua obtenida en la isla Vega (10.235 ± 225 años BP, sin corregir, Ua 925, Zale & Karlén, 1989), de una muestra de materia algal proveniente de una depresión seca ubicada entre dos morenas.

Strelin *et al.*, (en prensa) mencionan el hallazgo de un depósito glacialmarino fosilífero ubicado en la zona costera, entre caleta Santa Marta y cabo Lachman, a 8 m s.n.m.; portador de conchillas cuya edad ^{14}C corregida de 6.350 años BP. Esta edad acota la edad máxima de un avance glaciario que depósito un till de alojamiento sobre sedimentos marinos de grava y arena, fosilífero con edad corregida entre 4.900 y 4.400 años BP (edad mínima del avance). Strelin *et al.*, (en prensa) sugieren un avance glaciario Holoceno más antiguo al observado en bahía Bonita, pero los autores, al corregir las edades involucradas, consideran que no se debe descartar que ambos avances sean contemporáneos.

2- Caleta Santa Marta

La caleta Santa Marta (Fig. 2), es una zona baja, con una península estrecha en el SE de un km de longitud, que gradualmente pierde altura hacia el norte. Esta localidad ha sido estudiada por Rabasa (1982, 1984 y 1987), Fukuda (1992) e Ingólfsson (1992) entre otros.

Rabasa, (1982) denomina “Drift Santa Mar-

ta” a los depósitos aflorantes en el área de la caleta Santa Marta, que poseen litología de origen local y exótica, formados por till de ablación, till de flujo, till glacialmarino de fusión basal, depósitos deltaicos, kame y glacialmarinos con rodados caídos. Determina además, que la unidad de drift más vieja tiene una edad ^{14}C sin corregir de 34.115 años BP; lo hace a partir de valvas completas de *Laternula elliptica* colectadas *in situ* en depósitos glacialmarinos a 11 m s.n.m. Estudios posteriores muestran un esquema más complejo, con la existencia de depósitos de distintas edades en diversos sectores de la península y la caleta.

Según Ingólfsson *et al.*, (1992), la base de la península, desde el nivel del mar presente hasta una altura de 1,5-2 m, consiste de una arena amarillenta estratificada (Unidad 1) que contiene abundantes bivalvos y gastrópodos *in situ* y redepositados y dropstones. La edad de una muestra de *Laternula elliptica* es de 34.510 años BP. El material en la península es una arena con capas de gravilla. Contiene fragmentos de conchilla redepositados (*Laternula elliptica*) con edades ^{14}C de 36.240 años BP.

Fukuda *et al.*, (1992) mencionan que en los alrededores de caleta Santa Marta se han desarrollado terrazas costeras y fluvio-glaciarias de cuatro alturas diferentes; las dos terrazas superiores a 35-32 m y 24-21 m s.n.m., la terraza intermedia (17-10 m s.n.m.) edad ^{14}C corregida de aproximadamente 24.000 años BP y la terraza inferior (5-3 m s.n.m.) con edad ^{14}C corregida de 1.850 años. La edad de la terraza inferior en el extremo norte de la península fue confirmada por los autores en muestras de *Laternula elliptica* (^{14}C corregida, 1.475 años BP).

Sobre la superficie de la península hay una cubierta de bloques aislados, principalmente de rocas volcánicas y sedimentitas cretácicas marinas; también algunas rocas del basamento cristalino, junto con una fina cubierta de limo eólico. Ingólfsson *et al.*, (1992) interpretan que una arenisca fosilífera fue empujada tierra adentro para formar esa colina, por presión lateral de un glaciar que se desplazaba por bahía Croft hacia el norte.

Los autores hallaron a 22 m s.n.m. en el sector SW de la península un till glacimarino que a un metro de su techo presenta *Laternula elliptica* con una edad ^{14}C corregida de 23,300 años BP. Edad similar (^{14}C corregida 24.200 años BP) tiene un depósito granodecreciente de till basal, de un metro de espesor, que grada a arenas fosilíferas con conchillas de *Laternula elliptica*, fragmentadas; fue encontrado sobre la costa NW de la caleta Santa Marta; el till basal presenta bloques de arenisca cretácica, de hasta 1 m de diámetro, muchos de ellos tienen estrías y sus ejes mayores orientados, que sugieren el avance de un glaciar hacia el SE.

En la península, los autores hallaron otros dos depósitos: uno glacimarino a 11 m s.n.m portador de *Laternula elliptica* con una edad ^{14}C corregida de 5.080 años BP y otro unos cientos de metros más al norte sobre la costa occidental, donde afloran sedimentos conglomerádicos con gradación normal y estructura entrecruzada asintótica hacia la base, que pasan gradualmente a una arena fosilífera con *Laternula elliptica* de edad ^{14}C corregida de 4.900 años BP; tanto las capas frontales como la alineación de los clastos indican una paleocorriente desde el SE que sugiere un depósito de delta formado cuando un glaciar ocupaba bahía Croft.

Estos nuevos datos sugieren un posible reavance del glaciar Croft a los 4.900 años BP contemporáneo con el datado en bahía Bonita por Rabasa (1984) y Hjort *et al.*, (1997) entre los 4.900 y 4.400 años BP y amplía lo propuesto por Hjort *et al.*, (1997) sobre la existencia de un glaciar que avanzó ocupando bahía Croft que fue responsable de la formación de un lago en cabo Lachman cerca de los 9.000 años y que depositó un till en península el Morro cerca de los 7.300 años BP.

3- Península El Morro

El área ha sido estudiada por Ingólfsson *et al.*, (1992) y Hjort *et al.*, (1997). La costa NW de la península El Morro está bordeada por un

acantilado de casi 10 m s.n.m. con afloramientos de sedimentos holocenos en su parte central. En discordancia sobre los estratos cretácicos afloran depósitos glacimarinos fosilíferos, donde se reconocen varias unidades, la más antigua tiene edades ^{14}C corregidas de 7.300 años BP. En algunos lugares el till es cubierto por arena limosa estratificada o por lenguas o lentes de diamicto arenoso con una edad ^{14}C corregida entre 6.700 y 6.900 años BP.

Para Hjort *et al.*, (1997), las unidades inferiores fueron depositadas por un glaciar de base húmeda, que avanzó hacia el Norte y el Este, salió de bahía Croft y entró al canal Azopardo (Herbert Sound) avanzando sobre los depósitos Cretácicos de la península El Morro. La deglaciación comenzó después de los 7.300 años BP y originó la deposición subacuática de una compleja sucesión de sedimentos de flujo de gravedad, de tracción, de suspensión y balseados por el hielo. Las facies sugieren una profundidad mínima del agua de unos 20-30 metros.

4- Bahía Bonita

Rabasa (1982) menciona que a lo largo del margen SW de bahía Bonita se extiende una conspicua cresta morénica lateral de unos 7 km de longitud. Esta cresta corresponde a una morena lateral, en parte submarina, con depósitos kame y delta kame submarinos asociados.

Esta morena grada hacia el centro de la isla a una morena de fondo que incluye, entre otras geoformas, un reducido campo de drumlins y formas drumlinoides generadas por el glaciar IJR-45 (Rabasa *et al.*, 1982) cuando se extendía hacia el mar, siguiendo el piso del valle y ocupando buena parte de su ancho (Fig. 2). Rabasa (1982) denomina a estos depósitos ubicados entre 10 y 35 m s.n.m. Drift Bahía Bonita y los describe como compuestos por till de ablación subaéreo y submarino, depósitos de kame, depósitos de delta subglaciar submarino y depósitos glacimarinos con rodados caídos; les asigna edades ^{14}C corregidas entre 4.615 y 3.875 años BP, posteriormente con nuevas

dataciones Rabasa (1987) amplia dicho rango entre 6.150 y 3875 años BP.

Hjort *et al.*, (1997), incluye seis nuevas dataciones ^{14}C en un contexto estratigráfico bien definido y obtiene resultados coincidentes con lo sugerido por Rabasa (1982, 1984 y 1987) al confirmar un avance glacial durante el Holoceno medio en el norte de la isla James Ross, el que culminó cerca de los 4.600 años BP.

Para dichos autores, los sedimentos basales en bahía Bonita (A y B), indican un incremento en proximidad de un glaciar en avance, que luego monta y deforma los sedimentos glacimarininos proglaciares y deposita un till subglacial. Los sedimentos fueron parcialmente moldeados en formas terrestres alineadas, paralelas a la dirección del flujo. La dirección del flujo de este glaciar con base húmeda, está indicada además por una prominente alineación de bloques de brecha volcánica, que forma un paleoflujo des-

de el glaciar IJR 45, dentro de la bahía Bonita. Para Hjort *et al.*, (1997), el avance glaciario en bahía Bonita, alcanzó la boca de la bahía después de los 5.000 años BP. Cerca de los 4.200 años BP el frente glaciario había retrocedido detrás de la actual línea de la costa de la bahía; esto significa que la fluctuación tuvo una amplitud de al menos 5 Km (posiblemente 10 Km) en menos de 500 años.

Björck *et al.*, (1996) encontraron que los sedimentos lacustres comenzaron a acumularse en la cuenca dentro de la presente costa de bahía Bonita cerca de los 4.200 años BP (la datación más antigua por ^{14}C data 4.185 ± 80 años BP) sugiriendo que la deglaciación fue muy rápida. Esto encaja bien con la edad ^{14}C corregida obtenida por Hjort *et al.*, (1997) para la unidad C de 4.155 ± 90 años BP, que brinda la edad máxima para la emergencia de la costa baja de bahía Bonita.

PLAYAS ELEVADAS EN LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Los depósitos de playas elevadas, que posdatan al UMG en la región de la península Antártica e islas circundantes han sido reconocidos en numerosas áreas libres de hielo. En la parte norte de la península Antártica el límite marino postglacial se ubica en altitudes entre 15 y 20 m s.n.m., con el límite más alto en la isla James Ross a 30 m s.n.m. hace 7.500 años BP, (Hjort *et al.*, 1997). Hacia el sur se eleva a 55 m s.n.m., en la isla Horshoe ubicada en bahía Margarita (Fig 1), la edad mínima es 7.000-6.000 años BP (Hjort & Ingólfsson, 1990).

El gradiente norte-sur en la altitud de los límites marinos está de acuerdo con las conclusiones de Bentley & Anderson (1998) y Anderson *et al.*, (2002) de que durante el UMG los volúmenes de hielo fueron mayores en las partes sur y central que en el norte de la península Antártica.

Las evidencias en tierra sugieren que la cobertura de hielo fue mayor durante el UMG que

en la actualidad, en las partes central y sur el espesor de hielo debió superar en más de 500 m al espesor actual (Waitt, 1983; Bentley & Anderson, 1998), mientras que en el norte fue entre 150 m y 400 m mayor al espesor actual (Ingólfsson *et al.*, 2003).

John & Sugden (1971) y Birkenmajer (1997) mencionan la existencia de líneas de costa en las islas Shetland del sur a alturas mayores a los 200 m s.n.m., Hjort *et al.*, (1997) menciona la existencia de líneas de costa a 80 m s.n.m. en la isla James Ross.

En el Grupo Insular James Ross, a considerable altura, hay gran cantidad de bloques de rocas cristalinas provenientes de la península Antártica. Las líneas de costa elevadas y los bloques erráticos parecen indicar uno o más eventos glaciarios del Pleistoceno superior anteriores al UMG (que culminó alrededor de los 18.000 BP).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En las islas Shetland del Sur, particularmente en la isla 25 de Mayo, Birkenmajer (1992) reconoció cuatro eventos glaciarios entre el Eoceno-Mioceno Inferior: Glaciación Krakow (Eoceno inferior, aproximadamente 52-50 Ma), con el centro de la glaciación ubicado probablemente en la parte más austral de la península Antártica (cerca de 70° Sur); Glaciación Polonez (Oligoceno temprano (32-30 Ma) o más antigua) que extingue el bosque de *Nothofagus*, y el ambiente marino hospedó una nueva fauna de invertebrados de agua fría; Glaciación Legru (Oligoceno tardío, 30-26 Ma), la capa de hielo que cubrió a las islas Shetland del Sur estaba desconectada de la sábana de hielo de Antártida Occidental; y por último, la Glaciación Melville (Mioceno temprano, 22-20 Ma) representada por sedimentos glacimarininos fosilíferos con bloques que derivan principalmente de la Antártida continental.

El Grupo Insular James Ross fue afectado por varios avances glaciarios durante el Mioceno Superior – Pleistoceno y muchos de los depósitos glaciarios formados, no han sido estudiados en detalle.

La última glaciación más extensa que el UMG pudo haber tenido lugar en los inicios del ciclo glacial Wisconsin/Weichselian, durante el MIS4 o el MIS5. Para Hjort *et al.*, (2003) la glaciación UMG en la península Antártica no fue la más extensa en los aproximadamente 100.000 años que tuvo de duración el ciclo glacial. Las edades ¹⁴C determinadas para la isla James Ross (cabo Lachman y caleta Santa Marta), están de acuerdo con lo propuesto por Berkman *et al.*, (1998) en cuanto a que una fase temprana de ocupación costera por especies marinas calcáreas y aves, ocurrida entre al menos 35.000 y 20.000 años BP, coincidente con condiciones climáticas relativamente cálidas durante el MIS3; este fue un período interstadial importante alrededor del continente Antártico.

Para Anderson & Andrewa (1999), durante este período la deglaciación fue más extensa

que la ocurrida en el Holoceno. La información disponible para el norte de la península Antártica está de acuerdo con lo observado por Berkman *et al.*, (1998), esto es la ausencia de fósiles carbonáticos en las áreas costeras antárticas entre los 20.000 y 8.500 años BP; ello indica que dichas especies no habitaron los ambientes marinos próximos a la costa alrededor del continente durante gran parte del UMG y por varios miles de años posteriores.

Durante el UMG el hielo se extendió sobre la plataforma continental de la península antártica, la que fue modelada por erosión y acumulación glaciaria. Bentley & Anderson (1998) y Anderson *et al.*, (2002) concluyen que los glaciares que fluían desde la península Antártica hacia el Oeste tuvieron su línea de contacto hielo-agua-tierra (grounding line) a una profundidad de 400 m bajo el nivel del mar y que el hielo de la península Antártica se unió a la capa de hielo local, que cubría las islas Shetland del Sur.

La deglaciación ocurrió entre los >14.000-6.000 años BP. Las áreas de la plataforma externa y media se deglazaron entre los 14.000 y 8.000 años BP, mientras que muchas de las áreas de plataforma interior, fiordos, bahías y terrenos costeros comenzaron a deglazarse antes de los 6.000 BP (Fig. 2). El estudio de los sedimentos lacustres y bancos de musgos sugieren que una vez que los glaciares se ubicaron tras la línea de costa, la desintegración del hielo y el retroceso glaciario fue más lento (Ingólfsson *et al.*, 2003).

En la península Antártica, aproximadamente a los 6.000 años BP se completa la transición de la condición glacial a interglacial, la que puede caracterizarse por una configuración del hielo muy similar a la actual, por la aparición de lagos de agua dulce en tierra firme, por la acumulación de sedimentos lacustres, por el desarrollo de bancos de musgos en las islas adyacentes y por la ocupación de terrenos costeros aptos para anidar (pingüineras).

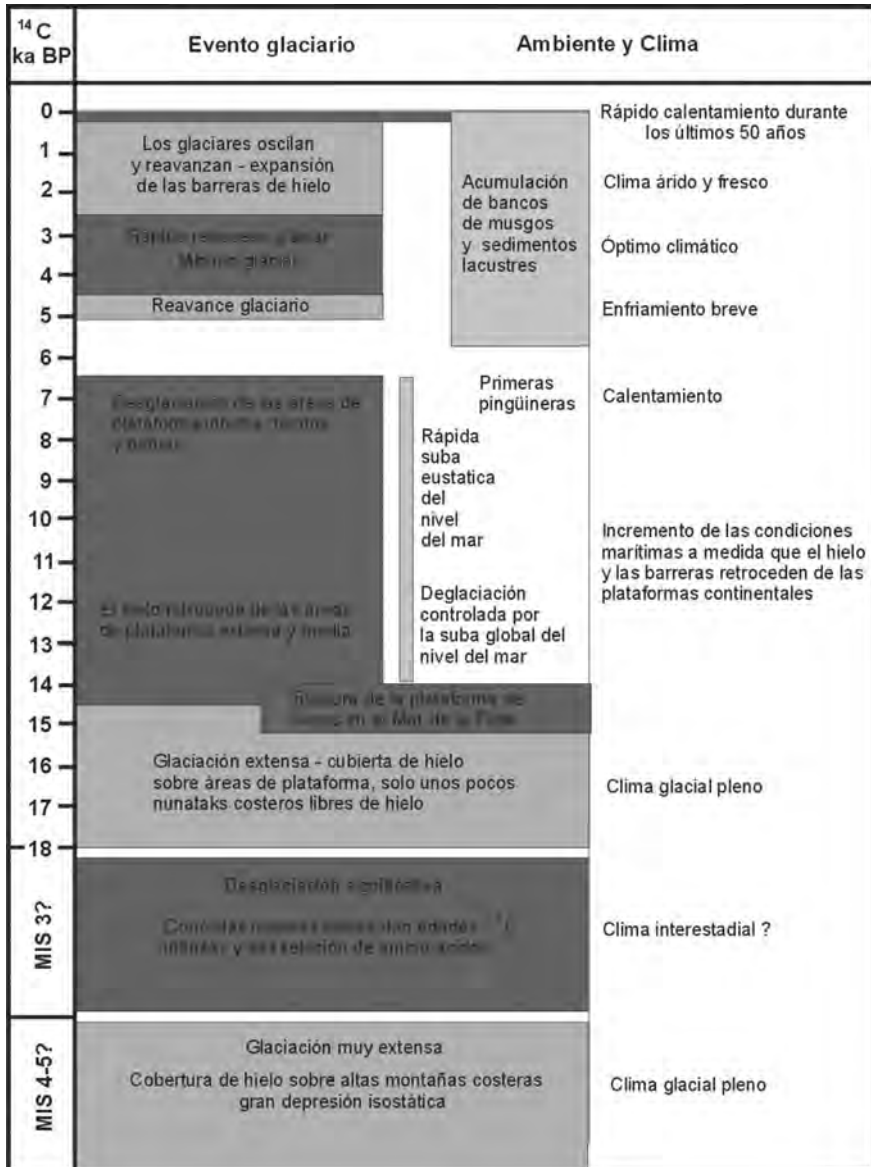


Tabla 1: Síntesis de los eventos glaciarios y climáticos en la región de la península Antártica para el Pleistoceno tardío y Holoceno. Según Hjort et al., (2003) e Ingólfsson et al., (2003).

La interpretación paleoclimática obtenida de datos registrados en sedimentos lacustres y en bancos de musgos sugiere un óptimo climático, de condiciones cálidas y húmedas, entre los 4.000 y 3.000 años BP.

El conocimiento actual sobre el desarrollo glaciológico de la península Antártica permite concluir que después de los 3.000-2.500 años BP, ocurrió un enfriamiento y se expandieron los glaciares y barreras de hielo durante el Ho-

loceno tardío. Las mediciones de la temperatura del aire registradas durante los últimos cincuenta años, evidencian un aumento de la misma en la península Antártica, la que puede ser la causa de la desintegración de algunas de

las barreras de hielo y de la disminución de la masa glaciaria en dicha región. En la Tabla 1 se resumen los principales eventos glaciarios reconocidos en la península Antártica desde el MIS4.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDERSSON, G.L., 1906. On the Geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala* 7: 19-71.
- BIRKENMAJER K., 1992. Cenozoic glacial history of the South Shetland Island and northern Antarctic Peninsula. Geología de la Antártida Occidental. J. López-Martínez (Ed.) Simposios T3 :251-260. *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, España.
- BERTELS-PSOTKA, A., A. CONCHEIRO & F.M. SALANI, 2001. Las diamictitas de Cabo Hamilton, isla James Ross, Antártida, caracterización estratigráfica; sus microfósiles. *IV Congreso de Geología y Minería de la Sociedad Cubana de Geología*. Marzo de 2001.
- BERKMAN, P.A. & S.L. FORMAN, 1996. Pre-Bomb radiocarbon and reservoir correction for calcareous marine species in the Southern Ocean. *Geophysical Research Letters*. 23: 363-366.
- BJÖRCK, S., HJORT, C., INGÓLFSSON, Ó. & G. SKOG, 1991. Radiocarbon Dates from the Antarctic Peninsula Region – Problems and Potential. *Quaternary Proceeding* N° 1: 55-65.
- BJÖRCK, S., HÅKANSSON, H., OLSSON, S. ELLIS-EVANS, C., HUMLUM, O. & J.M. LIRIO, 1996. Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113: 195-220.
- CONCHEIRO, A., S. ADAMONIS, F.M. SALANI & J.M. LIRIO, (en prensa). La Formación Hobbs Glacier (Mioceno Superior) en el sudeste de la isla James Ross, Antártida: Localidades y contenido paleontológico. *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. Buenos Aires 2004 (en prensa).
- DEL VALLE, R.A., P.A. MARSHALL, J.M. LIRIO & E. CAMERLINGO, 1987. Sobre la presencia de conglomerado con pecten en el fiordo Belén. En: *Resúmenes, primera Reunión de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas*, Buenos Aires, 16 al 20 de Noviembre de 1987.
- DEL VALLE, R.A., D.H. ELLIOT & D.I.M. MACDONALD, 1992. Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. *Antarctic Science*. 4: 477-478.
- ELLIOT, D.H., 1981. Glacial geology of the Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*: 66-67.
- ELLIOT D.H. & T.A. TRAUTMAN, 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula: 287-297. In C. Craddock (ed.), *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, Madison.
- HATHWAY, B., 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, London, 157: 417-432.
- HENNING, A., 1911. Le conglomérat Pleistocène à Pecten de l'île Cockburn. *Wiss. Erg. Swed. Südp. Exp.* 1901-1903, 3: 1-72, 5 pls.
- HJORT, C., Ó. INGÓLFSSON, P., MÖLLER & J.M. LIRIO, 1997. Holocene glacial history and sea-level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Quaternary Science*, 12: 259-273.
- HJORT, C., Ó. INGÓLFSSON, M.J. BENTLEY & S. BJÖRCK, 2003. The Late Pleistocene and Holocene glacial and climate history of the Antarctic Peninsula Region as documented by the land and lake sediment records – A review. *Antarctic Peninsula climate variability, Antarctic Research Series* Volume 79: 95-102.
- INGÓLFSSON, O., C. HJORT, P.A. BERKMAN, S. BJÖRCK, E. COLHOUN, I.D. GOODWIN, B. HALL, K. HIRAKAWA, M. MELLES, P. MÖLLER & M.L. PRENTICE, 1998. Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. *Antarctic Science* 10 (3): 326-344.
- INGÓLFSSON I., C. HJORT & O. HUMLUM, 2003. Glacial and climate history of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35, 2: 175-186.
- JOHN, B. S. & D.E. SUGDEN, 1971. Raised marine features and phases of Glaciation in South Shetland Island. *British Antarctic Survey Bulletin*, N° 24: 45-111.
- JONKERS, H.A., 1998a. The Cockburn Island Formation; Late Pliocene interglacial sedimentation in the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. *Newsletters on Stratigraphy* 36: 63-76.

- JONKERS, H.A. 1998b. Stratigraphy of the Antarctic late Cenozoic pectinid-bearing deposits. *Antarctic Science*, 10: 161-170.
- JONKERS, H.A. & S.P. KELLEY, 1998. A reassessment of the age of the Cockburn Island Formation, northern Antarctic Peninsula, and its palaeoclimatic implications. *Journal of the Geological Society*; London 155: 737-740.
- JONKERS, H.A., J.M. LIRIO, R.A. DEL VALLE & P. KELLEY, 2002. Age and environment of Miocene-Pliocene glaciomarine deposits, James Ross Island, Antarctica. *Geol. Mag.* 139 (5): 577-594.
- LIRIO, J.M. & R.A. DEL VALLE, 1997. Conglomerados con pecten (Mioceno Superior y Plioceno Superior) en la isla J. Ross, península Antártica. *IV Jornadas sobre Investigaciones Antárticas*, Buenos Aires.
- LIRIO J.M., H.J. NUÑEZ, A. BERTELS-PSOTKA & R.A. DEL VALLE, 2003. Diamictos fosilíferos (Mioceno-Pleistoceno): Formaciones Belén, Gage y Terrapin en la isla James Ross, Antártida. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 58 (3): 298-310.
- MALAGNINO, E., E. OLIVERO, C. RINALDI & J. SPIKERMANN, 1978. Aspectos geológicos del borde occidental de la isla James Ross, Antártida. *VII Congr. Geol. Arg.*, Buenos Aires, Actas, 1: 489-504.
- MALAGNINO, E., E. OLIVERO, C. RINALDI & J. SPIKERMANN, 1981. Aspectos geomorfológicos de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. *VIII Congr. Geol. Arg.*, Actas 2: 883-896.
- MALAGNINO, E., E. OLIVERO, C.A. RINALDI & J. SPIKERMANN, 1983. Depósitos glaciarios del Grupo de Isla James Ross, Antártida. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* Buenos Aires. 38 (1): 120-125.
- MARENSSI, S.A., J.M. LIRIO, L.P. STINCO & J.C. MACCHIAVELLO, 1987. Informe preliminar acerca de diamictitas en el terciario de punta Redonda, Isla James Ross. En: *Resúmenes, primera Reunión de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas*, Buenos Aires, 16 al 20 de Noviembre de 1987.
- MARENSSI, S.A., S.N. SANTILLANA & C.A. RINALDI, 1998. Paleoambientes sedimentarios de la Aloformación La Meseta (Eoceno), Isla Marambio (Seymour), Antártida. *Contribución Científica del Instituto Antártico Argentino* No 464. Buenos Aires.
- MILNE, A.J. & I.L. MILLAR, 1989. The significance of mid-Paleozoic basement In Graham Land, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society, London*. 146: 207-210
- OLIVERO E.C, MALAGNINO, E.B., C.A. RINALDI & J.P. SPIKERMANN, 1984. Comentarios sobre depósitos glaciarios de la isla James Ross, Antártida Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 39 (3-4) :319-322.
- PANKHURST, R.K., Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. In R.L. Oliver, P.R. James & J.B. Jago (Eds.): *Antarctic Earth Science*, 367-371. Cambridge: Cambridge University Press.
- PIRRIE, D., J.A. CRAME, J.B. RIDING, A.R. BUTCHER & P.D. TAYLOR, 1997. Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region; the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. *Geological Magazine* 136 (6): 745-762.
- RABASA, J., 1982. Estratigrafía de los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la isla James Ross, Península Antártica, Argentina. *V Congr. Latinoamer. Geol.*, Buenos Aires, Actas 4: 237-251.
- RABASA J., 1984. Nuevas consideraciones sobre la estratigrafía de los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la isla James Ross, península Antártica. *Comentario. Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 39 (3-4): 310-318.
- RABASA J., 1987. Drumlins and drumloids forms in northern James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Drumlin Symposium*, J. Menzies & Rose (eds.): 267-288.
- RABASA, J., P. SKVARCA, L. BERTANI & E. MAZZONI, 1982. Glacier inventory of James Ross and Vega Islands, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*. 3: 260-264, Cambridge.
- STILWELL, J.D. & W.J. ZINSMEISTER, 1982. Molluscan Systematics and Biostratigraphy, Lower Tertiary La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctic Peninsula. *American Geophysical Union*, Washington D.C. Antarctic Research Series 55: 192 pp.
- STRELIN J.A., C.E. MUÑOZ, C.A. TORIELLI, H.G. CARRIZO & F.A. MEDINA, 1997. Las diamictitas de la isla James Ross, Antártida: origen y probable relación con el "Conglomerado con Pecten". *IV Jornadas de investigaciones Antárticas*, Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires: 328-35.
- STRELIN, J.A., T. SONE, J. MORI & C.A. TORIELLI, (en prensa). New data related to Holocene landform development and climatic change in James Ross Island, Antarctic Peninsula. *ISAES* 2004.
- TROUW, R.A.J. & L.A.P. GAMBÔA, 1992. Geotranssect Dake Passage-Weddell Sea. A discussion of the main tectonic features. *Geología de la Antártida Occidental*. J. López-Martínez (Ed.) Simposios 3:117-125. *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, España.
- WRENN, J.H. Y G.F. HART, 1988. Paleogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of Seymour Island, Antarctica. In R.M. Feldman y M.O. Woodburne (eds.), *Geological Society of America*, Memoir 169: 321-448.
- ZINSMEISTER, W.J. & T.J. DE VRIES, 1983. Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*. 18: 64-65.



AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS EN EL AREA NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Adrián Ángel Silva Busso¹

¹DSH-Instituto Nacional de Agua, Subsecretaría de Recursos Hídricos, Autopista Ezeiza – Cañuelas. Tramo J.
Newbery Km 1,620, Ezeiza, Buenos Aires, Argentina (1824). pntsas@ina.gov.ar.

RESUMEN

La región norte de la Península Antártica posee características climatológicas que permiten el desarrollo de sistemas hídricos superficiales y subterráneos durante los meses del verano austral. El comportamiento de estos sistemas hídricos se correlaciona con las condiciones climáticas regionales y estacionales. En estos ambientes la dinámica de los procesos de ablación glaciarios y geocriológicos está relacionada con la dinámica hídrica superficial y subterránea por lo que la comprensión de los diferentes procesos hidrológicos está en consonancia con ellos. Debido al importante control climático sobre el sistema hidrológico e hidrogeológico de verano, las condiciones hacia el oriente y el poniente de la región norte de la Península Antártica son claramente diferenciables. La región oriental de la Península Antártica se caracteriza por presentar temperaturas más bajas y escasas precipitaciones; posee características de una zona semiárida subpolar, con glaciares fundamentalmente politermales a fríos. En esta región, la dinámica de los sistemas hídricos durante el verano se encuentra íntimamente relacionada con los procesos geocriológicos (Isla Marambio/Seymour) o con los procesos de ablación y descarga glaciaria (Isla Vega). Por otro lado, la región occidental de la Península Antártica presenta mayores temperaturas y precipitaciones más abundantes que la anterior. Posee aún las características de una zona subpolar subhúmeda siendo los glaciares de tipo templado, con descarga superficial y en particular una importante infiltración subterránea. En este ambiente los procesos hídricos son más complejos, relacionados con la ablación de las precipitaciones niveas y eventualmente vinculados a procesos geocriológicos o glaciológicos (Islas Shetland).

Palabras clave: Hidrología, Hidrogeología, Península Antártica.

ABSTRACT

The climatic characteristics along the southern summer months in the Antarctic Peninsula determine the occurrence of the surface water and groundwater. The environmental characteristics, hydrology and hydrogeology are related with the local climatologic variations and seasonal variations. In this environment the hydrologic and hydrogeologic characteristics are related both the glacial ablation and geocriologic processes too. The knowledge of these factors determines the degree of understanding of this region. The different hydrologic conditions in western and eastern Antarctic Peninsula region are related with the climatic control. In the East, we found a subpolar semi-arid region with polithermal and cold glaciers. Here, during the summer, the hydrology and hydrogeology processes are dynamics; and they are related with the geocriology (Marambio/Seymour Island) or with the glacial runoff discharge (Vega Island). In the West, we found better climatic conditions, higher summer mean temperatures, higher rainfall and conditions semi-humidity regions. The glaciers are of temperate type with runoff discharge and very important infiltrations. Here, the hydrology and hydrogeology processes are more complex and they are related with the snow ablations and occasionally with the geocriologic and glaciologic processes (Shetland Islands).

Key Words: Hydrology, Hydrogeology, Antarctica Peninsula

INTRODUCCIÓN Y UBICACIÓN DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO

La región norte de la Península Antártica entre los 60° y 64° de latitud aproximadamente conforma un ambiente hidrológico e hidrogeológico, donde la presencia de áreas descubiertas de hielo propicia el desarrollo de redes fluviales y sistemas lacustres. Además, la región se encuentra en zona de permafrost continuo y discontinuo, por lo que los sistemas hídricos presentan características diversas entre sí. En esta región se han elegido varias áreas de estudio (Fig. 1) que, como se verá más adelante, caracterizan un comportamiento hidrológico que puede tipificarse en ambientes particulares y determinar variables regionales.

En el Continente Antártico las áreas descubiertas de hielo se encuentran principalmente en dos regiones: los Valles Secos (Dry Valleys) en Tierra Victoria y el noreste de la Península Antártica (Guglielmin y Dramis, 1999). Los sistemas hídricos superficiales y subsuperficiales que se desarrollan en estas regiones presentan, al igual que en el Ártico, características particulares de aporte, sustrato y régimen que los diferencia claramente de los que existen en regiones más templadas. A diferencia de los sistemas hídricos en regiones polares y subpolares del Hemisferio Norte, los estudios hidrológicos en la Antártida son escasos (Chinn, 1981; Eraso et al., 1991; Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso et al., 2003).

En el área de estudio los afloramientos rocosos corresponden mayormente a rocas volcánicas y/o depósitos terciarios y cuaternarios congelados (en los que se desarrolla el permafrost). En el norte de la Península Antártica entre los 60° y 64° se observa una disminución gradual de las medias termométricas desde la región occidental de la Península hacia la región oriental Reynolds, (1981). Desde el punto de vista del cambio global y sus posibles consecuencias sobre la hidrogeología es

importante mencionar que la evolución del clima y sobre todo de los valores de temperatura en los últimos años ha sido evaluado por Jones, (1995) verificando un aumento en los valores termométricos medios máximos en el continente Antártico en las latitudes medias y altas. Svarka et al., (1998) realizaron un estudio comparativo de la evolución termométrica y su relación con el calentamiento de la región determinando diferencias apreciables entre las regiones oriental y occidental de la Península Antártica. Considerando las características climáticas de la región norte de la Península Antártica (entre 62°- 64° de Lat. aprox.) se han tomado tres cuencas hídricas piloto sobre las cuales se han realizado los estudios hidrológicos e hidrogeológicos, con el objetivo de caracterizarlas y evaluar su relación con las condiciones climáticas en el norte de la península, se han tomado cuencas hídricas accesibles y que por sus características permitan aplicar las metodologías de estudio tradicionales.

El clima de la región noreste de la Península Antártica es subpolar, semiárido y la presencia de agua en superficie se debe principalmente al deshielo. Dada las características climáticas particulares de los ambientes subpolares es conveniente considerar la propuesta de Tolstij y Kirijun (1978) que consiste en una clasificación de la hidrogeología fundamentalmente hidroclimática. Los aspectos y procesos criológicos de la región son de importancia en el comportamiento hidrológico superficial y subterráneo. Además el permafrost, debido a que permanece por debajo del punto de congelación, contiene el agua congelada en los poros de la roca, dificultando el movimiento de agua subterránea. Este constituye un horizonte característico que se comporta como un nivel impermeable (Silva Busso et al., 2000).

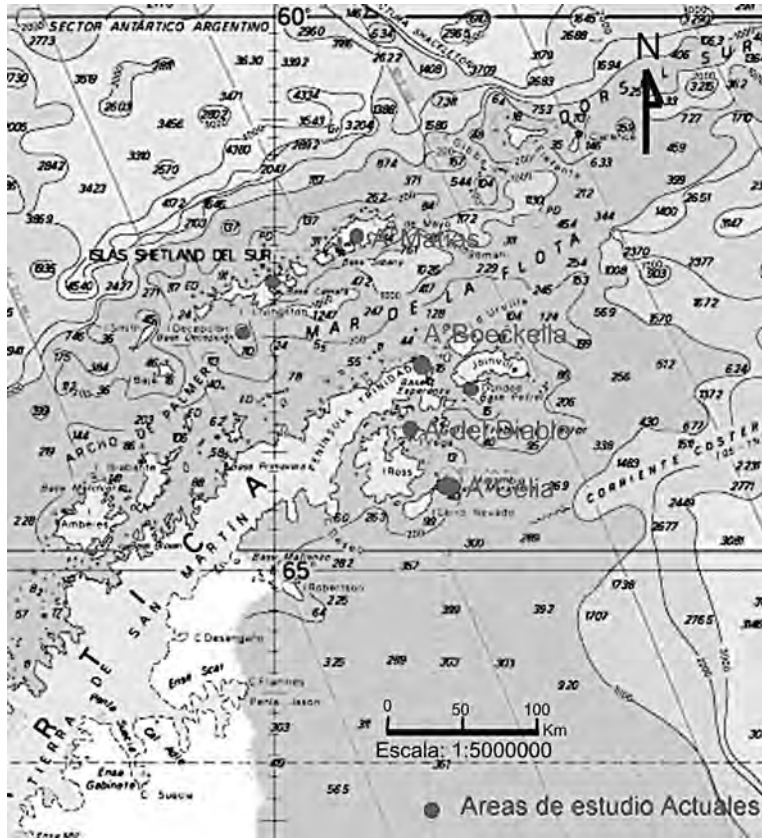


Figura 1. Mapa de ubicación de las áreas de estudio consideradas por diversos autores en el norte de la Península Antártica.

La región occidental posee una marcada influencia oceánica y la Península Antártica constituye una barrera a la circulación de los vientos provenientes del noroeste (Raymond et al., 1996) y las precipitaciones alcanzan el doble que en el sector oriental. Dadas las temperaturas medias de verano, la ablación de la nieve es un proceso constante durante el mismo, de tal forma que el aporte en las cuencas hídricas no solo es proveniente de los glaciares sino también y en gran medida del aporte directo de las precipitaciones. Las áreas elegidas como cuencas tipo han sido tres; dos de ellas en la zona oriental de la Península Antártica y una tercera en la región noroccidental. La primera ubicada en Isla Marambio (*Seymour*) en

la latitud $64^{\circ}14'S$ y en la longitud $56^{\circ}43'W$. Comprende la cuenca del Arroyo Celia y parte de la Meseta Marambio (en el área de la Base Marambio). La segunda está ubicada en Isla Vega, en la latitud $63^{\circ}49'S$ y en la longitud $57^{\circ}20'W$. Comprende la cuenca del Arroyo del Diablo inmediatamente al sudoeste del Cabo del Buen Encuentro. La tercera ubicada en las Islas Shetland del Sur, Isla 25 de Mayo (*King George*) en la latitud $62^{\circ}17'S$ y en la longitud $58^{\circ}40'W$. Comprende la cuenca del Arroyo Matías en el área de la Caleta Potter (en el área de la Base Argentina Jubany).

El estudio de un medio ambiente tan particular como este, ha permitido adecuar metodologías y técnicas que permitan abordar los

estudios hidrogeológicos en cada cuenca piloto. En líneas generales las etapas sucesivas han sido definidas por Silva Busso (2003) y se resumirán aquí según:

- Recopilación de bibliografía existente vinculada al ámbito y tema del estudio y cartografía base.
- Relevamiento previo de la zona con apoyo de geología y técnicas geofísicas.
- Fotointerpretación y mapeo de hidrología, hidrogeología y geomorfología.
- Elección de los lugares para el muestreo de agua superficial y subterránea.
- Elaboración de una red de muestreo de piezómetros y aforos.
- Medición de caudales, niveles, conductividad eléctrica, pH y temperatura en los cursos fluviales y piezómetros en las cuencas piloto elegidas

El procedimiento de elección de las cuencas piloto consistió en seleccionar aquellas cuencas en donde se identificaran claramente la relación entre las aguas superficiales, subterráneas y la variable intervención de los procesos glaciológicos y criológicos de ablación. Para ello se consideraron, en general, los siguientes criterios ya propuestos por Silva Busso (2003):

- Ubicación geográfica y climática.
- Conocimiento de las características geológicas locales.
- Conocimientos hidrológico previo, cuencas, orientación, etc.

- Caracterización de tipos de suelos (si los hubiere)
- Caracterización de cuencas y cuerpos de agua
- Caracterización de acuíferos de la zona o comportamiento del agua subterránea en periodos estivales.
- Consideración de las características criológicas del suelo para que fuera lo mas homogénea posible dentro de la zona de estudio, atendiendo las particularidades de cada una.
- Relación con la ablación glaciaria o tipología glaciaria local

Esta metodología permite identificar las principales características hidrogeológicas locales y considerarlas como modelos de interpretación de otros sectores o cuencas dentro de su contexto glaciológico y criológico (Silva Busso, 2004).

Es evidente que la dificultad de resumir un cuadro general de las características hidrológicas e hidrogeológicas durante el verano austral depende fundamentalmente de la accesibilidad a las áreas de estudio y al hecho de que la investigación de nuevas áreas avanza permanentemente cada año. Por esta razón se abordará el tema a partir de los ejemplos de estudio en las cuencas piloto que permiten caracterizar situaciones típicas las cuales son verificables en las regiones de la Orientales y Occidentales de la Península Antártica.

CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEO DE LAS CUENCAS EN LA REGIÓN ORIENTAL DE LA PENÍNSULA

■ SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS EFLUENTES DEL PERMAFROST. ÁREA DE LA ISLA MARAMBIO (SEYMOUR)

Los estudios hidrológicos e hidrogeológicos se efectuaron durante cuatro periodos estiva-

les consecutivos (1996-2000) y fundamentalmente sobre el área Norte de la Isla Maram-

bio (*Seymour*), pero en particular en el área de la Meseta de Marambio, sobre la base de sondeos geoelectrónicos, reconocimiento y caracterización del agua superficial y el control hidrogeológico de 17 piezómetros ubicados en al misma. Durante el verano austral de 1998-99 se estudió la Cuenca del Arroyo Celia (Isla Marambio) donde se han medido la escorrentía diaria durante el verano y la freaticimetría estival de la cuenca sobre una red de 14 piezómetros.

Ubicado en el tope de la Meseta de Marambio se encuentra la Formación Weddell (Zinsmeister y De Vries, 1983) más elevada hacia el noreste de la isla a una altura de alrededor de 200 m.s.n.m. La misma posee un espesor no superior de 5 metros (Marensi, 1995) y esta constituida de un conglomerado matriz-sosten. Los clastos varían desde el tamaño grava fina hasta verdaderos bloques de varios metros cúbicos de tamaño siendo así muy diversa. La matriz es fundamentalmente areno-limosa. Esta Formación ha sido interpretada como de origen glaciario y de edad cuartaria.

El ambiente hídrico superficial de la Isla Marambio (*Seymour*), a partir del relieve mesetiforme mencionado, determina la formación de una serie de cuencas hídricas centrifugas a partir de la meseta principal como es el caso de la Cuenca del Arroyo Celia. La cuenca del Arroyo Celia discurre sobre los sedimentos de la Formación La Meseta (Elliot y Trutman, 1982; Marensi, 1995) y se constituye fundamentalmente por una secuencia de arenas medias y finas con intercalaciones de limos y arcillas fosilíferas de origen marino y de edad Eo-Mioceno. La elección de estas áreas para los estudios hidrológicos e hidrogeológicos se fundamenta sobre la base a las siguientes causas:

- La meseta constituye el punto más elevado de la Isla y su disposición Norte-Sur subhorizontal permite una insolación uniforme del terreno durante el día y a lo largo del periodo estival. Su localización geográfica constituye un campo de acumulación nival que facilita su cuantificación, siendo la más importante zona de aporte de los recursos hídricos relacionados con la misma.

- La cuenca del Arroyo Celia tiene sus cabeceras en la meseta y su desembocadura en el mar además posee una geomorfología fluvial que facilita el acceso a los puntos de muestreo.
- Constituyen ambas un área de litología uniforme en toda su extensión, geomorfológicamente definida y se encuentran sometidas a las mismas condiciones climáticas locales

En las áreas piloto de la Isla Marambio (*Seymour*) El sistema hídrico en su conjunto (superficial y subterráneo) es efímero y estival. Se presenta activo exclusivamente en el periodo estival mientras que el resto del año hidrológico permanece inactivo. No existen en el área sistemas lacustres naturales y los presentes han sido creados, intencionalmente o no, por acción antrópica. El agua disponible en el sistema hídrico superficial posee dos orígenes: la ablación de las precipitaciones nivales y el aporte del acuífero libre estival (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2004). Por esta razón, los cursos fluviales, durante el periodo estival, reciben su principal aporte de la descarga del acuífero libre con caudales bajos de gran dispersión en su intensidad diaria e incluso horaria (Sánchez y Silva Busso, 1999). El aporte de la ablación sobre los mismos cauces debe considerarse de características esporádicas e incluso marginales durante el verano. La ablación de las precipitaciones nivales invernales constituye un evento hídrico que suele ocurrir durante la primavera en un lapso relativamente breve de tiempo. Durante gran parte del periodo estival el principal aporte es la descarga del acuífero libre a consecuencia del descenso de la capa activa. De esta forma el acuífero libre tiene un comportamiento influente sobre la red de drenaje. Estos valores varían a lo largo del día en relación estrecha con los parámetros meteorológicos de temperatura, insolación y en menor medida las precipitaciones nivales (Sánchez y Silva Busso, 1999). Según en evidencia en la figura 2 la variación diaria durante el verano de la temperatura del suelo (entre 0 –1 m) y

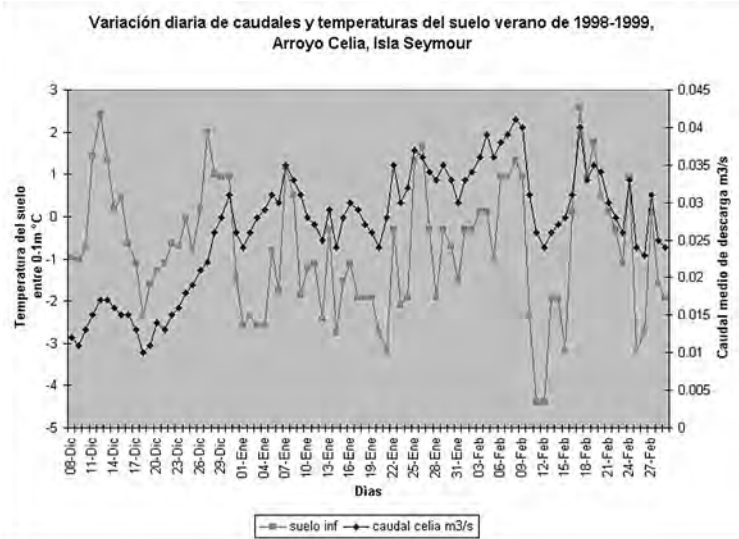


Figura 2. Variación diaria de caudales y temperaturas del suelo, Arroyo Celia, Isla Marambio (Seymour).

la variación de caudales diarios medidos en el Arroyo Celia durante el verano austral de 1998-99.

En toda el área de la isla el sistema hídrico superficial está constituido por una serie de pequeños cursos de agua con régimen temporal estacional, activos sólo durante la época estival, que fluyen con drenaje 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.

Sobre la base del estudio de escorrentía (Sánchez y Silva Busso, 1999) se ha podido determinar que la presencia de agua en los cursos fluviales estacionales se relaciona en parte con la ablación de nieve en la cuenca hídrica y en parte con la descarga del acuífero libre estival en la medida en que este es cortado por la topografía de los cauces (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2003).

La Isla Marambio (Seymour) posee un sistema de cuencas hídricas superficiales y un desarrollo del agua supra-permafrost (Tolstijin, 1941) condicionado al descenso y espesor de

la capa activa del permafrost local y sus variaciones.

El permafrost llega hasta la superficie en los meses de invierno, pero en periodos estivales ablaiona su capa activa. Esta capa activa en la cuenca y área de la meseta de la Isla Marambio (Seymour) puede tener valores que han oscilado entre 0,5 m hasta 2,1 metros de profundidad determinado a partir de las perforaciones que permitieron instalar la red freaticométrica (Silva Busso et al., 2000; Ermolin et al., 2002).

Durante el periodo estival, el descenso de la capa activa del permafrost permite el alojamiento de agua en estado líquido en el sedimento. Una característica propia del acuífero en zonas subpolares es la discontinuidad en la ocurrencia del agua (Lawson et al., 1994). El aumento de la temperatura del suelo incrementa, por ablación de la capa activa, el caudal de descarga en el cauce. Si durante el periodo estival la temperatura del suelo alcanza una media más alta que la de otros años, entonces la capa activa se profundiza hasta quedar hidrológicamente desconectada de los cauces y estos quedan casi sin aporte. Esta situación

se verificó en el terreno durante el verano de 1999-2000.

La variación de condición de suelo congelado a no congelado puede ser abrupta y sin manifestación superficial. Las superficies superiores y básicas, así como los límites laterales de los materiales subsuperficiales permanentemente congelados, poseen un relieve altamente irregular. Combinado con la impermeabilidad del permafrost, estas características pueden afectar significativamente el movimiento del agua subterránea (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2004). De forma similar en el Ártico de Alaska se encuentran similares características climáticas, topográficas y edáficas que las de la zona estudiada. Lawson et al., (1998) manifiestan que los niveles piezométricos, los caudales y las direcciones de flujo en un acuífero libre ubicado por encima del permafrost pueden variar relativamente rápido con la estación, y probablemente de un día para el siguiente.

Estacionalmente existen períodos 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 extensa fusión (Silva Busso, et al., 2000). En estos ambientes, la distribución de niveles saturados y no saturados es discontinua. En Alaska, Lawson et al., (1998), expresa que allí donde la profundidad del permafrost es menor a un metro, probablemente no se desarrolle ningún acuífero. En el área de la Meseta de Marambio (cercana a la pista de aterrizaje) Ermolin et al., (2002) determinaron que el techo del permafrost esta definido por su litología, humedad y condiciones meteorológicas y cita valores de contenido de humedad en zonas no saturadas de entre 12-14% entre los 0,3-0.6 metros de espesor y alcanza el 18% en profundidad.

Particularmente en diversas áreas de la cuenca del Arroyo Celia se encontró que el agua suele endicarse en sectores bajos donde la capa activa es somera (menor a un metro) lo cual, en ocasiones, genera áreas pantanosas (Silva Busso et al., 2000). Además dichos autores

sostienen que las zonas con capa activa delgada inhiben la comunicación entre los acuíferos ubicados por encima del permafrost y el movimiento suprapermafrost del agua en la zona de la meseta. En estas condiciones hidrológicas y durante el periodo estival, las cuencas hídricas aguas debajo de la meseta tienen caudales en desembocadura muy variables y de poca magnitud entre $6\text{ m}^3/\text{h}$ hasta $180\text{ m}^3/\text{h}$ con conductividades entre 3500 a $6000\text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$ (aguas salobres). Estos valores varían a lo largo del día en relación estrecha con los parámetros meteorológicos de temperatura, insolación y precipitaciones níveas (Sánchez y Silva Busso, 1999). El permafrost contiene el agua congelada en los poros de la roca dificultando el movimiento de agua subterránea. Este constituye un horizonte característico y se comporta como un nivel impermeable (Silva Busso et al., 2000). El permafrost llega hasta la superficie en los meses de invierno, pero en periodos estivales ablaiona su capa activa. Por encima del permafrost la temperatura en verano es suficiente para permitir que el agua se almacene en los poros en estado líquido saturando los sedimentos y desarrollando un acuífero libre temporario (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2003).

En la zona de estudio se ha verificado localmente que existen tres tipos de ocurrencia o comportamiento del acuífero. La primera de estas corresponde a zonas donde no ha habido desarrollo del acuífero libre y la zona no saturada se halla sobre el suelo congelado permanente. La segunda corresponde a zonas que tienen un régimen variable durante el periodo estival. Durante periodos de mayor insolación o clima menos riguroso contienen al acuífero libre, que corresponde a la freaticimetría estival de verano austral de 1998-1999. Un tercer tipo son zonas que tienen un régimen constante durante el periodo estival, en las que se desarrolla el acuífero libre estival (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2003) suelen corresponder a las áreas donde el suelo congelado está a mayor profundidad, cercano a pequeños cuerpos de agua

El agua contenida a consecuencia del descenso de la capa activa desarrollada durante el verano, conjuntamente con la infiltración producto de la ablación de las precipitaciones níveas, constituye la zona saturada contenida en los acuíferos Suprapermafrost. Las características estratigráficas y geomorfológicas de cada unidad (Formación Weddell y La Meseta en este caso) condicionan la ocurrencia de una zona no saturada así como del acuífero libre estival, Silva Busso et al., (2000).

Este acuífero libre estival, se desarrolla en la sección hidroclimática SupraPermafrost, siendo el suelo congelado permanente su nivel impermeable de base. Los mecanismos que conducen al desarrollo de la capa activa y ablación del suelo congelado se han explicado en el capítulo correspondiente. Desde el punto de vista hidrogeológico, el interés se centra en el movimiento y circulación del agua en los niveles Supra, Inter e Infra Permafrost y su relación con las precipitaciones, suelos y cursos superficiales (Tolstijin y Kiriujin, 1978).

En la Isla Marambio (*Seymour*) se han realizado diversos estudios geofísicos geoelectrónicos. Silva Busso et al., (2000) presenta una interpretación hidrogeológica del área de la meseta a partir de un estudio geoelectrónico en detalle en el área de la Formación Weddell. Con el objeto de estudiar el permafrost se realizaron mediciones previas por Fukuda et al., (1992) que permitieron determinar la existencia de diferentes capas resistivas en el área de la meseta, submeseta y costa. Fournier, et al., (1990) ha integrado información geofísica previa de magnetoteléfica y microsísmica en el área de la meseta, submeseta y costa norte. Recientemente se han realizado nuevos estudio geoelectrónicos profundos y en detalle en diversas áreas de la región norte de la Isla Marambio (*Seymour*) en la Meseta y las cuencas del Arroyo Celia, Sofía y Neckar con intención de estudiar el permafrost y las unidades Infrapermafrost. Como se verá en lo sucesivo, la interpretación de los diversos autores varía en los límites y profundidades de los horizontes resistivos probablemente a consecuencia

de los diferentes objetivos de investigación de cada autor, pero en todos los casos se opta por el modelo de tres grandes capas resistivas que pueden ser atribuibles a las secciones hidroclimáticas de Suprapermafrost, Permafrost e Infrapermafrost.

Caracterización del Acuífero libre estival. Aguas SupraPermafrost

La realización de estudios geoelectrónicos de la sección Suprapermafrost en la cuenca piloto ha permitido relacionar las características del subsuelo en términos de zonas de diferente grado de saturación y presencia de permafrost con su comportamiento resistivo y a través de este método indirecto definir la continuidad de la zona saturada en la meseta y la Cuenca del Arroyo Celia. Este método permite utilizar los resultados como patrón de comparación para otros puntos de similares características (Silva Busso et al., 2000). Los estudios geofísicos en detalle de la sección suprapermafrost realizados por Silva Busso et al., (2000) fueron interpretados con el apoyo de perforaciones y perfiles hasta el techo del permafrost. Dado que el arreglo de Wenner, usado por Fukuda et al., (1992), es menos resolutivo que el arreglo de Schlumberger (Silva Busso et al., 2000) han optado por este último arreglo, lo cual proporcionó un mejor detalle en la interpretación geofísica propuesta por dichos autores (op.cit.) para la capa Suprapermafrost. Se han diferenciado tres horizontes resistivos: el horizonte resistivo I que corresponde a horizontes resistivos pseudotéticos de matrix areno-limosa que constituyen la zona no saturada, con espesores que varían entre los 0,5 -1 metro y resistividades entre 74 hasta 94 ohm.m. Esta suele ser el horizonte resistivo más superficial y es la respuesta resistiva durante los procesos de ablación de la capa activa. El Horizonte resistivo II atribuible a horizontes resistivos pseudotéticos de matrix areno-limosa saturados y constituyen el acuífero libre estival. Su espesor es variable entre 0,5 hasta 2,0 metros y resistividades entre 41 hasta

52 ohm.m. Este horizonte resistivo subyace al anterior y suele verificarse su presencia luego de la estabilización de la ablación de la capa activa. Su resistividad es elevada en función de la salinidad de las aguas que contienen, como se analizará más adelante, lo que indicaría una importante influencia litológica en la respuesta resistiva. El Horizonte resistivo III interpretado como horizontes resistivos relacionados con el suelo congelado permanente. En este caso la respuesta resistiva se relaciona con la litología pseftica de la Formación Weddell, pero en profundidad esta respuesta puede modificarse considerando que a 5 metros de profundidad se encuentra el contacto con la Formación La Meseta de diferente litología.

La correlación con la hidrogeología del área de estudio en función de lo expuesto e interpretado a partir de los SEV y la información tomada de las perforaciones realizadas (sondeos paramétricos) determinan que, las cuencas superficiales de la Isla Marambio (*Seymour*) presentan al menos un tipo de acuífero contenido en rocas clásticas psefticas y psamíticas, permitiendo que el agua se aloje en el sedimento confiriéndole las características hidráulicas a dicha unidad. Durante el periodo estival, el descenso de la capa activa del suelo congelado permanente permite el alojamiento de agua en estado líquido en el sedimento (Silva Busso et al., 2000; Silva Busso, 2003).

Una característica propia del acuífero en zonas subpolares es la discontinuidad en la ocurrencia del agua (Tolstijin, 1941; Tolstijin y Kirijun, 1978; en Mijalov, 1989; Lawson, 1998) dicha discontinuidad del permafrost la ha verificado en la zona de estudio Ermolin et al., (2002). La discontinuidad del acuífero libre Suprapermafrost y la zona no saturada puede tipificarse en tres esquemas de ocurrencia. El primero de estas corresponde a zonas donde no ha habido desarrollo del acuífero libre y la zona no saturada se halla sobre el suelo congelado permanente. Estas suelen ser áreas donde a poca profundidad se encuentra el suelo congelado. El segundo corresponde a zonas que tienen un régimen variable durante

el periodo estival que durante periodos mayor insolación o clima menos riguroso contienen al acuífero libre y que en periodos menos favorables se congela formando parte del permafrost. Un tercero y última zona que tiene un régimen constante durante el periodo estival que suele corresponder a las áreas donde el suelo congelado esta a mayor profundidad, cercano a pequeños cuerpos de agua. Es en estas zonas donde se desarrolla el acuífero libre estival y coexiste hasta fines del periodo estival (Silva Busso et al., 2000).

De esta forma no se verifica el desarrollo de una freaticimetría integrada en el área de la meseta (Formación Weddell) mientras que la misma aparece mejor integrada en la Cuenca del Arroyo Celia (Formación La Meseta). La pobre integración de la freaticimetría local en el área de la meseta dificulta el flujo horizontal del agua en el acuífero. Los mapas piezométricos de las figura 3 y 4 presentan estas discontinuidades y características mostrando una freaticimetría poco integrada en el área de la meseta, probablemente a consecuencia del descenso discontinuo de la capa activa por el tipo litológico de la misma, mientras que en el área de la Cuenca del Arroyo Celia, litológicamente diferente que el caso anterior, se observa una freaticimetría mejor integrada.

Considerando la evolución de la freaticimetría a lo largo del periodo estival y comparándola con las variaciones climáticas se observa que a temperaturas medias diarias del suelo cercano a los -3°C a $-3,5^{\circ}\text{C}$ el acuífero libre deja lugar al desarrollo del permafrost.

Al aumentar las temperaturas medias diarias del suelo el sistema hidrogeológico se activa. Este es una de las expresiones más importantes del control climático sobre el sistema. Dicho control climático sobre el acuífero libre y su influencia sobre su comportamiento hidrológico ha sido sugerida previamente (Silva Busso et al., 2000) y posteriormente verificada como indica la figura 5, tomada de Silva Busso (2003), que presenta la relación ($r=0,85$) entre la temperatura del suelo y los caudales de descarga en el Arroyo Celia.

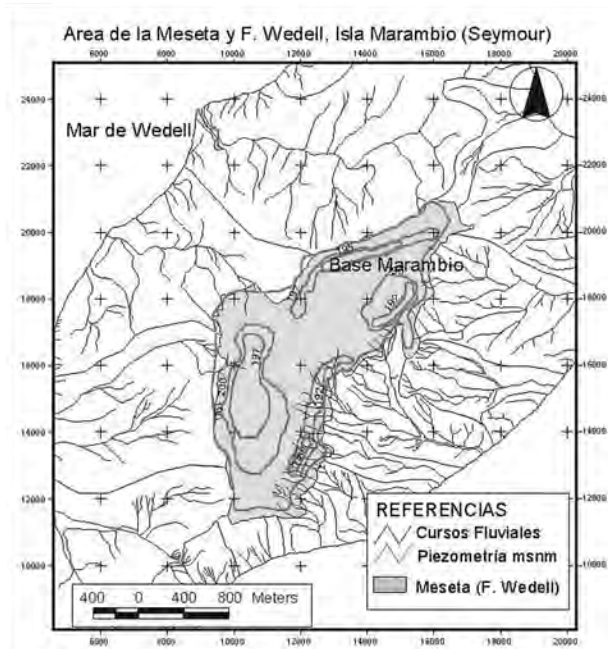
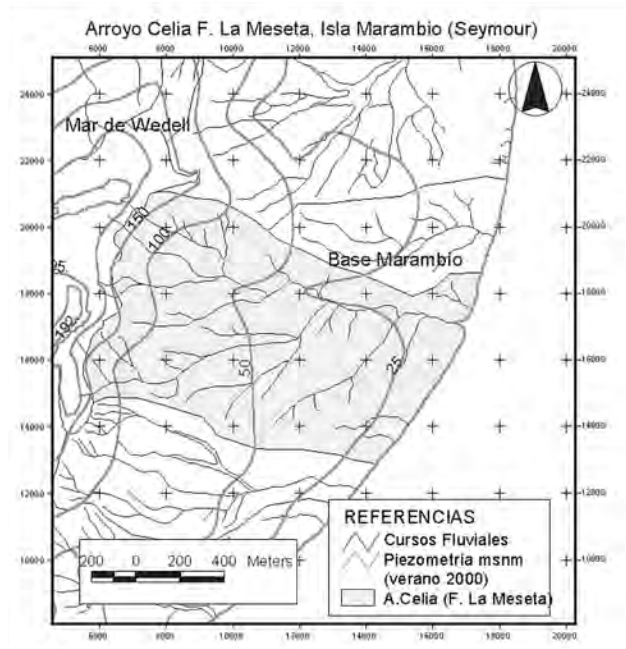


Figura 3. Mapa Freatimétrico de la cuenca del Arroyo Celia Isla Marambio (Seymour) (tomado de Silva Busso, 2003) y **Figura 4.** Mapa Freatimétrico en el área de la Meseta de Marambio en Isla Marambio (Seymour) (tomado de Silva Busso et.al., 2000).

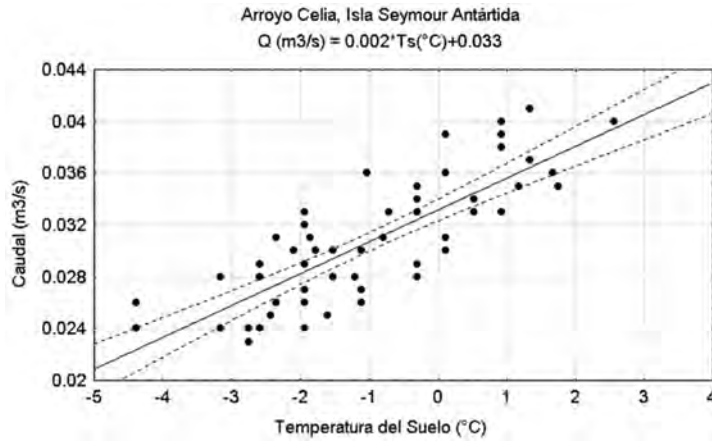


Figura 5. Relación entre temperatura del suelo (0-1m) y descarga en el Arroyo Celia, Isla Marambio (Seymour).

Propuesta del comportamiento hidrogeológico profundo. Sección Infra-Permafrost

La determinación del espesor y base del permafrost ha sido objeto de diversos estudios geofísicos (Fournier, et al., 1990; Mamani et al., 1998) y más recientemente Ermolin y Silva Busso (conv. pers.) han interpretado estos límites o espesores en base a características resistivas de diferentes horizontes en profundidad o termométricas. En este trabajo, solo interpretaremos la información desde una perspectiva hidrogeológica. En primer lugar debe considerarse que los métodos de análisis son indirectos y la ausencia de perforaciones profundas dificulta una correlación adecuada entre la geofísica y la hidrogeología infrapermafrost.

Las prospecciones geoeléctricas realizadas por Fournier et al., (1990) realizaron una correlación en base a un modelo de integración de la información geoeléctrica y magnetotelúrica extrapolando una interpretación en profundidad. A partir del mismo, se interpretó que el permafrost en la región norte de la isla presenta una capa activa de no más de 0,5 metros de espesor, una capa de permafrost que intercala un nivel de alto contenido salino de no más de

8 metros de espesor y una resistividad de 0.6 ohm.m. Este horizonte resistivo se encontraría a profundidades cercanas a los 80 metros en la meseta, 28 en la submeseta y 42 en la costa (Fournier, et al., 1990). Del análisis de dicho modelo. Fournier, et al., (1990) estiman el límite inferior del permafrost en base a un gradiente geotérmico teórico, no verificado en la región, del orden de $0,030^\circ\text{C/m}$ estableciendo la isoterma de 0°C cercana a los 220 metros de profundidad. Este valor se ajustó a partir del estudio geofísico siendo no inferior a los 127 metros de profundidad (op.cit.).

Con el objeto de estudiar el permafrost, Fukuda et al., (1992), empleando el dispositivo Wenner, determinaron la existencia de diferentes capas resistivas. Se realizaron tres determinaciones en la costa (5msnm), en la submeseta (50msnm) y en el área de la Meseta (200msnm) determinando en esta última tres horizontes resistivos el primero de 350 ohm.m y 0 – 0,6 metros de profundidad, el segundo de 200 ohm.m y una profundidad de entre 0.6 – 30m y el tercero de 450 ohm.m y entre 30-200 metros de profundidad. La interpretación de Fukuda et al., (1992) relaciona estos valores como atribuibles al permafrost cuyo límite inferior estaría cercano a los 200 metros esti-

mándolo a partir de la perforación de estudio ubicada en la meseta.

En síntesis se asume que el límite inferior o base del permafrost estaría en relación con el gradiente geotérmico regional, que asumiéndolo cercano a $0,030\text{ }^{\circ}\text{C/m}$ determina una profundidad de la base de 220 metros, aunque los métodos geoelectrónicos y magnetotélúricos definen profundidades de no más de 127 metros (Fournier et al., 1990). De considerar este último valor el gradiente geotérmico local sería muy elevado (aprox. $0,06\text{ }^{\circ}\text{C/m}$). Fukuda et al., (1992) propone profundidades estimativas de la base del permafrost muy cercanas a 200 en la Meseta y 105 en la Submeseta a partir de los datos de temperatura en los primeros metros de permafrost y considerando el mismo gradiente de Fournier, et al., (1990), aunque considera que es difícil determinar el límite inferior del permafrost a partir de la prospección geoelectrónica.

Los tendidos geoelectrónicos realizados durante el verano del 2004 por Ermolin y Silva Busso, (conv. Pers.) permiten definir algunas observaciones iniciales, si bien aún se encuentran en estudio. Sobre la base de un perfil SO-NE atravesando la Isla Marambio (*Seymour*) en el área de la meseta (desde las cuencas del Arroyo Sofía hacia el Arroyo Neckar) dichos autores no han alcanzado la profundidad necesaria para llegar a la base del permafrost en el área de la meseta lo cual supone espesores de permafrost de más de 150 metros. Solo alcanzaron niveles con resistividades bajas de entre 17-24 ohm.m a profundidades de entre 30-50 metros en los Arroyos Sofía y Celia e incluso menores entre 5 – 9 ohm a profundidades muy someras entre 5 - 30 metros en la costa noreste de Marambio (Arroyo Neckar). Dichos autores (op.cit) consideran estos niveles correlacionables con la base del permafrost e incluso niveles psamíticos infrapermafrost saturados de agua (dulce y/o salobre) muy discontinuos en las zonas costeras.

El permafrost tiene importancia hidrogeológica como nivel poco permeable que funcionaria como confinante de posibles niveles

acuíferos en profundidad. La Formación La Meseta se encontraría en un valle bisectado de dirección Oeste-Este relleno por sedimentos fundamentalmente psamíticos de origen marino presumiblemente psefíticos y de origen fluvial hacia la base, con un espesor de no menos de 600 metros y cuyo eje de sedimentación en la zona central de la cuenca puede tener una inclinación de 4 a 6 grados hacia el este (Marenssi, 1995). Dichos niveles acuíferos se alojarían en las facies más permeables de la Formación La Meseta por debajo del permafrost. La presencia de niveles saturados en profundidad puede deberse a la presencia de aguas relicticas o “viejas”, un posible grado de conexión hidráulica con el mar, cierto grado de goteo a partir de posibles irregularidades en el permafrost o una combinación entre estas posibilidades, sin descartar otras que han sido propuestas por Silva Busso et al., (2000).

Se estima, en base a los posibles orígenes considerados, que las aguas contenidas en los posibles niveles acuíferos infrapermafrost serían al menos salobres, como ocurriría en otros ambientes isleños Custodio y Llamas (1983). El permafrost no es regular y puede tener anomalías relacionadas con variaciones litológicas que pueden permitir sectores con agua con mayor o menor conexión vertical y horizontal (Lawson, 1998). Se ha propuesto un horizonte de baja resistividad intercalado en el permafrost (Fournier, et al., 1990) a profundidades cercanas a los 80 metros desde la superficie de la meseta. Este horizonte ha sido interpretado como un nivel sin hielo y de alta salinidad. En afloramiento, las facies de arcilla heterolíticas suelen tener una distribución y altimetría cercanas, aunque son más potentes e intercalan arenas finas (Marenssi, 1995; Net y Marenssi, 1999). Esto no es concluyente, y se debe tener en cuenta que la litología a la profundidad sugerida no presenta ninguna característica que refleje una clara correspondencia entre la interpretación del horizonte resistivo y la misma (Silva Busso et al., 2000). Una posibilidad es que debido a que su espesor y litología la respuesta resistiva de este paquete se

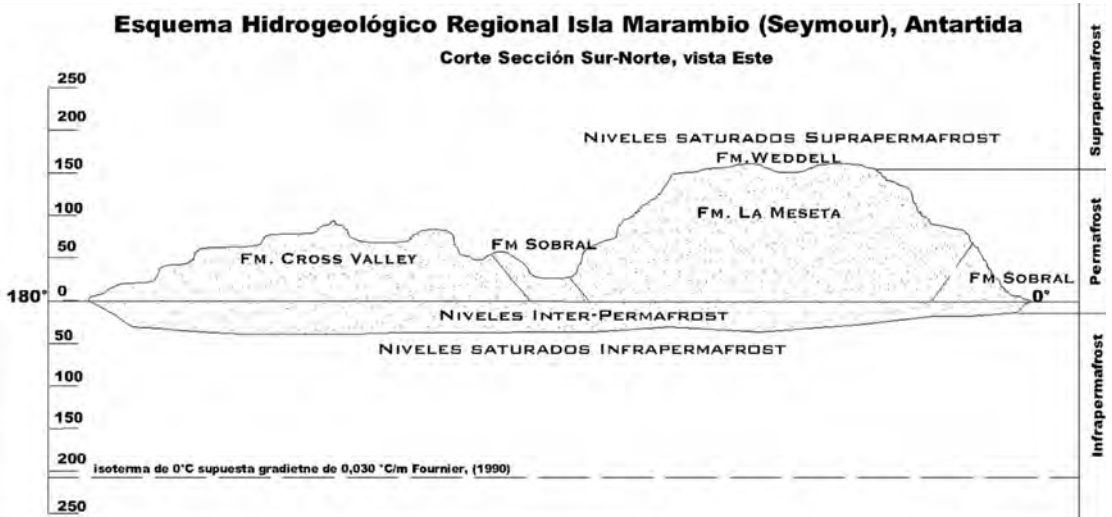


Figura 6. Esquema hidrogeológico regional en la Isla Marambio (Seymour) y Clasificación Hidroclimática de Acuíferos.

asimile durante la interpretación, en contraste con el poco espesor que se le atribuye al horizonte resistivo determinado por Fournier et al., (1990). La figura 6 presenta una propuesta de Silva Busso et al., (2000) de un posible esquema hidrogeológico regional para el área de la Isla Marambio (Seymour) que incluiría los posibles límites Supraperafrost e Infrapermafrost actualizada sobre la base de la información disponible actualmente.

Hidroquímica Superficial y Supraperafrost

La hidroquímica de las aguas superficiales y subterráneas supraperafrost poseen una interrelación muy significativa consecuencia de las particulares condiciones hidrológicas e hidrogeológicas ya mencionadas. Por esta razón es conveniente desarrollar este aspecto en conjunto. Coincidentemente con los estudios anteriormente mencionados se muestreó la hidroquímica superficial y subterránea durante cuatro periodos estivales (1996-2000) en los arroyos, acuífero libre y cuerpos de agua de

la Isla Marambio (Seymour) particularmente el área de la meseta y los cursos fluviales en las cuencas centrífugas alrededor de la misma.

En el área de la meseta no existen cuerpos lenticos naturales, los cuerpos de agua existentes son embalses artificiales que tiene por objeto almacenar el abastecimiento de agua de la base aérea. Se constituye de dos cuerpos de agua que capturan todo el escurrimiento superficial de la meseta en la zona edilicia de la base. Se trata de obras antrópicas que captan sus aguas fundamentalmente del escurrimiento superficial consecuente de la ablación local. Por esa razón las mismas aguas poseen una salinidad menor que los sistemas superficiales y subterráneos de la isla. Solo con fines informativos los resultados del monitoreo estival determina valores de conductividad medios mínimos en los embalses de 325,44 $\mu\text{S}/\text{cm DS}$: 18,64 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y valores de conductividad media máxima de 590,04 $\mu\text{S}/\text{cm DS}$: 37,65 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El pH de las aguas toma valores medios entre 8,20 -8,25 DS: 0,29.

A partir del mapa de Feldmann and Woodburne, (1988) y de la interpretación de las fotos aéreas escalas 1:20000 de la isla Silva Bus-

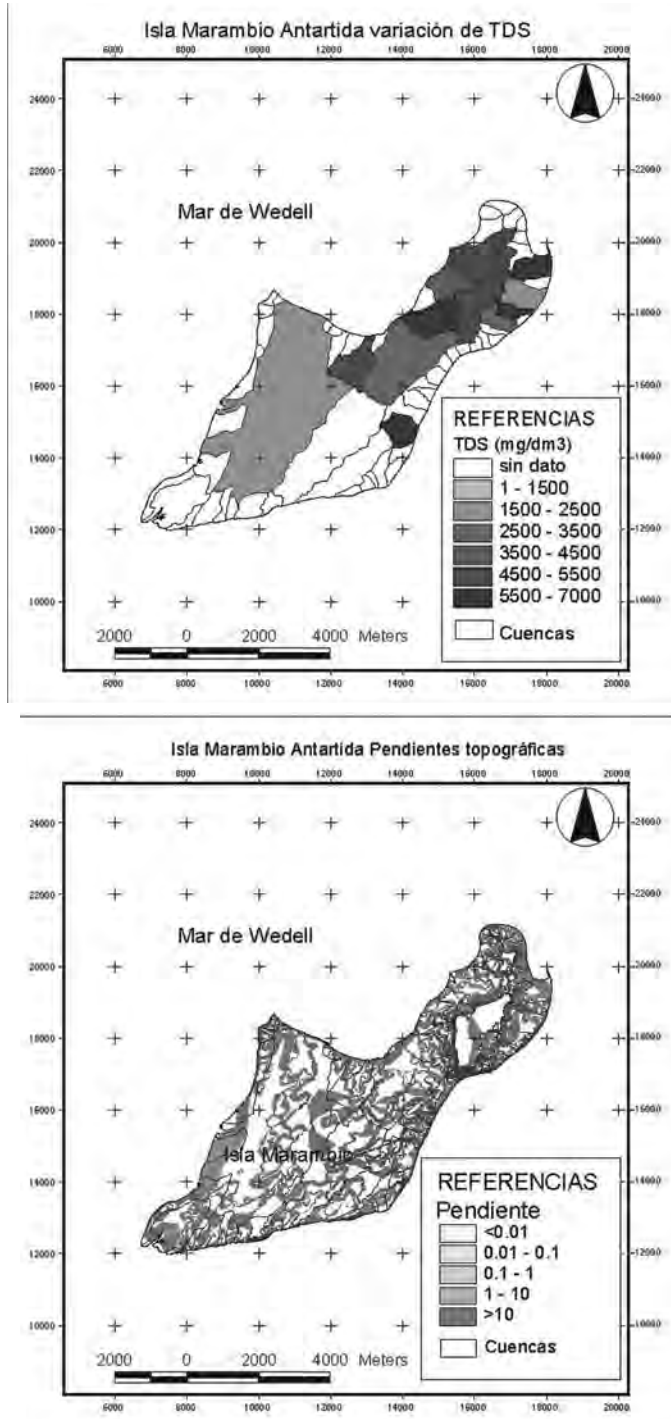


Figura 7. Distribución de TDS medido en los cursos superficiales y pendientes (Silva Busso et al., 2004)

so et al., (2004a) realizaron el modelo digital de terreno, drenaje y límite de cuenca. Sobre esta base cartográfica se ubicó la información hidroquímica tomada en el terreno relacionada con las lecturas periódicas de conductancia específica y pH de las cuencas relevadas (figura 7). Con dicha información dichos autores (op. cit.) implementaron un SIG para toda la isla que permitió realizar un análisis territorial entre la relación de la salinidad y las pendientes del terreno predominando pendientes entre 0.1-1 (5° - 45°).

Los valores de sales totales disueltas (TDS) oscilaron entre valores de 1700–7000 ppm (exceptuando las lagunas de suministro entre 200-812 ppm). Este último parámetro ha sido regionalizado para cada una de las cuencas analizadas según la metodología propuesta por Filí et al., (1999) y todos los muestreos se realizaron de acuerdo a la metodología desarrollada en ambientes subpolares (Fresina et al., 1999).

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). Dado que dichos cursos son zonas de descarga del acuífero libre controlado por la ablación del permafrost esta distribución es también representativa de las calidades del mismo. Este criterio constituye un método indirecto para estimar calidades químicas de este tipo de acuíferos (Silva Busso et al., 2004a).

Considerando a los arroyos como zonas de descarga y predominado la recarga vertical del acuífero se considerará que la hidroquímica de los cursos fluviales es en gran medida representativa del acuífero libre estival.

Sobre la base de este concepto Silva Busso et al., (2004b) determinaron la relación entre la pendiente topográfica y las calidades químicas (TDS) de los cursos fluviales, a partir de los siguientes criterios de intersección: primero las áreas con pendientes menores de 0.1 y valores de TDS mayores de 2000ppm y segundo las áreas con pendientes menores de 0.01 y valo-

res de TDS mayores de 4000ppm. La selección de estos criterios de intersección permitió verificar la relación entre las pendientes y el contenido salido de los cauces como puede verse en la figura 8. Este criterio regional se correlacionaría con la distribución del TDS en el acuífero libre durante el verano en cada cuenca permitiendo inferir indirectamente esta distribución.

Se ha propuesto una caracterización hidroquímica del sistema hídrico superficial y subterráneo en la Isla Marambio (*Seymour*) cuyos valores de sólidos totales disueltos (TDS) oscilan entre 1700-7000ppm (exceptuando las lagunas de suministro entre 200- 812 ppm), el pH osciló 7.32-8.25 y la conductancia específica entre 1030-13161 μ S/cm. Para el resto de las especies mayoritarias las oscilaciones de la concentración en ppm fueron Na^+ : 89-90; K^+ :7-80; Ca^{2+} : 228-667; Mg^{2+} :84-713; Cl^- :97-1306; HCO_3^- :5-893 y SO_4^{2-} : 1152-5376 (Silva Busso et al., 2004b).

Las precipitaciones níveas han sido muestreadas para determinar su contenido salino y evaluar el efecto “spray” del mar, en zonas aisladas de la actividad humana con los siguientes resultados en ppm TDS:56;pH:7.01; Na^+ :4; K^+ :1; Ca^{2+} :9; Mg^{2+} :2; Cl^- :8; HCO_3^- :13 y SO_4^{2-} : 19 y una conductancia de 88 μ S/cm., estas concentraciones elevadas demuestran que el efecto del mar es muy significativo en la Isla independientemente del aporte salino de los sedimentos (Silva Busso et al., 2000; Silva Busso et al., 2004b).

La figura 9 presenta la distribución de las especies iónicas por cuenca donde puede observarse en todas ellas una anomalía en los sulfatos ya señalada por Silva Busso et al., (2004). En la figura 10a y 10b se presenta la clasificación en los diagramas de Piper, (1953) y Schöeller, (1962) comparada con la concentración de a nieve.

Como se observa en el figura 10 las aguas pueden clasificarse como Sulfato cloruradas cálcico-magnésicas a sódico-cálcicas, aunque presentan anomalías con respecto a la composición de la precipitación. La dispersión en el

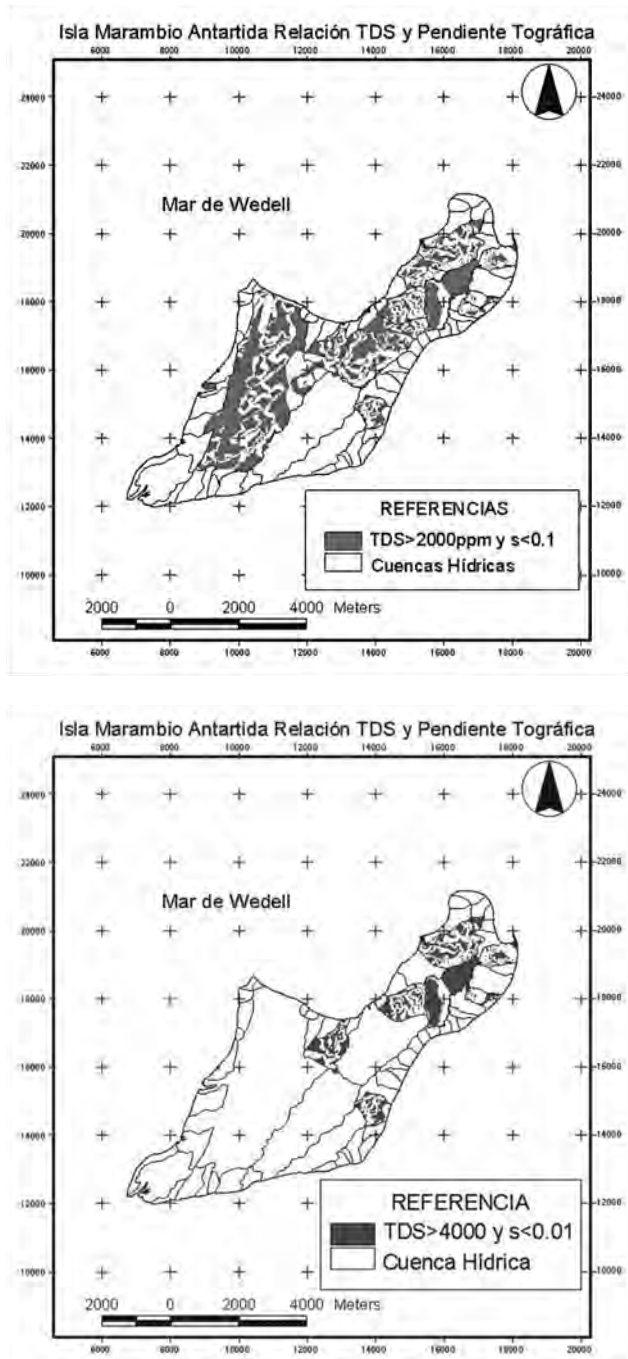


Figura 8. Relación entre pendientes y Sólidos totales disueltos (TDS) (Silva Busso et al., 2004b)

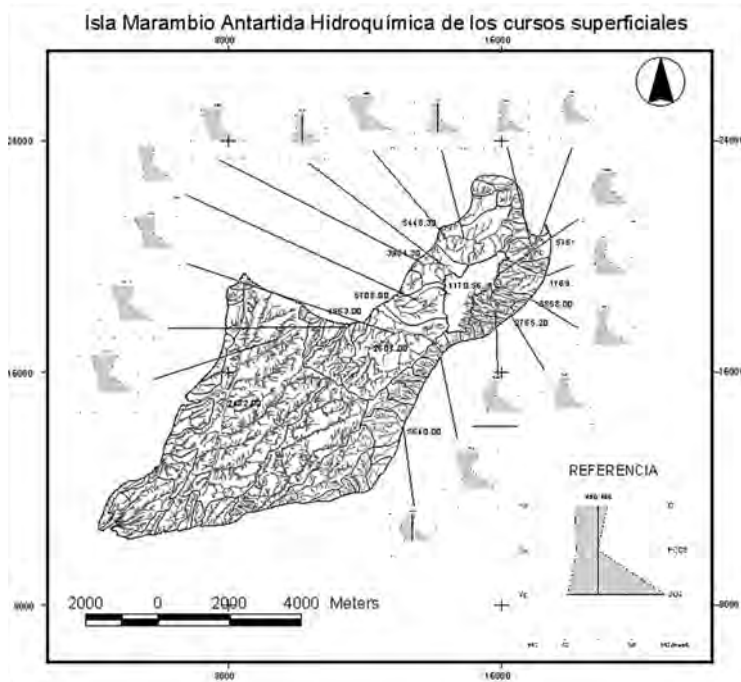


Figura 9. Distribución de las especies iónicas mayoritarias Isla Marambio (*Seymour*) tomado de Silva Busso et al., (2004b).

contenido de los cationes puede deberse a intercambio de bases, aunque este aspecto no se ha estudiado aún en detalle.

Silva Busso et al., (2004b) comprobaron que la hidroquímica regional no tiene correlación con los parámetros climáticos y es de un tipo diferente a la esperable por el aporte marino de sales por precipitación propuesto para el área de la meseta (Silva Busso et al, 2000). El aporte de salinidad por los sedimentos estaría en relación con la descarga del agua del acuífero libre suprapermafrost. En el área de la meseta un mecanismo probable relacionado con los elevados tenores de salinidad en la meseta sería el arrastre de sales a partir de los sedimentos que se incorporan al acuífero libre estival por infiltración vertical durante la ablación y procesos de activación y desactivación del acuífero.

En el área de la Meseta de Marambio la observación de la evolución de la freaticimetría a

lo largo del periodo estival y las variaciones de las temperaturas medias diarias indica que a temperaturas cercanas a los -3°C a $-3,5^{\circ}\text{C}$ el acuífero libre comienzan a actuar los procesos relacionados con la capa activa permafrost. Luego al aumentar las temperaturas medias diarias el sistema se activa con valores de conductividad elevados (Silva Busso et al., 2000). Se han medido los valores de conductividad y su evolución diaria en los freáticos de las áreas con red de flujo integrada durante el periodo estival y, como han propuesto diversos autores (Ershov, 1977 y Feldman, 1988), los valores de conductividad medidos a lo largo de dicho periodo en el acuífero libre estival evidencian valores altos de concentración salina que aumentan progresivamente a medida que los factores climáticos son menos favorables. El acuífero libre estival posee valores entre $3300 - 13160 \mu\text{S}/\text{cm}$, el pH de las aguas varían entre $6,91 - 8,15$ y la temperatura del

Clasificación Hidroquímica Isla Marambio

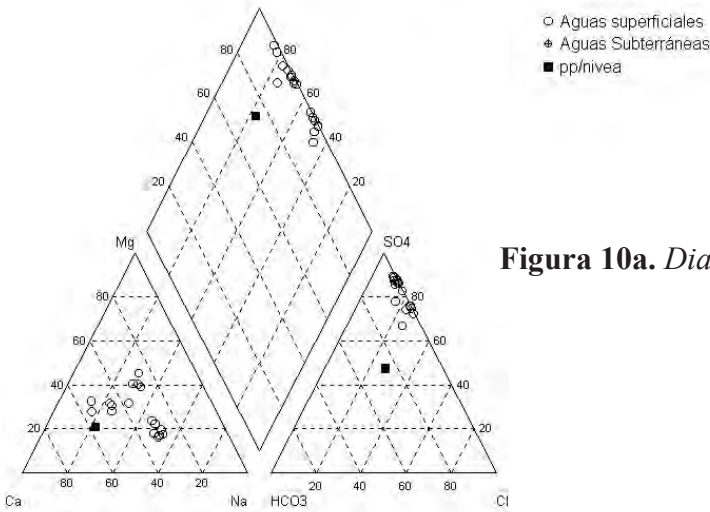


Figura 10a. Diagrama de Piper, (1958).

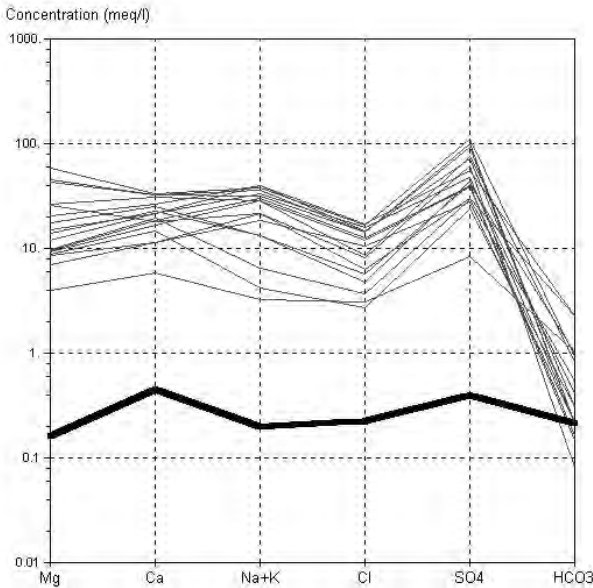


Figura 10b. Diagrama de Schöeller, (1962), Isla Marambio (Seymour) tomado de Silva Busso et al., (2004b)

agua osciló entre 0,5° hasta -2,5°C sin llegar a congelarse a consecuencia de su elevada salinidad. La eflorescencia de sales en la superficie de diversas áreas de la meseta podría justificarse por este mecanismo (Silva Busso et al., 2000). Esta característica parecería contradictoria con uno de los mecanismo de recarga

a partir de la ablación de precipitaciones nivées en unidades glaciarias, que haría esperar aguas del acuífero de menor salinidad (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2004b). La cercanía al mar y la intensa nubosidad del área de la meseta durante el verano arrastraría las sales provenientes del mar (efecto spray) que

se incorporan al acuífero libre estival por infiltración vertical durante la ablación. Los valores de conductividad hidráulica medidos en la meseta sobre la Formación Weddell están entre 1.6 y 7.5 cm/hora, la porosidad oscila entre el 37.7 - 43.7%, la rápida infiltración, su ascenso y descenso a consecuencia de las temperaturas

cercanas al punto de congelamiento y la poca integración de la piezometría local conducirían a un enriquecimiento local en sales (Silva Busso et al., 2000). No se descarta con ello el aporte salino consecuente del mayor tiempo de contacto con el material acuífero de la Formación Weddell.

■ SISTEMAS HIDROLÓGICOS RELACIONADOS CON LA DESCARGA DE GLACIARES POLITERMALES. ÁREA DE LA ISLA VEGA

A diferencia de los sistemas hídricos en regiones polares y subpolares del Hemisferio Norte, los estudios hidrológicos previos relacionados con descargas glaciares en Antártida son más bien escasos, concentrados principalmente en la región del Mar de Ross (Chinn, 1981).

En la región occidental de la Península Antártica en las islas Shetland del Sur se realizaron estudios hidrológicos (Eraso et al., 1991) de un curso superficial de agua alimentado por fusión glaciaria y correlacionaron el comportamiento hídrico observado con las variables meteorológicas locales. Como conclusión, estos autores expresaron la necesidad de realizar observaciones hidrológicas en conexión con el balance de masa glaciaria y analizar el posible aporte del permafrost. Aunque debe aclararse que en dicha región la ablación de las precipitaciones (que son mayores que en la región oriental de la península) y la variedad de tipos glaciarios (politermales y templados) hace más complejo el análisis.

La presencia de áreas descubiertas de hielo propicia el desarrollo de importantes redes fluviales y sistemas lacustres periglaciares. Además la región se encuentra en zona de permafrost continuo y por ello los sistemas hídricos presentan características típicas muy vinculadas con la dinámica glaciaria. La cuenca hídrica del Glaciar Bahía del Diablo se encuentra sobre una pequeña planicie ondulada de 4.5 Km², ubicada en el sector más septentrional de

Isla Vega, inmediatamente al sudeste del Cabo Buen Encuentro.

En el área de la cuenca de estudio los afloramientos de materiales volcánicos están confinados a las alturas que limitan la planicie al sur, salvo minúsculos afloramientos de diamictitas plio-pleistocenas, integrantes del Grupo Volcánico James Ross Island. Por lo demás, todo el sector no englazado de Bahía del Diablo comprende depósitos posteriores al Pleistoceno inferior (De Angelis et al., 2002). En la planicie proglacial de Bahía del Diablo se reconoce la presencia dominante de depósitos morrénicos y depósitos fluvio-glaciares, los que representan el sustrato más común de los sistemas hídricos presentes. Los depósitos morrénicos se ubican al sur de la planicie y están representados por elevaciones bajas, muy crioturbadadas, que muestran prominentes fenómenos geocriogénicos como polígonos de piedras y domos de solifluxión. Litológicamente son cuerpos diamictíticos compuestos por clastos en su mayor parte de origen volcánico con proporciones variables de material cretácico. Los depósitos fluvio-glaciares forman la planicie ubicada al norte del área estudiada (De Angelis et al., 2002 y Ermolin et al., 2002).

Aspectos Glaciarios Relacionados

Por tratarse de cuencas hídricas directamente relacionadas con las descargas de las glacia-

res durante el verano es importante aquí hacer una breve reseña sobre la glaciología de la Isla Vega. Los glaciares que se encuentran en el área corresponden al tipo politermal (Paterson, 1994), caracterizados por zonas distales y marginales en condiciones de base seca y sectores centrales en condiciones de base húmeda. Según datos meteorológicos de la Estación Meteorológica Automática (EMA) instalada en la Bahía del Diablo, localmente la precipitación anual promedia los 450 mm y una temperatura media anual de alrededor de $-4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, (De Angelis, conv. pers.).

Según Silva Busso et al., (2003) la temporada de ablación se extiende desde fines de Octubre hasta mediados de Abril, la cual alimenta una compleja red hidrológica supraglacial y proglacial. Por lo tanto la descarga del Arroyo del Diablo se desarrolla en forma estacional acorde a la duración de la temporada de ablación anual que controla la fusión superficial de los glaciares, como así también en parte de la capa activa del permafrost. Todos los glaciares de la región presentan casi invariablemente un comportamiento recesivo sostenido, acelerado en las últimas dos décadas a causa de un consistente aumento de la temperatura en la región (Skvarca et al, 1995 y 1998). Otro factor que contribuye substancialmente al balance de masa de estos glaciares es, por su particular régimen térmico, el desarrollo de importantes espesores de hielo sobrepuesto (Ermolin et al., 2002).

Aspectos Hidrológicos Superficiales

La cuenca hídrica ocupa una superficie aproximada de 1.12 km^2 , de los cuales 0.46 km^2 corresponden al paleocauce que forma una red de drenaje inactiva dentro de la misma área (ver fig 11). El sistema hídrico se encuentra durante el verano alimentado casi exclusivamente por el aporte de la ablación superficial del glaciar (Silva Busso et al., 2003).

Sobre la base de fotografías aéreas detalladas a escala 1:10000 se ha determinado las caracte-

rísticas hidrológicas de la zona de estudio (Silva Busso et al., 2003), que estas pueden considerarse típicas en las cuencas donde la participación de agua de ablación glaciaria es su principal aporte. Como puede verse en la figura 11, la cuenca del Glaciar C posee un área aproximada de 1.10 km^2 similar a la cuenca estudiada y la cuenca del Glaciar A tiene un área aproximada de 0.40 km^2 . En conjunto todas suman un área total aproximada de 2.62 km^2 . Silva Busso et al., (2003) realizó un análisis cualitativo de la red de drenaje actual y antigua determinando que la red actual del Arroyo Bahía del Diablo presenta un diseño dendrítico, con un drenaje bien integrado, que discurre sin interrupción sobre los depósitos fluvio-glaciales, de forma similar a la antigua red de drenaje ubicada al este de la anterior. El abandono de la paleored de drenaje y el cambio hacia el sistema actual se produjo en respuesta al retroceso del Glaciar Bahía del Diablo. La evidencia geomorfológica sugiere que este cambio habría sido rápido, dado que sólo existen dos redes de drenaje claramente separadas entre sí, aunque el corrimiento de la red de drenaje hacia el este ha sido más gradual considerando el gran número de paleocauces existentes que formaron una red de drenaje mejor integrada que la actual.

Un análisis morfológico cuantitativo de la red de drenaje actual y la paleored de drenaje permitió comparar las características de la red de drenaje actual con la red anterior independientemente del área abarcada por ellas. Además permiten también establecer las bases de una posible correlación con los cambios en la dinámica glaciar (Silva Busso et al., 2003).

Los parámetros morfométricos de *Dd*, *Mc* y *Fu* son similares indicado las semejanzas entre la cuenca y la paleocuenca. La densidad de drenaje es elevada e indicaría que se trata de cuencas con una litología uniforme, poco consolidada, de baja permeabilidad y nula vegetación (Horton, 1945; Strahler, 1952). Esto coincidiría con las características del área de estudio considerando la baja permeabilidad de las litologías que componen el sustrato que además se encuentran en condiciones de per-

mafrost (Ermolin et al., 2002 y Silva Busso et al., 2003). El Mc que indicaría la posibilidad de crecimiento hacia la cabecera posee valores pequeños correspondientes a cuencas jóvenes y el índice Fu estaría relacionado con la Dd y con la litología indicaría la capacidad de erosión del sistema que sería elevada y similar en ambas cuencas. La M de la red de drenaje indica el número de afluentes del mismo, o sea es una medida del aporte. En este caso la cuenca actual tiene un M superior a la paleocuenca lo que indicaría cierto grado de aumento en el aporte de agua al sistema (Silva Busso et al, 2003).

Este análisis morfométrico de la cuenca actual y de paleocuenca del curso proglacial Bahía del Diablo permite determinar que la red de drenaje de ambas es y ha sido un sistema no equilibrado, poco maduro y con una elevada capacidad erosiva. La red de drenaje actual es muy reciente, poco integrada y posee un mayor

aporte y número de afluentes que la paleored de drenaje. Estas características indican una gran inestabilidad y un cambio reciente en el comportamiento del sistema hídrico relacionado con el retroceso reciente del Glaciar Bahía del Diablo (Silva Busso, et al, 2003) y esta situación, de retroceso glaciario reciente y modificación del drenaje y escorrentía superficial, puede suponerse característica de todas las cuencas que en la región presenten una relación directa con al ablación glaciaria.

Los cuerpos de agua en esta zona de estudio se pueden dividir en tres grupos: a) los relacionados con el sistema hídrico actual, como las lagunas marginales ubicadas hacia el este de la morena parabólica frontal del Glaciar Bahía del Diablo, b) los que no se relacionan con la red de drenaje actual y c) las paleolagunas. Estas últimas pueden relacionarse con la red de paleocauces, y recibir por ende un drenaje sub-superficial o bien pueden haberse originado

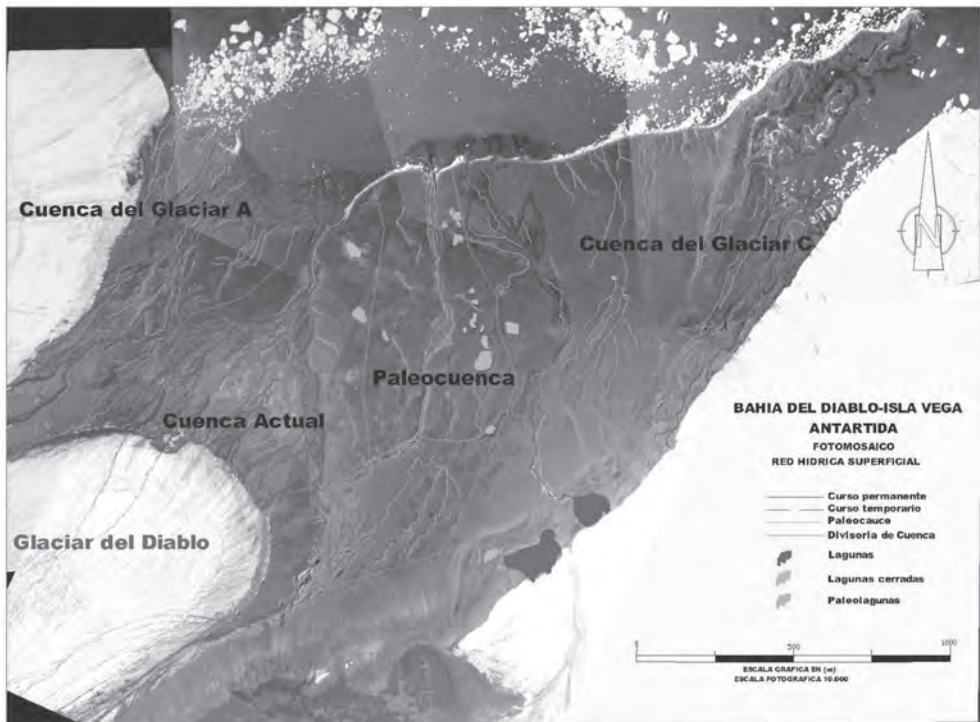


Figura 11. Red de drenaje actual, divisoria de cuencas y paleocauces (Silva Busso et al., 2003)

como depresiones de termokarst, por fusión del permafrost. (Silva Busso et al, 2003).

Con el objeto de evaluar la descarga del sistema fluvial, su relación con los posibles aportes desde el glaciar y las variables climáticas de verano, se procedió al reconocimiento de los cauces en busca del perfil más adecuado en la cuenca para las mediciones de caudal (Silva Busso et al., 2003 y Silva Busso, 2003) se midieron los perfiles de cauce con el uso de una estación total y los caudales con el empleo de micromolinetes.

En cuanto a la influencia del clima Silva Busso et al., (2003) han realizado las mediciones sólo los días en que, durante el período estival, no se registraron precipitaciones como así tampoco en los días anteriores (casi un mes). Esta consideración permite estudiar la descarga del cuerpo glaciario y analizar su aporte sin considerar el proveniente de la fusión de nieve. Es importante hacer notar que cuando se presentan frecuentes condiciones de viento cálido

(*föhn*). La ablación de hielo y nieve se acelera dramáticamente tanto por fusión (debido a altas temperaturas) como por evaporación (debido a la baja humedad relativa y al intercambio energético turbulento producido por fuertes vientos), dando lugar a importantes caudales en los cursos proglaciales las condiciones meteorológicas propias de estos eventos se caracterizan por vientos fuertes a muy fuertes, con temperaturas que pueden superar los +10 °C y humedades relativas muy bajas (alrededor del 30%). La energía disponible para la fusión de hielo en la superficie de un glaciar viene dada por la ecuación de balance energético (Hooke, 1998):

$$(1) \sum Q = R + H + V$$

Donde Q es la energía en $KJ m^{-2} d^{-1}$, R la radiación neta (incidente + reflejada), H la entrada de calor sensible y V la entrada de calor latente.

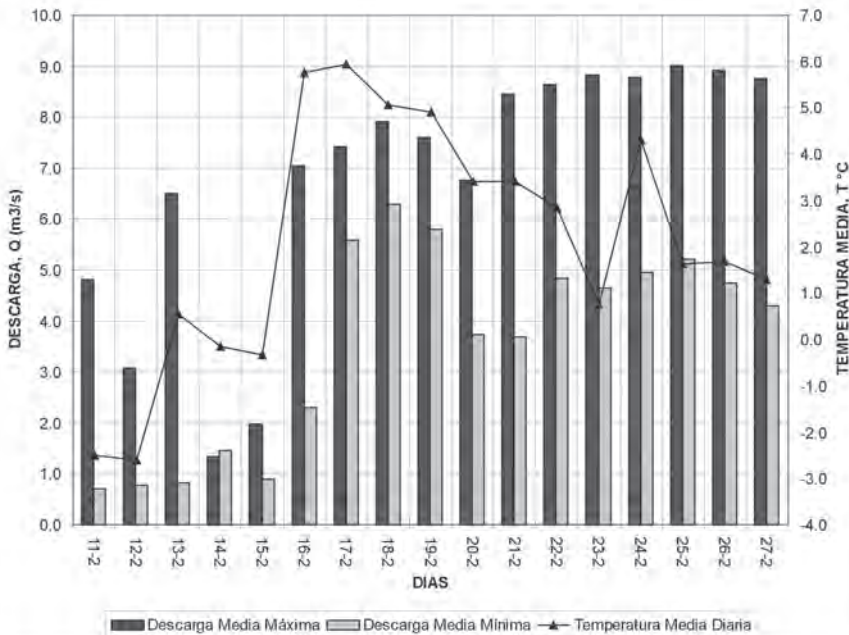


Figura 12. Variación diaria del caudal y temperatura del aire, Arroyo del Diablo Isla Vega (Silva Busso et al., 2003).

La exacta evaluación y pronóstico de la escorrentía de cursos proglaciares requiere un conocimiento profundo de éstas variables (Braithwaite, 1981). Sin embargo su medición directa no es simple y requiere de un complejo instrumental. Teniendo en cuenta esta limitación común gran parte de los estudios de hidrología glaciar se basa en la correlación de la fusión y la temperatura del aire, por ejemplo mediante el empleo de índices grado-día positivos (Braithwaite, 1995). Silva Busso et al., (2003) presentan correlaciones con los parámetros meteorológicos básicos sobre la base de los criterios climáticos mencionados. La figuras 12 y 13 muestran la variación diaria de

la primera y horaria de la segunda (integrando valores medidos a la misma hora durante una semana) con la descarga y ablación del Glaciar del Diablo. La evolución de los valores medidos muestra una buena correspondencia.

Durante los veranos australes del último lustro se registraron escasas precipitaciones en la zona de estudio.

En particular durante el verano 1999-2000 las precipitaciones fueron muy escasas (no más de 5 mm) lo que permitió evaluar la relación entre la descarga desde el glaciar y las restantes variables meteorológicas. La relación entre la temperatura media diaria y los caudales de descarga poseen una correlación lineal y

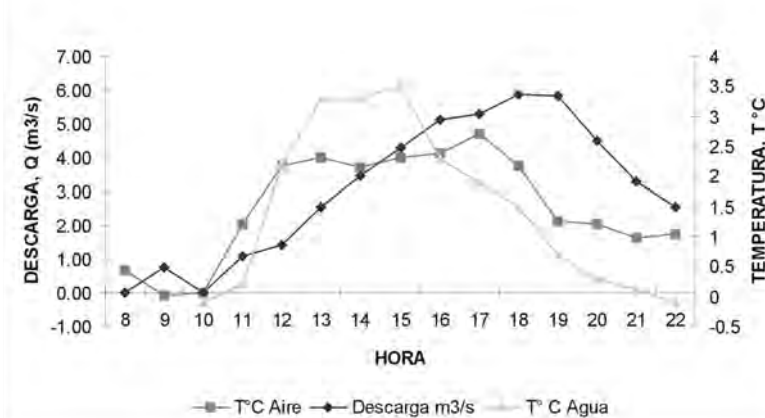


Figura 13. Variación horaria del caudal y temperatura del aire, Arroyo del Diablo Isla Vega (Silva Busso et al., 2003)

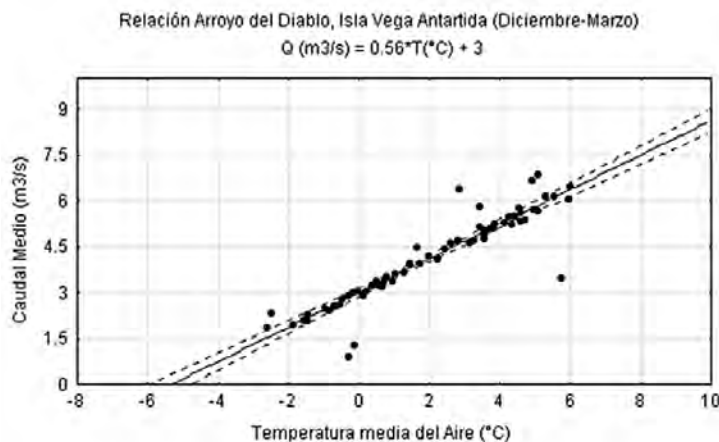


Figura 14. Relación entre la temperatura del aire y la descarga, Arroyo del Diablo, Isla Vega (Silva Busso et al., 2003).

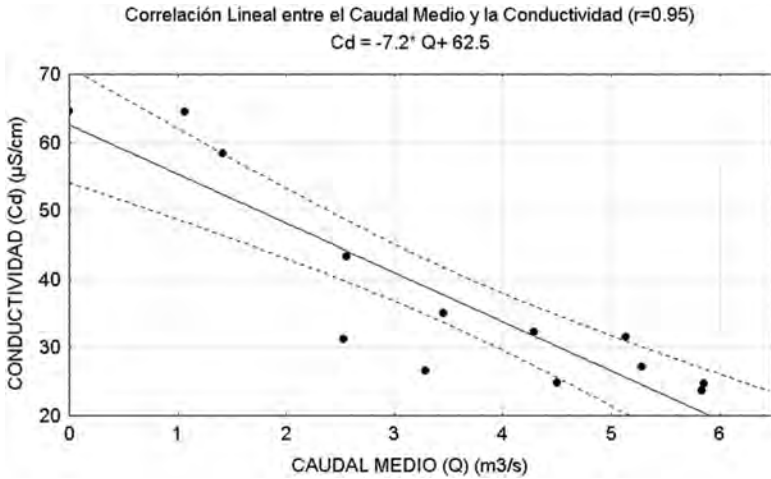


Figura 15.
Relación entre caudales medios diarios y conductividad del agua (Silva Busso et al., 2003).

positiva ($r=0.95$) como se muestra en la figura 14 (Silva Busso, 2003).

Las correlaciones entre caudal medio y radiación solar incidente y entre caudal medio e intensidad del viento son bajas ($r = 0.54$ y 0.56 , respectivamente), si bien la influencia de ambas en la fusión glaciar está ampliamente reconocida (Braithwaite, 1981; Paterson, 1994). La baja correlación ha sido atribuida en parte a la insuficiencia del conjunto de datos y en parte a que la influencia de esas variables en la ablación se produce como consecuencia de complejos intercambios energéticos aún no resueltos (Silva Busso et al., 2003). Como muestra la figura 15 las sales totales disueltas en el agua de descarga varían a lo largo del día, de forma inversa con el caudal ($r = -0.95$).

Esto podría tener relación con el aporte glaciar ya que en las aguas de fusión de los cursos supraglaciarios el contenido salino es de $3-5 \text{ mg/dm}^3$. El aumento del volumen de agua de origen glaciar disminuiría el contenido salino en casi uno a dos órdenes de magnitud durante el día. Dado que durante las primeras horas del día se registran aguas de elevado contenido salino en comparación a aguas de ablación glaciar, se estima que el sistema suprapermafrost podría tener algún grado de aporte en el agua superficial de la Cuenca Bahía del Diablo (Silva Busso et al., 2003).

Aspectos Hidrogeológicos

Criológicamente, el área de estudio se halla en zona de permafrost continuo (De Angelis et al., 2002 y Ermolin et al., 2002). En años favorables, la capa activa del mismo alcanza un espesor máximo de aproximadamente 1,5 m. En la cuenca del Arroyo del Diablo en Isla Vega se han identificado formas criogénicas que sólo tienen una influencia localizada en la hidrología de la cuenca. El proceso de icing está relacionado con el congelamiento y descongelamiento estacional del permafrost... Los procesos de icing han sido clasificados según sus fuentes de alimentación y su situación en el relieve (Alekseev, 1985). El icing glaciar (áreas donde aflora la capa freática y se congela) está normalmente situado cerca de los bordes glaciarios, en lugares donde existe descarga de aguas de fusión glaciar y sobre la superficie de la planicie fluvio-glacial (Silva Busso, 2003). La dinámica del proceso de icing determina localmente las áreas donde se desarrolla la formación de la zona no saturada y el acuífero libre durante el verano y el grado de conexión con el curso fluvial (Silva Busso et al., 2003). Aunque puede existir infiltración en la zona cercana al cauce, siendo éste influente en el acuífero libre, este proceso se considera subordinado y de menor importancia en el esquema hidrogeológico propuesto.

Finalmente se debe considerar que, en las regiones orientales de la Península Antártica, las correlaciones entre el caudal medio diario y la temperatura media diaria del aire y entre el caudal medio diario y la humedad relativa son significativas. La geometría y la dinámica de la red de drenaje de las diferentes cuencas tienen

una estrecha relación con la dinámica glaciaria. Sin embargo es importante destacar que existe la posibilidad un aporte significativo de otras fuentes, como por ejemplo el producto de la fusión de la capa activa del permafrost o del núcleo de hielo de los depósitos de Till y Morenas glaciaria (Silva Busso et al., 2003).

ASPECTOS HIDROLÓGICOS E HIDROGEOLÓGICOS DE LAS CUENCAS EN LA REGIÓN OCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA

■ SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS EN EL ÁREA DE LAS ISLAS SHETLAND

El área insular al oeste de la península antártica presenta variaciones climáticas, hidrológicas e hidrogeológicas que la diferencian de las cuencas ubicadas al este de la misma. Los sistemas hídricos en la región insular pueden en muchos casos presentar un régimen particular por la ausencia actual de cuerpos glaciarios; de forma tal que el aporte del sistema hídrico superficial y subterráneo se produce principalmente por fusión de nieve superficial y del hielo contenido en el permafrost. Este último es en muchos casos discontinuo en la región e incluso ausente de hielo durante el verano en algunas regiones (Ermolin conv. pers.) de tal forma que los cuerpos glaciarios pueden participar de la recarga subterránea por percolación infrabasal (Feldman, 1988).

Entre los primeros trabajos en la región insular, Eraso et al. (1991) realizaron en las islas Shetland del Sur estudios hidrológicos de un curso superficial de agua alimentado por fusión glaciaria y correlacionaron el comportamiento hídrico observado con las variables meteorológicas locales. La relación entre estas variables ha sido estudiada particularmente en el Arroyo La Cazadora, Isla Livingston, en la región occidental de la Península Antártica (Eraso et al, 1991). Dichos autores proponen esta relación aunque encuentran cierto grado de desfase en la respuesta y proponen más tra-

bajo de campo para determinar la participación de las precipitaciones. Sobre la base del estudio hidrológico del curso superficial de agua alimentado por fusión glaciaria, sin embargo no se incluye en su análisis la participación de las precipitaciones en la dicha cuenca. En general, las cuencas hídricas de la región reciben aportes mixtos de los glaciares de las precipitaciones y eventualmente del acuífero libre (Silva Busso, 2003).

En la Isla Decepción se han estudiado las cuencas de los Arroyos Fumarola y Skua (Inbar, 1992). En ellas se ha verificado también la relación entre las temperaturas medias y los caudales de descarga de ambos arroyos, aunque debe considerarse que en este caso también reciben alimentación desde los glaciares. Aunque Inbar, (1992) propone una posible correlación con la intensidad de la radiación solar, esta ha sido también propuesta por Mc. Conchie, (1990) en el área del Valle Miers, en la Antártida Occidental. En Isla Decepción el aporte subterráneo podría ser más importante que en otras regiones a causa del elevado gradiente geotérmico dado que es una isla con vulcanismo activo (Silva Busso, 2003), aunque aún no se ha estudiado la influencia de dicho gradiente en el sistema hidrológico superficial. Inbar, (1992) no encuentra relación de los caudales con las precipitaciones locales en la Isla Decepción.

SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS ALIMENTADOS POR PRECIPITACIONES NÍVEAS Y GLACIARES TEMPLADOS. ÁREA DE LA ISLA 25 DE MAYO (KING GEORGE)

Como área piloto de estudio Silva Busso (2003) ha estudiado la cuenca del Arroyo Matías en la Península Potter (Caleta Potter), Isla 25 de Mayo (*King George*), al noreste del archipiélago de las Shetland del Sur. La misma no recibe la descarga superficial del cercano glaciar Potter, y además durante el verano se alimenta de las precipitaciones líquidas y níveas (op.cit.). Debe considerarse que la latitud y las condiciones climáticas determinan que el tipo de glaciares para esta región sean templados (Patterson, 1994). Esto implica que, a diferencia de las cuencas estudiadas en Isla Vega, el agua infiltrada subterráneamente a partir de este tipo de glaciares puede constituir un aporte importante en el sistema hídrico.

Wunderle et al., (1998) determina que la disipación de la nieve acumulada es casi total a la llegada del verano y además considera que en las áreas periglaciares de la Península de Potter existe una importante relación entre la dinámica de la cobertura nívea y la flora y fauna local. Los procesos criológicos en el área de la Península Potter no han sido aún estudiados en detalle.

En el área de estudio el permafrost es discontinuo y estacional. Es continuo en los meses de invierno, sin embargo en periodos estivales e incluso a fines de la primavera se observan algunas evidencias que indicarían pérdida de su continuidad regional y un rápido desarrollo de la capa activa. Entendemos por esta razón que en periodos estivales la cuenca del Arroyo Matías posea una capa activa profunda, siendo probable que durante el mismo el permafrost ablaque completamente o bien no se desarrolle, (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2003).

El sistema hídrico superficial está constituido de una serie de pequeños cursos de agua con régimen permanente durante el verano (incluso algunos años entre Septiembre y Mayo), que fluyen con drenaje hacia la Caleta Potter.

Se ha evaluado la relación existente entre la precipitación y la descarga (Silva Busso, 2003) correlacionando los incrementos de las precipitaciones diarias (diferencia diaria de precipitaciones) a partir de la estación meteorológica en la cuenca y coincidentemente se midieron las descargas diarias. Dichos estudios se ha realizado en perfiles de cauce elegidos en desembocadura y cuenca media durante el verano, mediante la medición de un lignímetro electromecánico (Silva Busso, 2003).

Aspectos Hidrológicos superficiales

Las variaciones diarias del incremento de precipitaciones e incremento de caudal de descarga permitieron observar desfases de 24 - 48h (ver fig 16). Se ha verificado que las variaciones horarias (menores a 0,02m durante el día) de caudal en la cuenca del Arroyo Matías no muestran variaciones significativas como en las cuencas piloto en Isla Seymour (Silva Busso et al, 2000; Silva Busso, 2003) e Isla Vega (Silva Busso et al, 2003) donde las variaciones horarias del caudal son importantes.

En el Arroyo Matías, Silva Busso (2003) ha verificado la relación existente entre la precipitación y la descarga, sin participación o aporte del glaciar Warszawa. Se ha estudiado las relaciones de los caudales de descarga con la temperatura del aire y esta no es significativa. La cuenca posee un conjunto de sistemas lénticos naturales que constituyen las áreas donde se concentra parte de la variedad de vegetación y fauna local alrededor del cual se desarrollan la vida. Estos sistemas lénticos poseen un área total de 0,11 Km² y representa el 11,82% de la superficie de la cuenca. Sin embargo, el aporte de la ablación sobre los cauces debe considerarse relacionado en parte con la insolación durante el verano. Los factores climáticos

como temperatura e insolación ejercen cierta influencia sobre la hidrología superficial, aunque no tan manifiesta como en las cuencas del suroeste (Silva Busso, 2003). Durante fines de la primavera y principios de verano, la ablación

genera un flujo superficial no encauzado que da lugar a verdaderas superficies de escorrentía diferenciadas en función de la pendiente topográfica de la cuenca. El mapa de gradiente topográfico de la figura 17 permite identificar

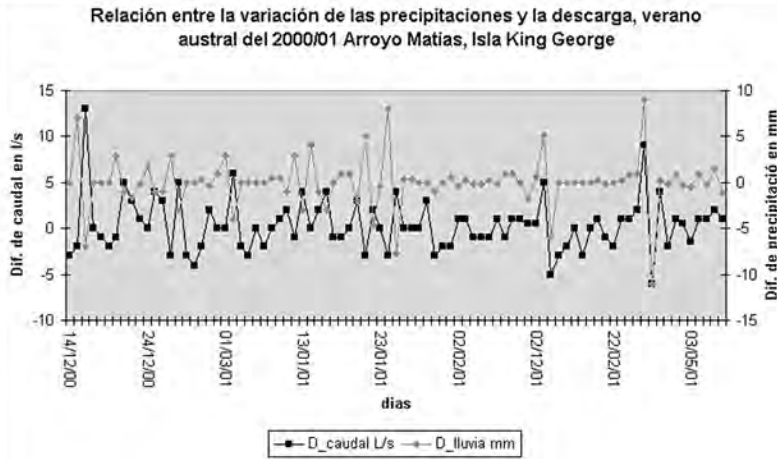


Figura 16. Variación diaria del incremento del caudal y las precipitaciones, Arroyo Matías, Isla 25 de Mayo (King George), Silva Busso (2003).

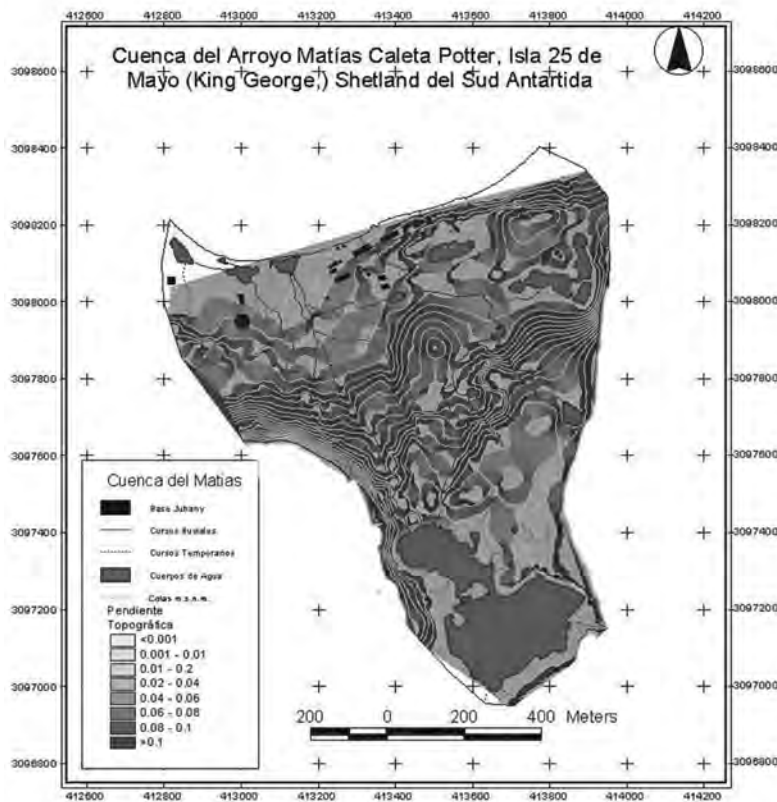


Figura 17. Mapa de Gradiente topográfico de la Cuenca del Arroyo Matías (Silva Busso et al., 2004)

estas superficies de escorrentía no encauzada que normalmente rodean el área de las lagunas. Los gradientes topográficos de la cuenca varían entre 10^{-2} y 10^{-3} , siendo áreas muy restringidas las que poseen gradientes superiores a 10^{-2} (Silva Busso et al., 2004c). Como puede verse en el mapa de la figura 17 las zonas con gradientes inferiores a 10^{-3} son las áreas de los cuerpos de agua naturales reservorios de parte de la escorrentía superficial no encauzada de la cuenca. Esto pone de manifiesto que durante el verano la escorrentía superficial es uno de los aporte de los cuerpos de agua y las precipitaciones directas establecen cierto control sobre los cuerpos de agua (Silva Busso et al, 2004c).

Sobre la base de las características morfo-métricas de la cuenca y considerando su principal cauce colector, Silva Busso (2003) estimó, en base a las precipitaciones, el caudal de punta y el tiempo de punta (Soil Conservation Service, 1986). Los valores calculados a partir de los extremos de precipitaciones durante el verano oscilan entre 5 l/s – 25 l/s de caudal de punta y el tiempo de punta calculado oscila entre 30 – 48 hs. Además es una cuenca de elevado caudal específico, siendo en el periodo de medición cercano a los 200 l/s Km², muy superior al esperado en base a las precipitaciones. Estos datos se calcularon preliminarmente y no son concluyentes; sin embargo, los órdenes de variación se encuentran dentro del rango de varianza de los valores de caudal de descarga medidos en el terreno. En el área de estudio se encuentra contigua la cuenca del Arroyo Potter (hacia el este sobre la caleta), en el cual se han medido algunos datos de descarga muy dispares y cercanos a los 0.08 - 0.13 m³/s, con máximos de 3.8 m³/s (Varela, 1998). Esta cuenca posee conexión y alimentación de la ablación glaciaria y dada su ubicación no es posible diferenciar o cuantificar el aporte glaciario del nival. Las relaciones entre incremento de precipitaciones y caudales muestran un desfase de 48 h. entre sí, aunque en el Arroyo Matías los caudales de descarga de los cursos de agua no son tan variables. La cuenca posee

un conjunto de sistemas lénticos naturales que, constituirían un ambiente hídrico comparable con los humedales de clima frío debido a que son formaciones netamente diferenciadas de las áreas circundantes en cuencas con alto contenido hídrico y flora característica (Raffaele, 1993). Estos cuerpos lacustres reciben durante la ablación y el verano gran parte del agua que circula por las superficies de escorrentía no encauzada. Este tipo existen diversos ejemplos de este tipo en diferentes zonas de las Islas Shetland aún no debidamente estudiados, en los que la escorrentía superficial en parte (y la hidrodinámica subterránea en gran medida) determinan el régimen hídrico de los cuerpos de agua donde se asienta gran parte de la flora y fauna de la región y el hábitat de estas especies esta controlada por la hidrodinámica local (Silva Busso et al., 2004d).

Aspectos Hidrogeológicos

En la Cuenca del Arroyo Matías se ha realizado durante los veranos australes de los años 2001 al 2004 un control de las variables hidrodinámicas e Hidroquímicas sobre una red de 30 piezómetros. El desarrollo del acuífero libre estival ha permitido realizar la freaticimetría de la cuenca (ver fig.18).

Durante los periodos estivales se ha determinado que el acuífero libre estival coexiste hasta fines del verano e incluso principio del otoño. Puede considerarse que la cuenca posee durante el periodo estival un acuífero libre con una red de flujo se observa bien integrada que recibe una recarga directa por infiltración de las precipitaciones níveas locales o de la ablación de las mismas. A partir del análisis de la red de flujo una tendencia del acuífero libre a ser influente sobre los arroyos y sobre todo sobre los cuerpos de agua donde se concentra la vida (Silva Busso et al., 2004c).

El comportamiento climático de verano sobre el acuífero no tiene mayor influencia sobre su comportamiento hidráulico, recarga, ocurrencia y características químicas, excepto la

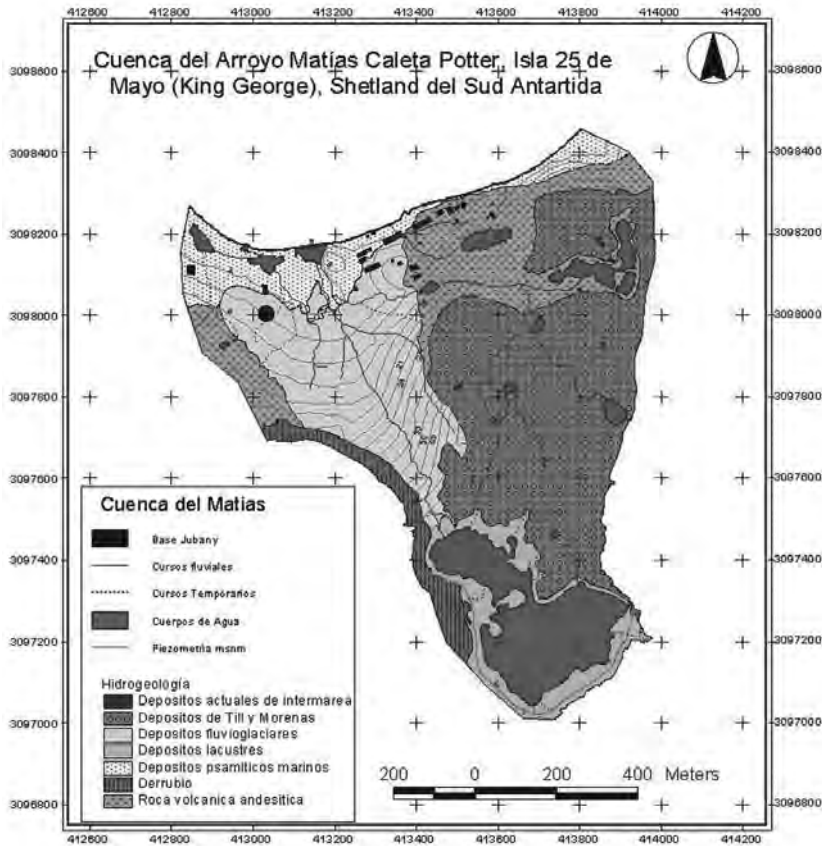


Figura 18. Mapa freaticométrico de la cuenca del Arroyo Matias, Isla 25 de Mayo (King George) tomado de Silva Busso (2003)

influencia que las precipitaciones tienen en la cuenca.

El mapa de gradientes hidráulicos de la figura 19 (Silva Busso et al, 2004c) permite identificar las zonas de descarga y cualitativamente las áreas de mayor permeabilidad en la cuenca. Los gradientes hidráulicos del acuífero libre también se encuentran entre 10^{-1} y 10^{-2} .

Los primeros tienden a coincidir con las superficies de escorrentía superficial y el flujo subterráneo circula rápidamente a través de las morenas y depósitos de Till. Los valores de 10^{-2} o inferiores se encuentran relacionados con los cuerpos de agua y la región costera. De tal forma que los cuerpos de agua son efluentes y áreas de descarga del flujo subterráneo local,

al igual que la zona costera donde se han observado fenómenos de surgencia que pueden eventualmente dar lugar a procesos de Icing (congelamiento del afloramiento del agua subterránea) si el clima es suficientemente frío. En términos generales las áreas de depósitos fluvio-glaciares y de afloramiento de rocas volcánicas presentan los gradientes mas bajos de lo cual se infieren permeabilidades más bajas en estas unidades debido a la mayor presencia de material fino en el primer caso o a las características hidrogeológicas del material volcánico en el segundo (Silva Busso et al., 2004c).

El permafrost llega hasta la superficie en los meses de invierno, pero en periodos estivales ablaiona su capa activa hasta una profundi-

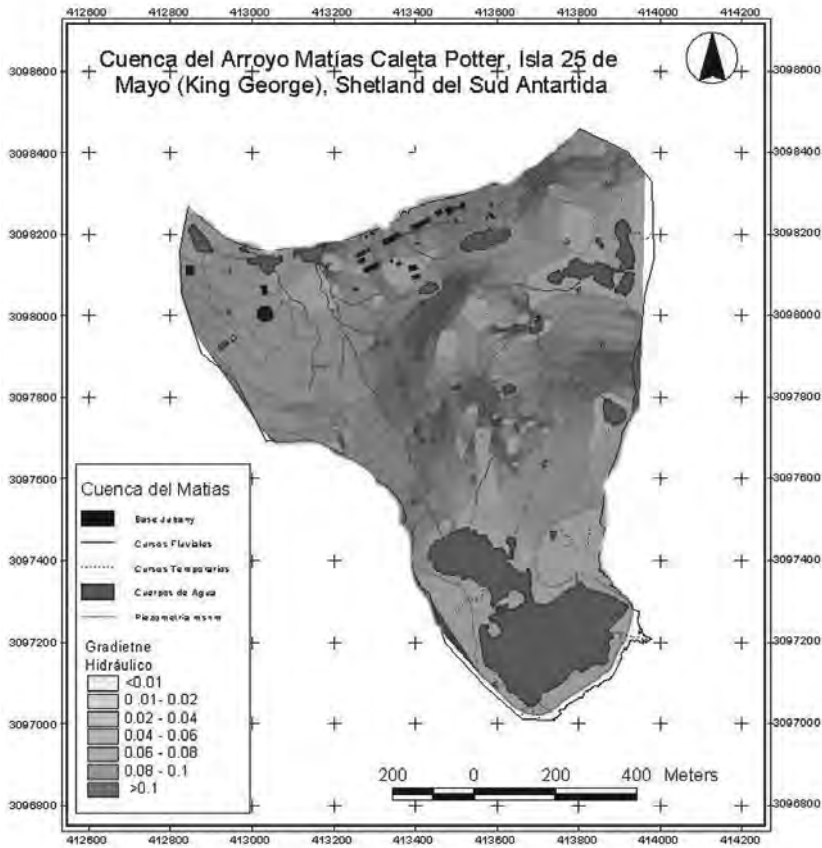


Figura 19. Mapa de gradiente hidráulico del acuífero durante el periodo estival Cuenca del Arroyo Matías, (Silva Busso et al., 2004c)

dad considerablemente mayor que en las cuencas situadas más al suroeste. Es probable que durante el periodo estival, el suelo congelado o permafrost, sea estacional o bien este muy influenciado por la litología de la cuenca. De todas formas solo se ha verificado el desarrollo del acuífero libre estival que coexiste hasta fines de dicho periodo.

Según Silva Busso et al., (2004c) los valores más bajos de gradiente corresponden al área de lagunas y cuerpos de agua de aquí se deduce que el equilibrio hidrodinámico de los cuerpos de agua del humedal subpolar de Caleta Potter depende, en cierta medida, de la alimentación superficial pero fundamentalmente de la descarga subterránea y esa característica puede

ser típica en otros sistemas lacustres de la región insular.

Hidroquímica Superficial y Supra-Permafrost

En este tipo de ambientes hidrológicos con rápidas recargas relacionadas con la ablación y las precipitaciones la hidroquímica superficial y subterránea de estos sistemas naturales se encuentra íntimamente relacionada.

En la Cuenca del Arroyo Matías los análisis realizados en las aguas superficiales y subterráneas del acuífero libre se han incluido, entre otros, las especies iónicas mayoritarias (Cl^- ,

SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}). Las facies del agua corresponden a bicarbonatadas sódicas en casi toda la región, evolucionando en las áreas de descarga a cloruradas sódicas. El pH varía entre 7,67 y 9,27, la temperatura entre 2,1°C a 8,7°C y las conductividades entre 150 - 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. en toda la región de la cuenca. La Figura 20a y 20b muestran la clasificaciones de Piper, (1958) y Schöeller, (1962) de las aguas subterráneas del acuífero libre estival además de las aguas superficiales de los principales arroyos (Silva Busso et al., 2004d).

La evolución hidroquímica muestra que las aguas subterráneas de la región son muy diversas. Aunque existe un predominio de las bicarbonatadas sódicas, un número importante son bicarbonatadas cálcicas evolucionando hasta cloruradas sódicas. Los arroyos y cuerpos de agua reciben la descarga del acuífero libre y la hidroquímica evidencia esta circunstancia, aunque los métodos de clasificación fueron concebidos para aguas subterráneas, la hidroquímica de las aguas superficiales presenta similitud con el acuífero libre siendo fundamentalmente bicarbonatadas sódicas. Esta aparente disparidad en la composición química de las aguas no permite por sí misma diferenciar claramente áreas de recarga y descarga solamente mediante la clasificación de las aguas (Silva Busso et al., 2004d).

Para intentar determinar la posible relación con la geología de la cuenca y las áreas de recarga Silva Busso, et al. (2004d) ha propuesto un conjunto de relaciones iónicas a partir de las especies mayoritarias para determinar las condiciones de intemperismo, entendido este como la reacción entre el agua los gases atmosféricos en la recarga y los minerales constituyentes de las rocas involucradas (Hirata, 2001).

La circulación natural del agua subterránea desde las áreas de recarga hacia las áreas de descarga disuelve y precipita los minerales constituyentes de las rocas en función de las condiciones de equilibrio hidroquímico, considerando que la temperatura y el pH no varían sustancialmente. Las relaciones iónicas per-

miten evaluar, en cierta medida, el origen del agua subterránea pero además caracterizarán su interacción con la roca permitiendo estimar la litología de las áreas recarga (Hirata, 2001).

Silva Busso et al., (2004d) define tres diferentes grupos o facies hidroquímicas con características particulares sobre la base de la hidroquímica del acuífero libre siguiendo los límites de relaciones propuestas por Custodio y Llamas (1983). Los grupos se han definido por los índices correspondientes a cada muestra, aunque los valores medios presentados poseen poca dispersión y son representativos de cada conjunto. Se han denominado las facies A, B y facies C por asociación de los índices empleados. Los tres grupos indican aguas de origen continental, dulces, sin intemperismo de vidrio volcánico e intercambio iónico de Na^+ . En particular la facies C en los índices de Cl/HCO_3^- indicaría aguas de origen marino o al menos mezcla entre aguas continentales y marinas.

Se ha observado que el desequilibrio entre las relaciones de las especies iónicas puede relacionarse con una rápida recarga y circulación de flujo en la cuenca debido a su elevado gradiente (Silva Busso, 2004d), aunque los sulfatos se han relacionado con la actividad biológica en los humedales y cuerpos de agua de la cuenca (Schultz et al., 1998). Existen en estas cuencas algunas posibilidades de intercambio iónico de Na^+ y cierta influencia de agua marina en aquellas cercanas a la costa. Sobre la base de las relaciones propuestas por Custodio Llamas, (1983) se han identificado también una alteración en los equilibrios de CO_2 (Silva Busso, 2004d).

En una región insular donde la litología dominante es la roca volcánica o detritos modernos resultado de la alteración de esta, una extrapolación válida es considerar que los grupos hidrogeoquímicos podrían relacionarse con áreas de recarga en la roca volcánica en las cuencas donde el acuífero posee características de acuífero fisurado. La similitud entre grupos hidroquímicos de facies sería razonable si se considera que el material sedimentario se com-

Acuífero Libre Estival - Cuenca del Arroyo Matías, Península Potter, Shetland Antártida

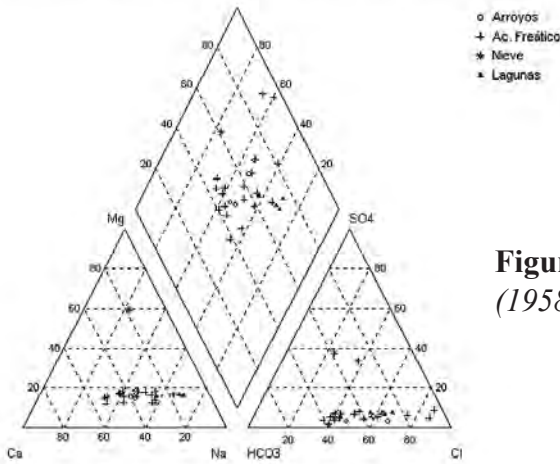


Figura 20. Diagrama de Piper, (1958) Cuenca del Arroyo Matías.

Acuífero Libre Estival - Cuenca del Arroyo Matías, Península Potter, Antártida

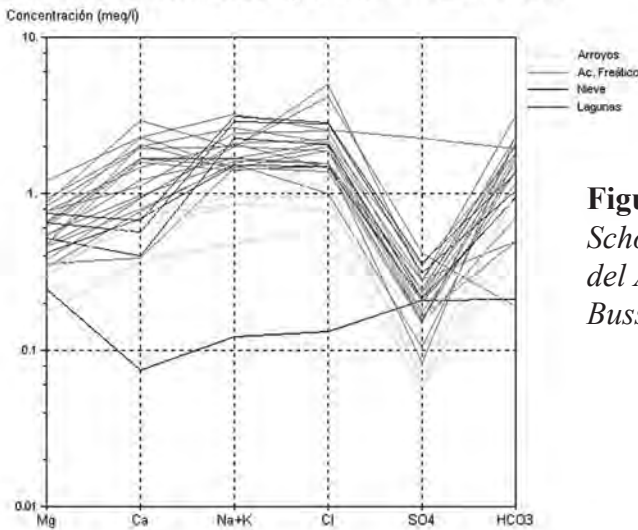


Figura 21. Diagrama de Schöeller, (1962) Cuenca del Arroyo Matías (Silva Busso et al., 2004d)

pone de la misma roca volcánica complejizando la diferenciación de las áreas de recarga con estas litologías.

Otra facie hidroquímica indicarían que posibilidades de recarga en áreas con evaporíticas o inclusive soluciones de yeso. Las relaciones propuestas por Custodio y Llamas, (1983) también indican relación con rocas evaporíticas. Este grupo hidrogeoquímico podría relacionarse considerando la participación de

aguas que pudieron provenir de los depósitos marinos costeros en las áreas de desembocadura de las cuencas hídricas. Si bien estas relaciones son empleadas en aguas subterráneas, es importante mencionar que como muestra la piezometría de la cuenca los arroyos y cuerpos de agua son efluentes de acuífero libre, o sea son áreas de descarga del mismo y la hidroquímica de las mismas presentaría características relacionadas (Silva Busso, 2004d).

CONSIDERACIONES FINALES SOBRE LA HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA EN EL NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

La región norte de la Península Antártica posee características climatológicas que se correlacionan con el comportamiento hidrológico superficial y subterráneo de la región. De los aspectos tratados en este capítulo se desprende que la diferenciación climática no es el factor determinante por sí solo y que diversos factores de los ambientes hidrogeológicos poseen una dinámica particular.

En los casos analizados aquí se ha considerado la particular influencia de alguna variable meteorológica en particular sobre el sistema hidrológico en su conjunto a expensas de la influencia de las otras, que si bien son menos importantes, no dejan de tener su efecto sobre la dinámica hídrica local. Este criterio metodológico permite considerar ambientes hidrogeológicos claramente identificables y cuyas descargas son controladas predominantemente por ciertas variables meteorológicas (Silva Busso, 2003).

Debe considerarse que las cuencas en toda la región son normalmente ambientes hídricos mixtos, es decir, que poseen descargas glaciares y una variable importancia de las precipitaciones (líquida o nívea) y la ablación del permafrost. Esto hace más complejas las metodologías de estudio y de evaluación hidrológica y su relación con las variables climáticas como lo han expresado ya diversos autores (Chinn, 1981; Eraso et al., 1991; Imbar, 1992; Fresina et al., 1999; Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso, 2003).

Debido al control climático sobre el sistema hidrológico e hidrogeológico de verano las condiciones hacia el oriente y el poniente de la región norte de la Península Antártica son claramente diferenciables y constituyen un primer criterio regional para abordar el análisis.

La región oriental de la Península Antártica, con menores temperaturas y escasas precipita-

ciones, posee características de una zona semiárida subpolar, con glaciares fundamentalmente politermales a fríos (Paterson, 1994). En ambientes cuyo principal aporte es la ablación glaciaria (Isla Vega) la dinámica hidrológica puede caracterizarse por una casi exclusiva alimentación superficial de los glaciares y cuyas descargas, en general de varios m^3/s , poseen una elevada correlación con la temperatura media de aire.

Los sistemas subterráneos están muy limitados a las áreas cercanas a cauces y cuerpos de agua con escaso desarrollo areal; es probable que el desarrollo de este dependa del ángulo de insolación y orientación (Silva Busso et al., 2003 y Silva Busso, 2003). En las áreas ausentes de aporte glaciario (Isla Marambio/*Seymour*) y de escasas precipitaciones se pone en evidencia el control de la ablación del permafrost sobre el sistema hidrológico local. La descarga, aunque de poca magnitud, presenta una elevada correlación con la temperatura del suelo.

Los acuíferos en esta región se desarrollan suprapermafrost y son libres aunque están muy limitados por las características del permafrost, la composición química es variable dependiendo de los sedimentos que los contiene (sobre todo en roca clástica).

Las posibilidades de desarrollo de acuíferos infrapermafrost pueden considerarse a partir de la información geofísica se prevén acuíferos de aguas salobres a profundidades superiores a 200 metros. La región occidental de la Península Antártica, con mayores temperaturas y precipitaciones más abundantes que la anterior, posee aún las características de una zona subpolar subhúmeda. Los glaciares son de tipo templado, con descarga superficial y en particular una importante infiltración sub-superficial.

La dinámica hídrica en el área de la Isla 25 de Mayo (*King George*) puede caracterizarse por una correlación elevada entre los incrementos de las precipitaciones y caudales, por encima de las otras variables meteorológicas analizadas. Además, los caudales de descarga poseen poca variación horaria. Su relación con las precipitaciones locales favorece el desarrollo de los humedales subpolares y cuerpos de agua en dicha la cuenca. Los glaciares, y en particular la consideración de su tipología (frío, templado o politermal) pueden tener influencia en las descargas superficiales y subterráneas, dependiendo de sus características. En esta región occidental los fenómenos criológicos se encuentran climáticamente más limitados durante el verano y la

dinámica del sistema es más significativa.

En esta región la existencia de un permafrost más estacional y discontinuo, glaciares templados y precipitaciones líquidas estivales, permiten un aporte subterráneo más significativo. Aunque el aporte de los mismos debe ser evaluado en cada cuenca en particular, la dinámica hídrica de las cuencas se diferenciará notoriamente si existe la posibilidad del aporte subterráneo procedente de los glaciares. Los acuíferos desarrollados son libres y suprapermafrost (aunque las condiciones de este último podrían controlar las posibilidades de infiltración en niveles inferiores), son influentes sobre la hidrología superficial durante el verano y presentan aguas de buena calidad química.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALEKSEYEV, V.R. 1985. Naledi i nalednye protsessi (Iceings y procesos de icing). Academia de Ciencias de la USSR, Irkutsk, 287 pp (en ruso).
- BRAITHWAITE, R.J. 1981. On energy balance, ablation, and air temperature. *Journal of Glaciology*, Vol. 27, No. 97, 381-391.
- BRAITHWAITE, R.J. 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology*, Vol. 41 No. 137, 153-160.
- CHINN, T.H.J. 1981. Hydrology and climate in the Ross Sea area. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 11 (4), 373-386.
- CUSTODIO, E.y M.R. LLAMAS, 1983. Hidrología Subterránea. Editorial Omega, Segunda Edición, Tomos I y II. Barcelona, España.
- DE ANGELIS, H., ERMOLIN E. Y SKVARCA P., 2002. Geomorfología de la Bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. Actas del XV Congreso Nacional de Geología. Publicado en CD, ISBN: 987-20190-1-0 N° 033.
- ELLIOT, D.H. y T.A.TRAUTMAN, 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. Craddock (de) Antarctic Geoscience University of Wisconsin, press, Madison. pp 287-297.
- ERASO, A., I. ANTIGÜEDAD Y A. MAGIN. 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 SVARKA P., 2002. Estudio de las Condiciones Geotécnicas de la Pista de Aterrizaje en la Isla Marambio (Seymour) Antártica, Contribución N°536 Instituto Antártico Argentino, Dirección Nacional del Antártico.
- ERSHOV, E. D. 1977. Vlagoperenos i kriogenye tekstury v dispershyj porodaj. (Transporte de agua y la estructura criogénica de las rocas clásticas). Universidad de Moscú. 214 pp. Moscú (en ruso).
- FELDMAN, G.M. 1988. Peredvijenie vlagi v talyj i promerzauschij gruntaj. (Movimiento de agua en los suelos congelados y descongelados). Nauka. 258 pp. Novosibirsk (en ruso).
- FELDMANN, F. and H. WOODBURN, 1988. Seymour an part of Snow Hill (topographic map), scale 1:20000, Geological Society of America, Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula, Memoir 169.
- FILI M., TUJCHNEIDER O, PARIS M., PÉREZ M. D'ÉLIA M., 1999. Variables Hidrogeológicas Regionalizadas. Metodologías y Casos de Estudio. Universidad Nacional del Litoral.
- FOURNIER, H.G., E.M. BUK and A.E.CORTE, 1990. Three Permafrost Conditions Indicated by Geophysical Soundings in Tertiary Sediments at Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Cold Regions Science and Technology*, 17 pag: 301-307.

- FRESINA M., SÁNCHEZ, R., SILVA BUSSO, A., 2000. Aproximación metodológica al monitoreo del ambiente hídrico en Isla Marambio, Antártida. Comité Argentino para la Investigación del Cuaternario (CADINCUA). Volúmen I, pag: 89 – 93.
- FUKUDA, M, J. STRELIN, K. SHIMOCAWA, N. TAKAHASHI, T. SONE AND D. TROMBOTT, 1992. Permafrost Occurrence of Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula. Recent Progress in Antarctic Earth Science, Edit: Yoshida et.al., pp 745-750. Tokyo, Japan.
- GUGLIELMIN, M. Y DRAMIS F. 1999. Permafrost as a climatic indicator in northern Victoria Land, Antarctica. *Annals of Glaciology*, Vol.29, 131-135.
- HIRATA R., 2001. Relaciones Hidrogeoquímicas. Taller de Hidrogeoquímica Proyecto Regional para el Manejo Integrado y Sostenible de los Recursos Hídricos Subterráneos en América Latina, IAEA, Santiago de Chile, Chile.
- HOOKE R., 1998. Principles of Glacier Mechanics. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 248 pp.
- HORTON, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 56, 275-370.
- 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. pp 337-346.
- JONES, P. D., 1995. Recent Trends in Maximum and Minimum Temperatures in the Antarctic. Climatic Research Unit, University of East Anglia, United Kingdom.(Inédito)
- LAWSON, D.E., STRASSER J.C. AND 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.
- LAWSON, D.E., S. A. ARCONI, A. J. DELANEY, J. D. STRASSER, J. C.STRASSER, C. R. WILLIAMS AND T. J. HALL, 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.
- MAMANI M., D. TRAD, B. CASTIGLIONE, 1998. Investigación Geoelectromagnética en la Isla Marambio, Antártida. Cuartas Jornadas sobre Investigaciones Antárticas. Segundo Tomo (p.387-395). Dirección Nacional del Antártico. Instituto Antártico Argentino.
- MARENSSI, 1995. Sedimentología y Paleomambientes sedimentarios de la Formación La Meseta, Isla Marambio, Antártida. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédita.
- MC. CONCHIE, J.A., 1990. The Hydrology, glaciology, and sediments transport monitoring programme in the Miers Valley. New Zealand Antarctic Expedition 1988/1989, Scientific Programme 12-19.
- NET L. Y S. MARENSSI, 1999. Petrografía de las areniscas de la Formación La Meseta (Eoceno), Isla Marambio, Antártida. Cuartas Jornadas sobre Investigaciones Antárticas. Segundo Tomo (p.343-347). Dirección Nacional del Antártico. Instituto Antártico Argentino.
- PATERSON, W.S.B. 1994. The physics of glaciers. Third edition, Oxford. Elsevier. 497 pp.
- PIPER, A. M., 1953. Nature and contamination in the Long Beach. Santa Ana area., California, US. Geological Survey, Water-Supply. Paper N°1136,US.
- RAFFAELE, E. 1993. Estructura y dinámica de la vegetación de un mallín de altura sometido a perturbaciones experimentales. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina.
- REYNOLDS, J.M. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54: 123-133.
- SÁNCHEZ, R. Y SILVA BUSSO A., 1999. Determinación del comportamiento hidrogeológico superficial en el área de Base Marambio, Antártida. Instituto Antártico Argentino (Inédito).
- SCHÖELLER, H., 1962. Les Eaux Susouterraines, Editorial Mason, París.
- SCHULTZ, F., J. B. WINKLER, L. KAPPEN, 1998. Components of terrestrial vegetation, pattern and processes. Das Künstlökosystem der Potter Cove, Antarktics. Eine Synopsis der Forschungsarbeiten im Rahmen der argentinisch - deutschen Kooperation in Dallmann Labour und an der Jubany – Station (1991-1997). Berichte zur Polarforschung 299/98. pag: 54-58 AWI. Alfred Wegener Institute, Deutschland.
- SILVA BUSSO, A., H. DE ANGELIS, P. SVARCA, Y. YERMOLIN, 2003. Características Hidrológicas de la 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., 2003. Aspectos Hidrológicos Superficiales y Subterráneos del Área Norte de la Península Antártica, *Boletín Geológico Minero*,

- IGME, AIH, UNESCO, Madrid España vol 114, núm 4, Pág.: 419-432.
- SILVA BUSSO, A, FRESINA, M. Y ROUILLER G., 2004a Distribución de la Salinidad en las Cuencas Hídricas de la Isla Marambio, Antártida. V Simposio Argentino y I Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas., Buenos Aires, Argentina (en prensa)
- SILVA BUSSO, A FRESINA, M Y VODOPIVEZ C., 2004b. Caracterización Hidroquímica de las Cuencas Hídricas de la isla Marambio, Antártida. V Simposio Argentino y I Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires, Argentina (en prensa).
- SILVA BUSSO, A. Y M. FRESINA., 2004c Relación del Flujo Subterráneo sobre el Humedal Subpolar de la Península Potter, Islas Shetland Antártica. Congress XXXIII AIH - / AHSUD Groundwater Flow Understanding 11-15 de Octubre del 2004, en CD: T6-3, Ciudad de Zacatecas, México.
- SILVA BUSSO, A., M. FRESINA Y C. VODOPIVEZ, 2004d Hidrodinámica e Hidroquímica Subterránea en la cuenca del Arroyo Matías, Península Potter, Islas Shetland Antártica. Congress XXXIII AIH - / AHSUD Groundwater Flow Understanding 11-15 de Octubre del 2004, en CD: T6-15, Ciudad de 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. Abstracts, art. 230 Pág. 292 en CD Pág.: Fortaleza, Brasil. ALSHUD. AIH.
- SKVARCA, P., RACK W., ROTT H. Y IBARZÁBAL T. Y DONANGELO F., 1998. Evidence of recent warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27, 628-632.
- SKVARCA, P., ROTT H. Y NAGLER T., 1995. Satellite imagery: a baseline for glacier variations study on James Ross Island, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 21, 291-296.
- SOIL CONSERVATION SERVICE, 1986. Technical Release 55: Urban Hydrology for Small
- STRAHLER, A.V. 1952. Hypsometric analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, Vol 63, 923-938.
- TOLSTIJIN, N.I. 1941. Podzemnye vody merzlykh zonu litosferu. (Aguas subterráneas de la criolitosfera). Moscú, 345 (en Ruso).
- TOLSTIJIN, N.I. Y KIRIUIJIN V.A, 1978 (en Mijalov, 1989). Introducción a la Hidrogeología Regional, editorial LGI, Moscú, Rusia.
- VARELA, L., 1998. Estudio sobre el escurrimiento fluvial de los arroyos de deshielo. IV Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, Argentina p: 31-35.
- Watersheds. USDA (U.S. Department of Agriculture).
- WUNDERLE, S., H SAURER, H GROSSMANN, 1998. Meteorological Conditions and Snow Cover Dynamics on the Potter Peninsula, King George Island, Antarctica. Das Küstenökosystem der Potter Cove, Antarktis. Eine Synopsis der Forschungsarbeiten im Rahmen der argentinisch - deutschen Kooperation in Dallmann Labur und an der Jubany - Station (1991-1997). Berichte zur Polarforschung 299/98. pag: 15-27 AWI. Alfred Wegener Institute, Deutschland.
- ZINSMEISTER, W. J. y T. de VRIES, 1983. Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 18: 64-65.

PERMAFROST Y HIELOS SUBTERRÁNEOS EN EL SECTOR NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Ermolin Evgeniy ¹

¹ Instituto Antártico Argentino. Cerrito 1248, Capital Federal, Argentina. ivgen52@yahoo.com

RESUMEN

El desarrollo del permafrost antártico en áreas descubiertas de hielo y la dinámica de los procesos criogénicos están condicionados por los parámetros climáticos y los diferentes tipos de suelos relacionados con los sistemas hídricos superficiales y el acuífero freático. Las diferentes condiciones climáticas determinan la asimetría criogénica de la Península Antártica, hallándose permafrost continuo en el parte nordeste y discontinuo en la oeste. Conforme con las condiciones de historia Cuaternaria, el permafrost está dividido en dos crioformaciones: epigenética y singenética. Las cuales se caracterizan por procesos distintos de la formación de hielos subterráneos, las condiciones de estratificación y la existencia de hielos enterrados o de constitución. La extensión de las áreas del permafrost y el contenido volumétrico de los hielos subterráneos en cada crioformación fueron calculados utilizando datos obtenidos in situ y a través de sensores remotos. Fueron distinguidos los diferentes tipos genéticos de hielos macizos y de constitución y se propuso una clasificación regional para los hielos subterráneos.

Palabras claves: Antártica, Permafrost, Capa Activa, Hielos Subterráneos

ABSTRACT

The development of the antarctic permafrost on the ice-free areas, the dynamic of the geocryogenic processes and the ice ground formation are conditioned by climatic parameters and different ground types related with surface hydrographic systems and phreatic aquifer. The different climatic conditions determinate the cryogenic asymmetry of the Antarctic Peninsula with respect the continuous permafrost on north-east side and the discontinuous permafrost on the west sector. According to conditions of Quaternary history permafrost are divided into two cryoformations: epigenetic and syngenetic. Each unit was characterized by different formation processes of ground ice, conditions of bedding and occurrence of buried o constitutional ground ice types. Based on field and remote sensing data, the extension of the permafrost areas and volumetric ground ice content for each cryoformation was calculated. Different genetic type of mastiff and constitutional ground ice were distinguished and a regional morphogenetic classification of ground ice was proposed.

Key Words: Antarctica, Permafrost, Active layer, Iceground

INTRODUCCIÓN

Más del 98% de la península Antártica está cubierta por hielo y, además, el potencial de las áreas descubiertas para conseguir datos geocriológicos y paleoglaciológicos acerca de la historia medioambiental de la zona del permafrost y del clima es relativamente pobre. A pesar de estas limitaciones, investigaciones previas permiten conocer algunos aspectos particulares de las condiciones del permafrost, en particular en la parte noreste de la Península Antártica. La descripción geomorfológica y la geología de cuaternario en las islas Marambio (Seymour) y James Ross se encuentran en Elliot, 1981; Malagnino et al., (1981) y Malagnino et al., (1983). Corte (1983) detalla la presencia de algunos tipos de hielo subterráneo y Fukuda et al. (1992) y Kato et al. (1990) presentan datos de temperatura de suelo y mediciones geoelectricas. También se han realizado relevamientos geoelectricos para determinar la morfología de la capa activa y el permafrost, Fournier et al., (1990). Por otra parte en los últimos 4 años fueron realizados investigaciones geotécnicas en la zona del permafrost antártico de la isla Marambio (*Seymour*) y en el sector del lago Bockella, base Esperanza (Ermolin et al. 2002a; 2003). En el marco del convenio entre el IAA-INA (Institu-

to Antártico Argentino e Instituto Nacional del Agua y del Ambiente) se realizó una caracterización del comportamiento hidrodinámico e hidroquímico en la zona del permafrost de las islas Marambio y Vega (Silva Busso et al., 2000; 2004).

Los sectores descubiertos de hielo son lugares clave para el estudio de las condiciones de la formación de permafrost y los procesos criogénicos. En las áreas de acumulación cuaternaria, el principal modelador del relieve es y ha sido el proceso glaciario, seguido por el fluvial y el criogénico. Las formas glaciogénicas más extendidas se caracterizan por contener hielos subterráneos, así como casi todos los depósitos presentes. Ello determina la aparición de profundas manifestaciones criogénicas en superficie. Sobre la base de la correlación estratigráfica de los depósitos morénicos se estableció una cronología preliminar para el cuaternario en la zona. Así en la isla Vega se distinguieron cuatro estadios de formación de morenas con núcleo de hielo glaciario enterrado que se corresponden con las etapas principales de formación del permafrost singenético desde último máximo glaciario de Pleistoceno Superior (Zale, R. y W. Karlen, 1989; Ingólfsson, et al., 1998; Ermolin et al., 2002b).

CONDICIONES AMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DEL PERMAFROST

Geológicamente la sección norte de la península Antártica está compuesta por unidades geológicas distintas: la formación Trinity de edad paleozoica y la formación Monte Flora de edad jurásica (Camucho y Fabre, 1957). La primera está formada por *wacke* con abundantes capas y venas de cuarzo. Esta formación se observa a lo largo de la costa en este sec-

tor de la península Antártica. Al Este existen cuerpos visibles de intrusiones de diabasa olivínica y porfirita. La formación Monte Flora está formada por unidades sedimentarias (lutitas areniscas con plantas fósiles) y volcánicas (tobas multicolores y ceniza volcánica). En el flanco oriental se encuentran afloramientos en forma discontinua en el archipiélago James

Ross (Islas James Ross, Cerro Nevado, Vega y Marambio) que corresponden a sedimentos marinos del Cretácico y Terciario y a vulcanitas neógenas (Nelson, 1966; Rinaldi et al. 1978). La primera perteneciente a la Cuenca James Ross (Elliot, 1988), que constituye una secuencia homoclinal con una leve inclinación al sudoeste. Estas formaciones son en general muy fosilíferas y el material se halla muy poco consolidado. Las vulcanitas de edad pliocena a pleistocena afloran en distintos niveles en las islas James Ross y Vega, las que se encuentran apoyando en discordancia sobre las sedimenti-

tas cretácicas. Estas rocas anteriores al periodo Cuaternario corresponden a una formación epigenética de la zona del permafrost antártico que se puede caracterizar como permafrost seco.

Las rocas cuaternarias en la zona de permafrost corresponden a la formación singenética o permafrost rico en hielo. Ellas se presentan en ambientes complejos tales como depósitos glaciales, fluvioglaciales, aluviales, lacustres, eólicos y de remoción en masa que forman los rasgos principales del paisaje periglacial en el sectores descubiertos de hielo. General-

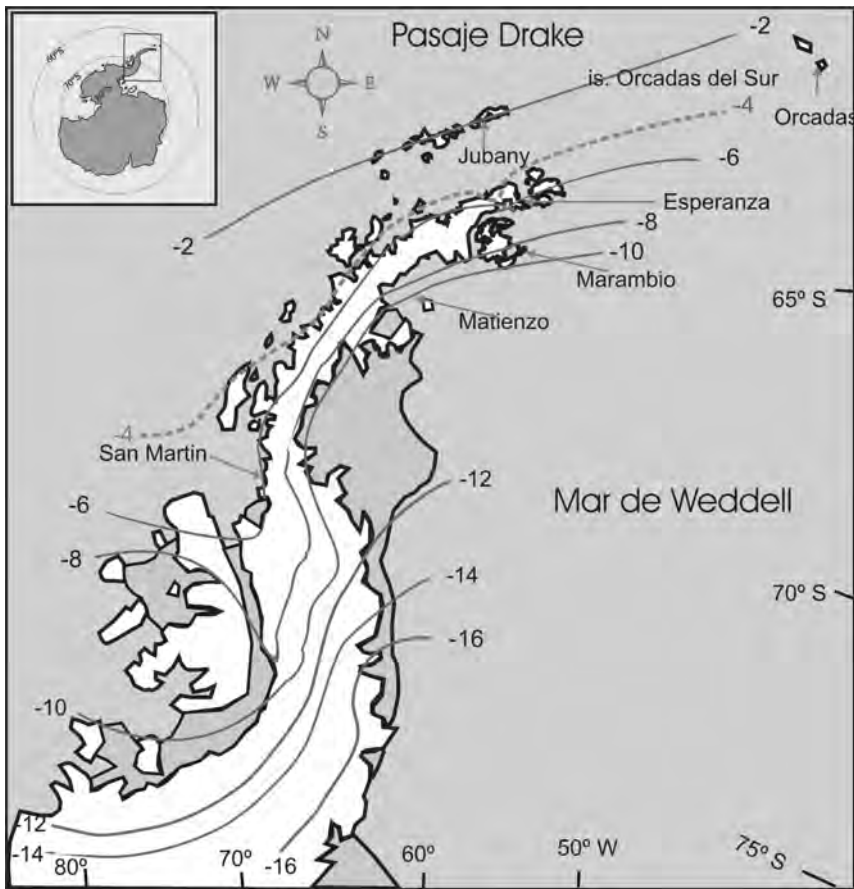


Figura 1. Variaciones de las temperaturas medias anuales en la península Antártica (Atlas Antártico, 1966; datos de Servicio Meteorológico Nacional Argentino). Isoterma -4°C es límite entre el permafrost continuo y discontinuo.

mente, el relieve de origen glaciar puede ser diferenciado en distintas unidades: cumbres y pendientes rocosas, morenas laterales y frontales con núcleo de hielo enterrado, morenas de fondo con distintos tipos de los hielos subterráneos, terrazas y planicies fluvio-glaciales y sector costero con terrazas y playas marinas.

Los datos climáticos de la península Antártica muestran condiciones favorables para la formación y conservación del permafrost, con una evidente asimetría criogénica Este-Oeste. Con una altura máxima promedio de 2200 m.s.n.m., el eje de la península conforma una barrera orográfica para los vientos húmedos del Oeste, lo que la convierte en un claro límite climatológico. De esta manera quedan

definidas dos regiones climáticas características: una región oriental, influenciada por el Mar de Weddell con un clima marcadamente continental y temperaturas medias anuales que van de -5°C a -17°C y una región occidental, influenciada por los vientos húmedos del Mar de Bellingshausen y con temperaturas medias anuales de entre -1°C y -6°C (Reynolds, 1981). El efecto de barrera orográfica de la península Antártica hace que, para una misma latitud, la diferencia de temperatura media anual alcance los 8°C (Fig. 1). Según un estudio geocriológico preliminar la isoterma de -4.0°C es el límite, en la península Antártica, entre dos tipos morfológicos del permafrost: el continuo y el discontinuo.

■ CAPA ACTIVA Y HIELOS ESTIVALES

La parte superior del permafrost presenta un manto de suelo activo, superficial, semi-permanentemente descongelado, sujeto a las pulsaciones hielo-deshielo estival. El desarrollo de la capa activa y la formación de los hielos en el periodo de congelamiento estacional están condicionados por los parámetros climáticos y diferentes tipos de suelos relacionados con sistemas hídricos superficiales y el agua suprapermafrost. Según el monitoreo de los procesos de congelamiento-descongelamiento estacional realizados durante los últimos tres años en la isla Marambio, el espesor de la capa activa y el régimen térmico de los suelos superficiales del permafrost es muy variable dependiendo de las condiciones medioambientales de la isla. El espesor mínimo se detectó en la meseta, donde alcanza los 0.4 - 0.5 m, mientras que el espesor máximo de 1.5 - 1.6 m, se midió en las pendientes suaves del norte y noroeste (Ermolin y Skvarca, 2004). La profundidad de descongelamiento estacional o espesor de la capa activa se obtuvo en forma directa mediante mediciones efectuadas en tres pozos ubicados en distintas alturas: meseta, submeseta y proximidades de la

costa. Esta información básica junto con los datos de campo y de laboratorio permitió determinar que en la isla Marambio, el espesor de la capa de descongelamiento depende de las condiciones climáticas y de la humedad del suelo (Fig. 2. A; B).

El espesor de descongelamiento Z_d se calculó mediante la ecuación de Stefan (Nelson et al., 1997):

$$Z_d = \sqrt{\frac{156.4 n \lambda \Psi}{\rho W L(1)}} \quad (1)$$

Donde:

n es el cociente entre la temperatura de la superficie del suelo y del aire, conocido como "factor- n " (Shur and Slavin-Borovckiy, 1993), λ la conductividad térmica del suelo descongelado ($\text{W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$), Ψ el índice de descongelamiento estacional ($^{\circ}\text{C d}$), ρ la densidad del suelo descongelado (kg m^{-3}), W el contenido total de agua por unidad de masa y L es el calor latente de fusión del suelo congelado (J kg^{-1}).

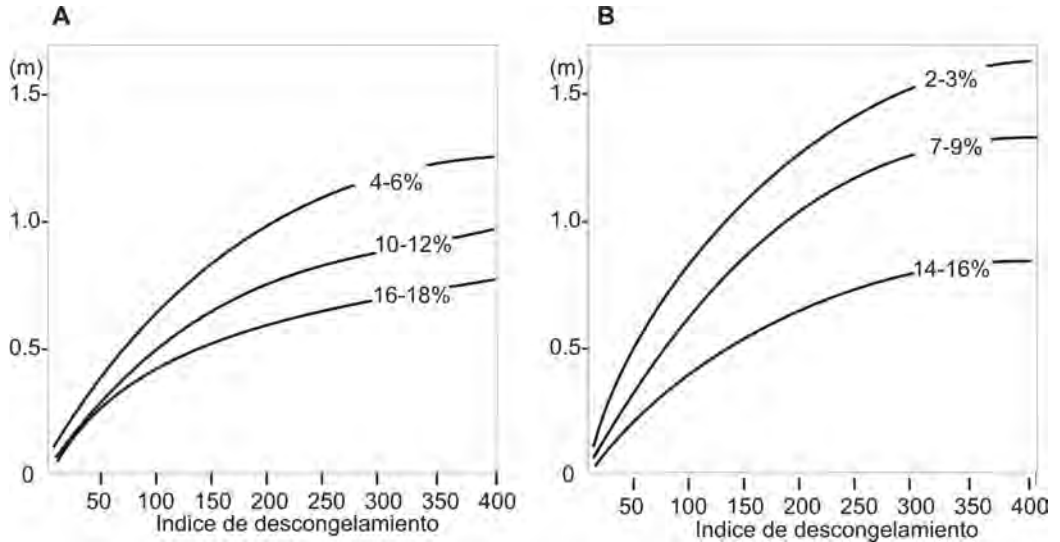


Figura 2. Profundidad del descongelamiento estacional depende de humedad total y el índice de descongelamiento estacional.: A) en los suelos de limo y arena fina con arcilla; B) en los suelos de arena mediana y gruesa con limo

El congelamiento estacional estable del suelo comienza a fines de Febrero a principios de Marzo, aunque varía según las condiciones meteorológicas del año. Cuando el índice grado, relación entre días de temperatura positivas y días de temperaturas negativas supera los 200°C d se produce el congelamiento total de la capa activa. El contenido de hielo total se define como porcentaje de todos los tipos de hielo visible formados por agua gravitacional y parcialmente por agua pelicular y de cristalización. En condiciones de congelamiento estacional la formación del hielo subterráneo se establece según tres factores: régimen térmico durante el periodo de congelamiento,

composición de suelo y humedad inicial de los suelos clásticos. En la base de la capa activa de material grueso contenido de los hielos subterráneos estivales puede modificarse considerablemente según los cambios de humedad del suelo antes del congelamiento estacional. En general se observan crioestructuras de contacto o masivas con hielos cemento o poroso. En los niveles inferiores de la capa de congelamiento de los depósitos finos fluvionivales o crioeólicos se encuentra una criotextura lenticular o laminar con hielos de segregación o infiltración. En la parte superior se observan criotexturas masivas y masivo-porosas, según la humedad inicial.

MORFOLOGÍA DEL PERMAFROST EN EL SECTOR NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

La asimetría de las condiciones climáticas de la península Antártica predetermina la división del permafrost continuo y discontinuo dependiendo de la temperatura y distribución de los

suelos congelados. Para el permafrost continuo existe una temperatura media anual de los suelos por debajo de -3.5°C en una profundidad de amplitud anual cero entre 20-25 metros;

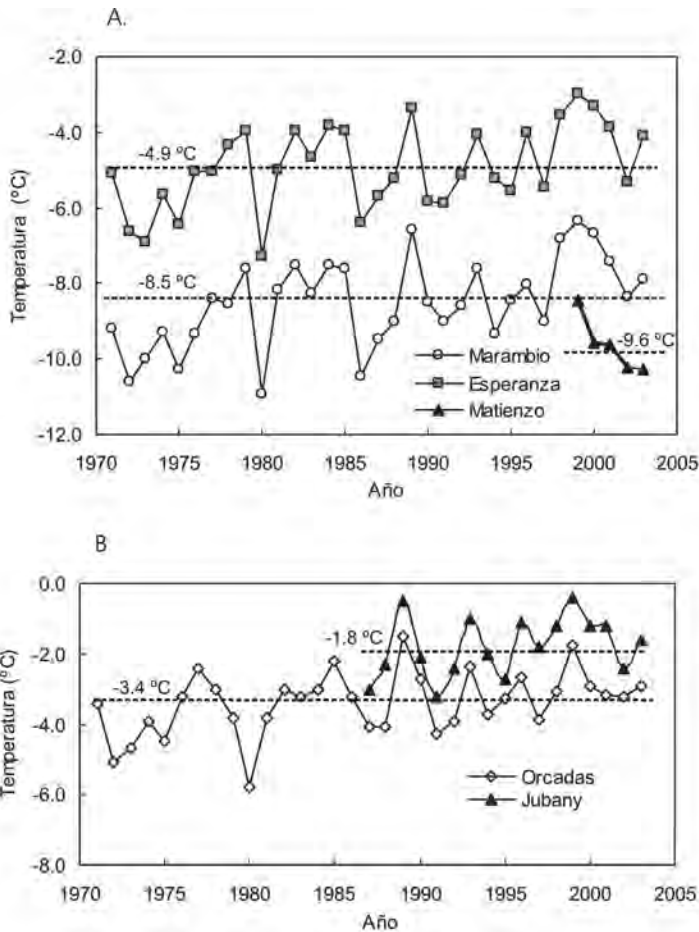


Figura 3. Temperatura media anual en el sector noreste (A), norte y noroeste (B) de la Península Antártica.

para el permafrost discontinuo, una temperatura entre -1.5 °C y -3.5 °C . El espesor del permafrost puede hallarse multiplicando el valor del gradiente geotérmico teórico del lugar ($1\text{ °C}/33\text{m}$) por la temperatura en la profundidad de amplitud anual cero. Según Kudriavtsev, (1978), la diferencia entre la temperatura media anual del aire y la temperatura en profundidad del suelo con amplitud anual cero es de alrededor de $2.5\text{ °C}/3.0\text{ °C}$ en lugares áridos y semiáridos (costa noreste e islas adyacentes) y de alrededor $1.0\text{ °C}/1.5\text{ °C}$ en la zona húmeda del sector oeste. De acuerdo a esto, con unas

temperaturas medias anuales del aire según registros disponibles de Servicio Meteorológico Nacional (Fig. 3). Marambio tendría la base del permafrost a unos 190 - 220 m de profundidad, Esperanza a unos 100-120 m, Matienzo a unos 240 - 260 m, Orcadas a unos 50-70 m y Jubany a unos 20-30 m, aunque este número puede variar según las condiciones superficiales locales.

Conforme a las condiciones de formación del permafrost, y a la existencia de los depósitos cuaternarios se observan dos crioformaciones: epigenética y singenética. Los parámetros geo-

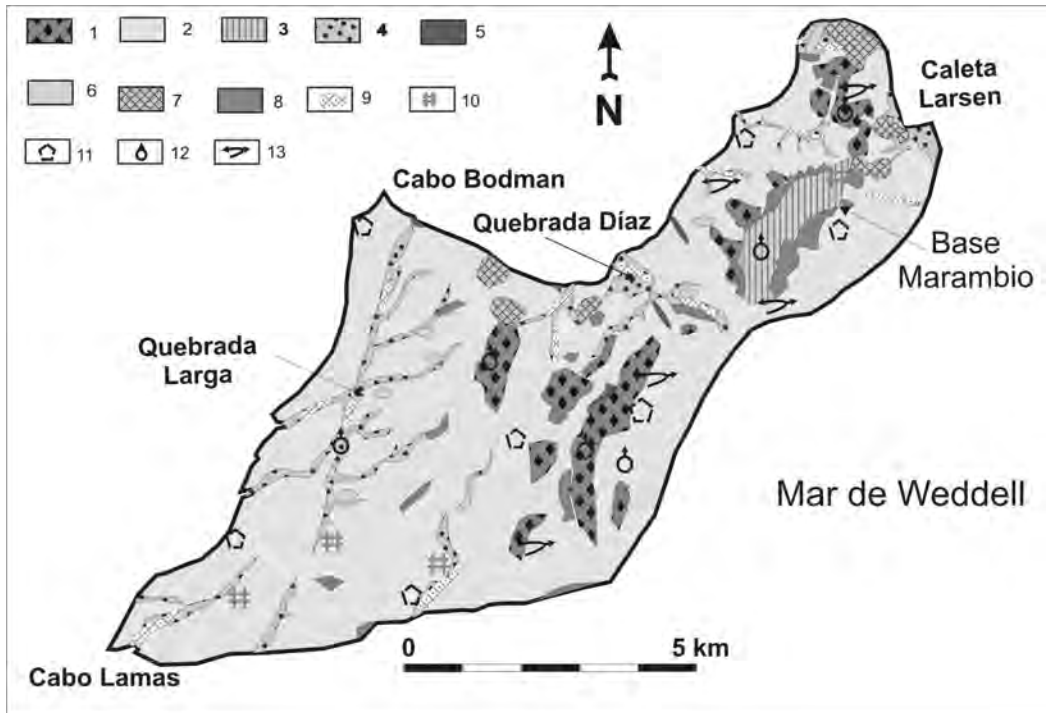


Figura 4. Mapa geocriológico de la isla Marambio (Seymour). Formación epigenética: 1 - crioeluvium (submeseta) 0.4-0.8/3 - 9; 2 - Depósitos cretácicos-terciarios (planicie ondulada y pendiente suave) 0.4-1.1 / 8-14; Formación singenética: 3 - Morena del fondo de Pleistoceno Superior (formación Meseta) 0.2-0.3 / 12-18; 4 - Planicie aluvial y abanico diluvial de acumulación cuartaria 0.5 - 0.9 / 14-18; 5 - Morena del fondo de Pleistoceno Superior con hielos enterrados; 6 - Depósitos crioeólicos; 7 - Depósitos al pie de pendiente inclinada 1.2 - 1.3 / 15-18; 8 - Sectores de acumulación fluvionival 0.0-0.2 / 15-25. Otros: 9 - Campo de icing; 10 - Polígonos de cuñas compuestas; 11 - Polígono seleccionado; 12 - Extrusión criogénica; 13 - Lóbulo de soliflucción. Nota: el numerador indica el espesor de la capa activa en metros y el denominador indica el contenido volumétrico de los hielos enterrados en % en la parte superior del permafrost.

criológicos de cada formación: espesor de la capa activa, contenido de los hielos subterráneos y distribución de los procesos criogénicos pueden ilustrar dos mapas geocriológicos en la Isla Marambio (Seymour) con la predominancia de permafrost epigenético y, en planicie

Bahía del Diablo, isla Vega, con permafrost singenético. En la isla Marambio (Seymour), a partir la ocurrencia de depósitos modernos de edad Cuartario, la formación epigenética ocupa alrededor de 87% de la superficie de la isla (Fig. 4).

El permafrost epigenético es aquel donde los fenómenos de criometeorización, deflación y nivación han ocurrido con prioridad, antes que cualquier otro proceso exógeno superficial. En el permafrost singenético, presente en las áreas aisladas de acumulación actual y cuartaria, es donde los procesos criogénicos actúan simultáneamente con otros procesos exógenos. Los procesos crioexógenos en todos los sectores están controlados por los cambios de temperatura y humedad. Los fenómenos criogénicos más activos se concentran en el techo del permafrost y la capa activa en las áreas de los depósitos cuaternarios en sectores del permafrost singenético o crioeluvium en sector del permafrost epigenético. La composición del suelo, humedad y régimen térmico determinan tipos y distribución de los fenómenos criogénicos. Las formas de selección de material se observan en todos los sectores de la isla donde

hay rocas clásticas friables. En varios lugares se observan polígonos de 1-2 metros de diámetro, que incluyen polígonos menores. Estas estructuras seleccionadas y pequeñas también pueden ser producidas por la desecación de la capa de regelación. La contracción térmica aparece en ambientes geocriogénicos con condiciones litológicas favorables y con una temperatura media anual del suelo por debajo de los $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Romanovskiy, 1978). Grietas de contracción térmica se encuentran en las pendientes suaves, en las rocas poco consolidadas de la formación epigenética entre la meseta y submeseta, en el fondo de las quebradas Díaz y Larga, así como en Caleta Larsen en el permafrost singenético. Estas ocurren como consecuencia del congelamiento laminar de aguas superficiales o de fusión de nieve. Los icings se dividen en icings de río e icings de nivación. Los primeros forman láminas de hielo en las



Figura 5. Nicho de nivación en sección noroeste de la quebrada Larga, Isla Marambio (Seymour).

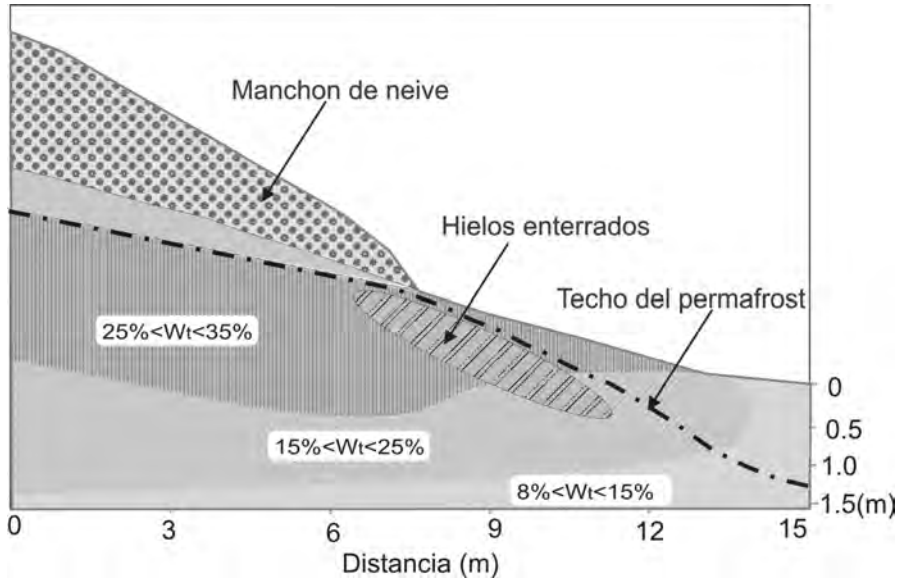


Figura 6. Perfil en el sector de formación de los depósitos fluvionivales con hielos enterrados

planicies fluviales. El mayor tamaño desarrollado alcanza los 0.1 - 0.2 km², con un espesor máximo de 1.0 - 1.2 m. Icings del segundo tipo se forman debajo de algunos manchones de nieve. Por lo común su formación se acompaña a la sepultura de las partes marginales de icing (Figs. 5, 6).

El mapa geocriogénico en la planicie Bahía del Diablo, isla Vega muestra un lugar modelo de la formación del permafrost singenético (Fig. 7). La crioformación epigenética presenta sólo a una facie de crioeluvium que ocupa 7% del área de estudio.

En las áreas donde afloran los sedimentos cuaternarios con permafrost singenético, el principal modelador del relieve es y ha sido el proceso glaciario, seguido por el fluvial y el criogénico (De Angelis y et al., 2002). Las formas glaciogénicas más extendidas se caracterizan por contener de hielos subterráneos, así como casi todos los depósitos presentes. Ello determina la aparición de profusas manifestaciones criogénicas en superficie: las formas temokársticas o de termoerosión,

glaciares de escombros, fenómenos de criocontracción térmica, icing y domo de hielo de inyección. Sobre la base de la correlación estratigráfica de los depósitos morénicos de la formación singenética se estableció una cronología preliminar para el cuaternario en la zona (Ermolin, et al., 2002b). Así se distinguieron cuatro estadios de formación de morenas (estadios glaciarios) que se corresponden con las etapas principales de formación del permafrost singenético rico en hielo desde último máximo glaciario.

La interacción del permafrost y las aguas superficiales pueden manifestar los resultados de las investigaciones geocriológicas realizadas durante el verano austral 2001/02 en el área del lago Bockella ubicado cerca de la base Esperanza (Ermolin, 2003). Este lago de origen termokárstico se encuentra en un área con relieve de morena de fondo, formada por depósitos clásticos de la última glaciación de esa zona. La superficie del lago alcanza unos 0.07 km² con una profundidad máxima de 5.8 m (Fig. 8).

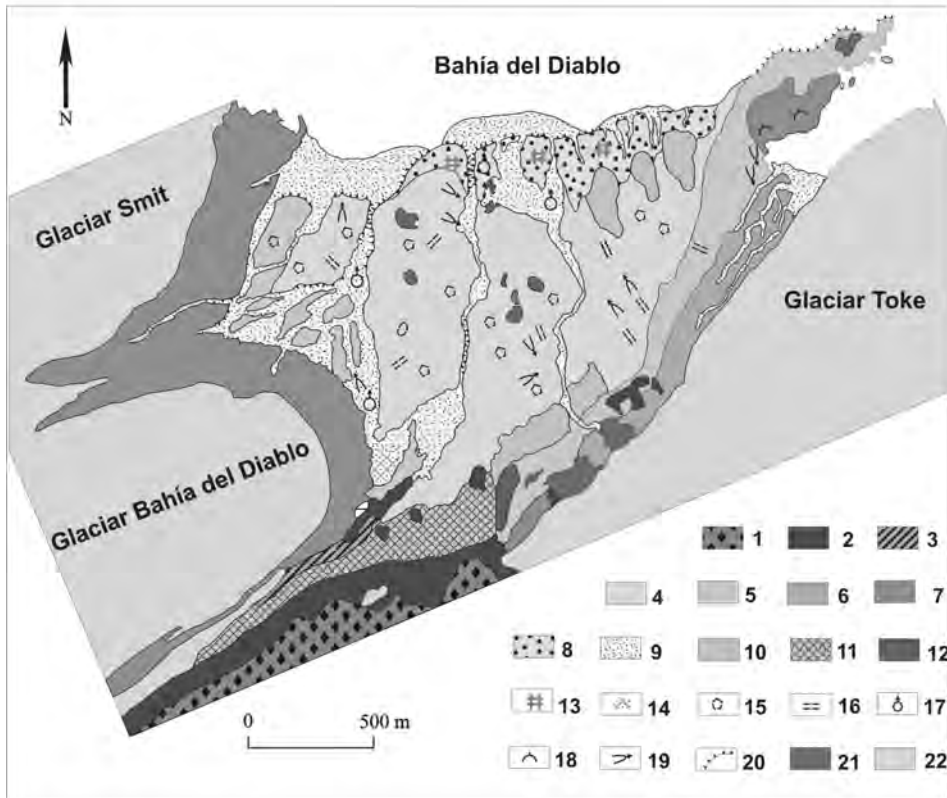


Figura 7. Mapa geocriológico de la planicie Bahía del Diablo en la isla Vega. Formación epigenética: 1) Crioeluvium: 0.8-1.0 / 14-18. 2) Rocas sólidas: 1.2-1.3 / 4-5. Formación singenética: 3) Morena lateral de Pleistoceno Superior con hielos enterrados: 0.4-0.6 / 35-45. 4) Morena del fondo de Holoceno Superior: 1.2-1.4 / 13-15. 5) Morena lateral de Holoceno Superior con hielos enterrados: 0.9-1.2 / 35-60. 6) Morena del fondo presente: 0.3-0.4 / 18-25. 7) Morena terminal presente con hielos enterrados: 0.2-0.3 / 75-90. 8) Depósitos fluvioglaciales de Holoceno Inferior: 1.3-1.6 / 8-11. 9) Depósitos fluvioglaciales presentes: 0.8-1.1 / 12-15. 10) Depósitos de soliflucción: 0.7-0.8 / 15-17. 11) Depósitos de pendiente: 0.7-1.2 / 15-25. Fenómenos criogénicos: 12) Glaciar de escombros. 13) Polígonos de cuñas compuestas. 14) Campo de icing. 15) Polígono seleccionado. 16) Banda de piedras seleccionadas. 17) Extrusión criogénica. 18) Domo de congelamiento estacional con núcleo de hielo. 19) Lóbulo de soliflucción. 20) Escarpa de termokarst y termoerosión. 21) Lagos marginales y de termokarst. 22) Glaciar. Nota: el numerador indica espesor de la capa activa en metros y el denominador indica el contenido volumétrico de los hielos enterrados en % en la parte superior del permafrost.

El cuerpo de agua se caracteriza por presentar un modelo térmico típico de lagos antárticos fríos, regido por las bajas temperaturas de la zona y por el aporte de aguas de deshielo que en este caso produce el glaciar Buenos Aires a través de la descarga de agua de ablación.

La variabilidad climática y las condiciones geológicas y geomorfológicas han predeterminado la existencia y estructura del permafrost en este sector de la Bahía Esperanza. El área de estudio se halla en una zona de permafrost continuo con temperaturas de suelo en profundidad de la amplitud anual cero no menores a -3.5°C y un espesor medio de entre 100 y 120 m del horizonte de rocas permanentemente congeladas. La estructura de la parte superior del permafrost en los depósitos glaciales alre-

dor del lago se caracteriza por la presencia de grandes macizos de hielo enterrado, de la última época de la glaciación cuaternaria. El espesor visible (afloramientos de la morena cerca de la costa y los taludes de termoerosión a lo largo del arroyo) del permafrost rico en hielo llega hasta 8-10 metros. La saturación del hielo subterráneo en los depósitos costeros, la influencia del flujo de las aguas superficiales y suprapermfrost en la zona del dique, la formación y transformación del área del talik, son los parámetros geocriogénicos móviles que marcan la sensibilidad del permafrost a los efectos del cambio del medioambiente en esta zona.

La extensión del permafrost en el área de estudio se complica debido a la formación

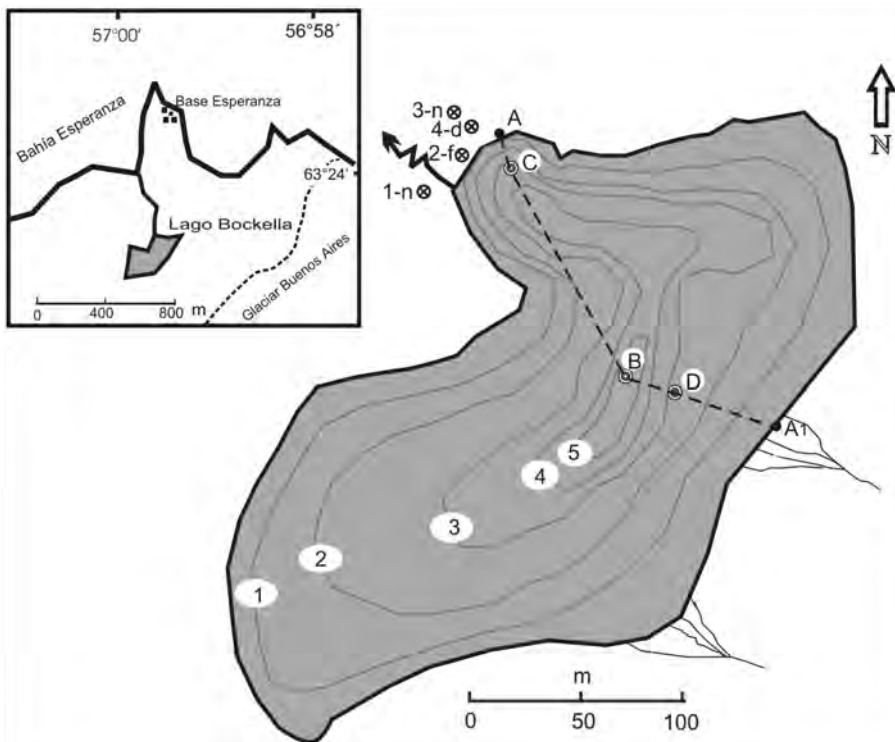


Figura 8. Situación del lago Boeckella y ubicación de las estaciones de observación mencionadas en el texto: B, C y D son los puntos de los sondeos térmicos; A-A1 es el perfil térmico de la zona del talik lacustre.

de sistemas de talik bajo al influencia de las aguas superficiales y la transformación del acucluido criogénico que provocó la rotura del dique natural bajo a procesos de termoerosión y termokarst en el sector de permafrost rico en hielo. Conforme a la génesis y a la morfología se pueden determinar dos tipos de talik que se pueden encontrar en este sector. El primero es el talik cerrado y su formación provocó el reforzamiento del flujo de filtración en el sector del dique. Durante el tiempo de las observaciones el espesor de las rocas descongeladas sobre el techo de permafrost alcanzó 2.5-3.5 m y un ancho de 28-30 metros. La configuración de esta zona coincide con los parámetros de la rotura del dique natural de Enero de 2001. La construcción de un muro de hormigón únicamente recuperó el nivel del lago pero no evita los procesos de filtración en la depresión rellena con áridos en la que fue construido. En la actualidad la base del muro no posee un arraigo firme. La porción enterrada del mismo alcanza unos 1.2-1.5 m, estando suspendida en el área freática donde se forma el talik cerrado. Los procesos observados en la zona resultan de la evolución del talik por debajo del lago, en tanto que a través de los sectores descongelados entre y por debajo del permafrost fluye la descarga de las aguas subterráneas. La configuración del talik debajo de la laguna después del establecimiento del régimen térmico fijo se

puede determinar según el método (Reduzbov, 1966):

$$t_{(x,z)} = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\varphi(S)dS}{(S-x)^2 + z^2} + gz \quad (2)$$

Donde:

es la temperatura de los depósitos del fondo con las coordenadas (x,z); S es la función variable de integración determinada por la temperatura media anual del fondo de lago (2.3 °C) y por la temperatura media anual del permafrost (-3.5 °C); g es el gradiente geotérmico de esta zona (0.02 °C m⁻¹).

Al fijar el origen de las coordenadas en el punto A (figura 9), se puede obtener la fórmula para la temperatura de los depósitos del fondo en cualquier punto (x,z) del perfil A-B de 200 m de longitud (ver abajo).

Los resultados del cálculo de la temperatura de los depósitos del fondo debajo del lago para 15 puntos con los distintos valores x y z se muestran en la Tabla 1.

Al tomar en consideración un valor del espesor potencial de hielo lacustre no menor a 1.6 m, junto con los resultados de la batimetría y con los datos calculados de la temperatura, se puede obtener la configuración del talik abierto lacustre intra-permafrost debajo de la laguna Boeckella (Fig.9).

$$t_{(x,z)} = \frac{1}{\pi} \left[-3.5 \left(\frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{x}{z} \right) + 2.3 \left(\operatorname{arctg} \frac{200-x}{z} + \operatorname{arctg} \frac{x}{z} \right) - 3.5 \left(\frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{200-x}{z} \right) \right] + 0.02z$$

Fórmula para la temperatura de los depósitos del fondo en cualquier punto (x,z) del perfil A-B de 200 m de longitud.

x, m	3	3	5	5	10	10	10	40	40	60	80	80	100	100	100
z, m	5	15	5	50	5	30	60	20	60	10	10	70	10	40	80
t, °C	0.7	-0.2	0.8	-0.1	1.4	0.4	0.6	1.6	1.1	2.0	2.1	1.4	2.1	1.7	1.4

Tabla 1. Datos calculados de la temperatura en los depósitos del fondo de lago.

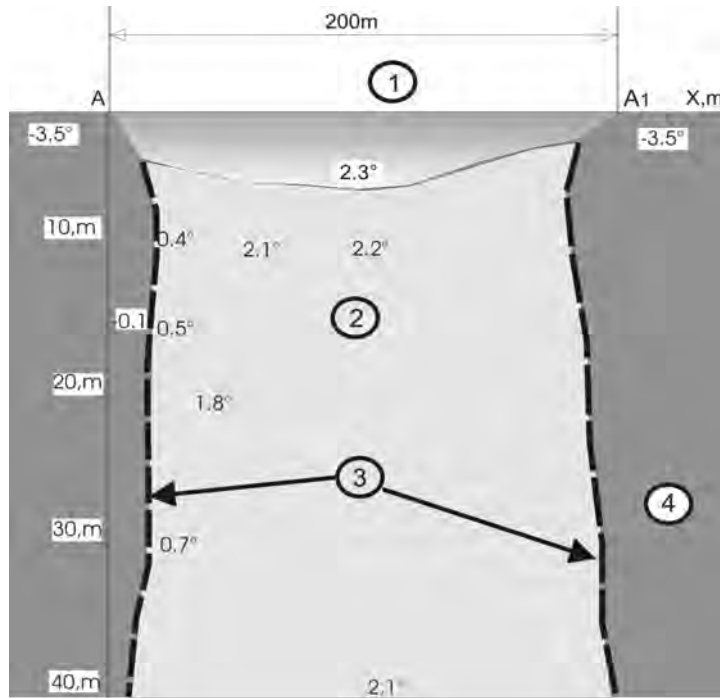


Figura 9. Sección transversal A-A1 del talik lacustre: 1) lago; 2) talik; 3) permafrost; 4) límite del permafrost.

CLASIFICACIÓN DE LOS HIELOS SUBTERRÁNEOS DEL SECTOR NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

La clasificación de los hielos subterráneos en la zona del permafrost en el sector norte de la Península Antártica puede observarse en Tabla 2.

La distribución de los hielos subterráneos está indicada por las facies principales de crioformaciones epigénética y singénética. La argumentación teórica de la clasificación presente está basada en las primeras clasificaciones de los hielos superficiales y subterráneos ofrecidos por Shumskiy, (1964) y Vturin, (1975). Conforme a estos autores, los hielos subterráneos fueron clasificados por la siguiente base: a) el lugar de la formación de hielo subterráneo con respecto a la superficie (hielos de constitución inicial y secundario o hielo sepultado) y b) la sincronía

entre el periodo de la formación de los hielos subterráneos y la existencia de las condiciones favorables para el permafrost (formación epigénética y singénética). Los tipos morfológicos dependen del tamaño de los hielos subterráneos y constituyen los hielos macizos (M) y hielos de estructura (E).

Las clases de los hielos subterráneos son los tres: 1) hielo de constitución inicial, 2) hielo de constitución secundaria y 3) hielo enterrado. Cada clase de hielo subterráneo se relaciona con determinados procesos de formación que se definen según las condiciones ambientales: tipo de suelos, humedad, temperatura, relación con las aguas superficiales y subterráneas.

Clase	Tipo morfogénético	Morfología	Distribución
Hielo de constitución inicial	Hielo de segregación	Lentes, capas lenticulares y estratos de hielo, E	FS: Morena de fondo presente y Cuaternario, depósitos fluvio-glaciales, fluvionivales, eólicos y lacustres.
	Hielo de inyección	Lacolitos, lentes y estratos de hielo, E, M	FS: Morena de fondo y lateral de los glaciares politermales, depósitos fluvio-glaciales y de pendiente.
	Hielo de cemento	Hielo poroso, de contacto y pelicular, E	FS: Todos los tipos de los depósitos clásticos porosos.
	Hielo de sublimación	Escarcha y hielo de contacto, E	FS: Todos los tipos de los depósitos escombros, FE: Parte superior de crioluvium.
Hielo de constitución secundario	Cuña de hielo compuesta	Formas poligonales por hielo de vena inicial, E	FS: Parte superior de los depósitos finos fluvio-glaciales, aluviales y lacustres. FE: Sedimentos terciarios y cretácicos parcialmente consolidados
	Hielo de agua infiltrada en grietas	Hielos en distintas formas de vena y de cuña, E	FE: Cryoluvium de las rocas sólidas y zona de dislocación de los depósitos terciarios y cretácicos
	Hielo de termokarst cavernoso	Estalagmitas y estalactitas de hielo, icing subterráneo patina de hielo y escarcha, E, M	FS: Sectores de termokarst y termoerosión en permafrost rico en hielo
	Hielo de infiltración	Hielo de contacto, basal y poroso lentes y capas lenticulares de hielo, E, M	FS: Todos los tipos de los depósitos de pendiente; FE: Parte inferior de crioluvium
Hielo enterrado	Hielo de glaciar	Bloques y macizos de hielo, M	FS: Morena lateral y frontal, presente y Cuaternario
	Icing	Estratos y bloques de hielo, E, M	FS: Depósitos presentes fluvio-glaciales, aluviales u de pendiente.
	Manchones de nieve metamórfica	Estratos u macizos de hielo y nieve, E, M	FS: Depósitos presentes aluviales, eólicos y de pendiente

Tabla 2. Clasificación morfogénética de los hielos subterráneos en norte de la península Antártica. M – hielo macizo; E – hielo de estructura; FS – formación singenética; FE – formación epigenética.

■ HIELO DE CONSTITUCIÓN INICIAL

Bajo esta clase existen cuatro tipos morfogénéticos distintos de hielo subterráneo: hielo de segregación, hielo de inyección, hielo de cemento y hielo de sublimación.

El hielo de segregación se forma por los procesos de conducción y congelación de agua

en los suelos clásticos finos bajo el gradiente térmico. En general, los parámetros criolíticos adecuados para la formación del hielo de segregación en el permafrost antártico se observan en los depósitos cuaternarios de la formación singenética, tales como morenas

de fondo, depósitos fluvio-glaciales, eólicos y lacustres. El hielo de segregación puede llegar a formar lentes y capas de hielo desde unos mm de espesor hasta 7-10 cm. Se ha observado la criestructura lenticular de los hielos de segregación en los depósitos glaciales finos de un afloramiento de la morena de fondo del glaciar Bahía del Diablo en la isla Vega (Fig. 10). Los estratos de hielo, con espesores de 4-5 cm, tienen una textura hipidiomorfica-granular, contienen cristales de una forma tabular o prismática con una orientación cristalográfica ordenada (Fig. 10. A. B). La textura de las lentes y estratos finos de los hielos de segregación

es aliotromórfica, microgranulada y desordenada.

El hielo de inyección se forma en condiciones hidrogeológicas particulares, cuando los procesos de congelamiento del agua subterránea en los suelos clásticos se hacen bajo presión hidrostática. En el área de estudio, estas condiciones favorables para la formación se encuentran en la zona marginal de los glaciares politermales donde existe un flujo permanente de las aguas de fusión, que a su vez, producen talicos cerrados en el permafrost. En la isla Vega, en la zona periglacial frente al glaciar Toke, en el sector de la descarga de

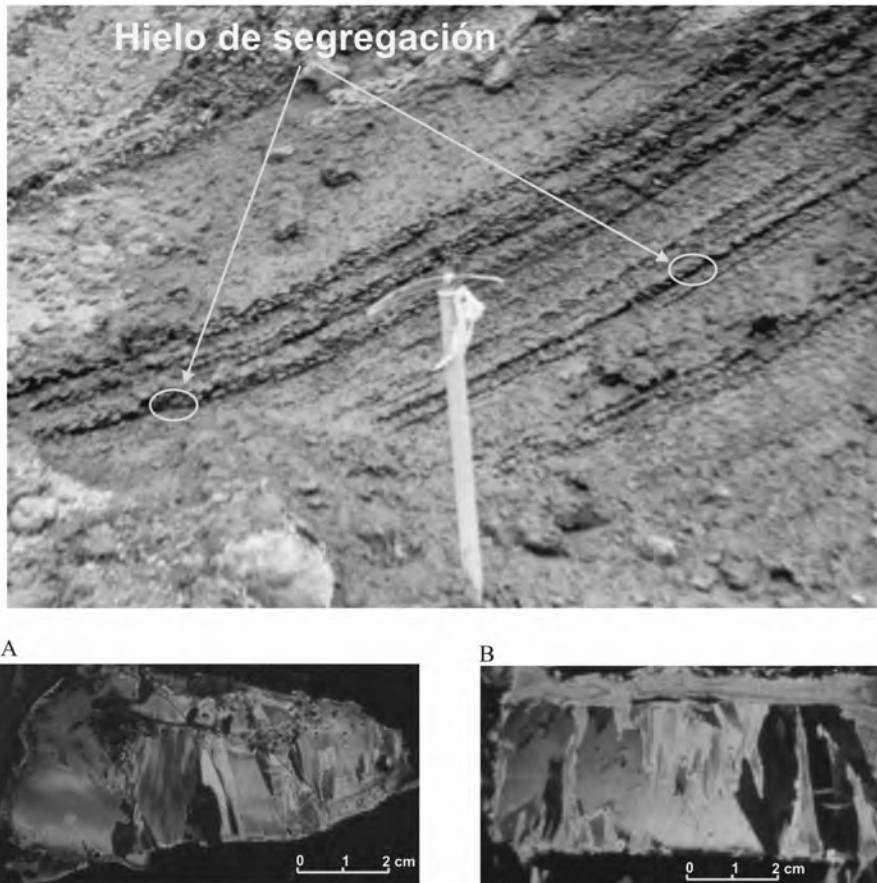


Figura 10. Estructura criogénica de la morena del Glaciar Bahía del Diablo y textura hipidiomorfica-granular de hielo de segregación (A y B).

las aguas de fusión, se observan los domos de congelamiento estacional con núcleo de hielo de inyección. Los domos de este tipo son pequeños, de 2 - 3 m de diámetro y de 1.0 - 1.5 m de altura. El cuerpo de hielo, formado por los grandes cristales de hasta 10-15 cm de largo, está ubicado en la parte inferior de la capa activa y en el techo del permafrost.

El hielo de cemento y el hielo de sublimación se observa en todos los tipos de sedimentos clásticos gruesos en la zona de permafrost singenético y en la parte superior de

las rocas parcialmente consolidadas, en la zona de la formación epigenética. La estructura criogénica se forma con las condiciones de saturación de agua de los poros. Durante el congelamiento del suelo no saturado de agua, el mecanismo principal de migración del agua es la difusión de vapor con formación de hielo de sublimación. En los sedimentos parcialmente saturados se observa la crioestructura de contacto y pelicular. En condiciones de sobresaturación se forma la crioestructura porosa.

■ HIELO DE CONSTITUCIÓN SECUNDARIO

Bajo esta categoría se incluyen todos los hielos subterráneos que se forman en las cavidades, cavernas, grietas y fisuras encontradas en la zona de permafrost. El papel principal de los hielos de esta clase, es la reestructuración de la estructura criogénica inicial en los suelos congelados.

Los primeros dos tipos morfogenéticos: las cuñas de hielo compuestas y hielo de agua infiltrada en grietas, se forman en la capa de congelamiento estacional y en la parte superior del permafrost. Los procesos de contracción térmica producen grietas de 0.5 - 1.0 cm de ancho y 1.5 - 2.5 m de espesor. El agua infiltrada o la escarcha junto con material fino eólico pueden colmatarse y depositarse en las paredes de grieta. La reiteración de la criotraacción térmica en un mismo lugar puede formar cuñas de hielo o cuñas de hielo compuestas de 2 - 3 m de espesor y 10 - 15 cm de ancho. El ambiente más favorable para el desarrollo de estos procesos son las planicies y abanicos fluvio-glaciales en la formación singenética y el sector superior de los sedimentos terciarios y cretácicos parcialmente consolidados. La formación de hielo en los fisuras en el crioluvium y la zona de dislocación de los sedimentos marinos bajo los efectos superficiales de meteorización o erosión está acompañada a congelamiento de

agua de fusión de la nieve suprayacente.

El hielo de termokarst cavernoso es más significativo en los sectores de permafrost rico en hielo con desarrollo de los procesos termokársticos y termoerosión. Las áreas típicas de la formación de estos hielos son partes marginales de las morenas con núcleo de hielo en las zonas de flujo de aguas subglaciales en islas Vega, James Ross; sectores aislados de los depósitos crioeólicos en la Isla Cerro Nevada y Marambio. Los hielos formados en grietas, canaletas de termoerosión, cavernas y grietas de termokarst se producen las capas de icing subterráneo al igual que las formas distintas de estalagmitas y estalactitas de hielo por recristalización de aguas de fusión, patinas de hielo y escarcha de hielos de sublimación.

Los hielos de infiltración se encuentran en todos los tipos de los depósitos de pendiente, en la parte superior de glaciares de escombros en formación singenética y en la parte inferior de crioluvium en la zona permafrost epigenética. Este hielo se forma por el congelamiento de las aguas superficiales o subterráneas que llenan los depósitos o rocas porosas. El contenido volumétrico de hielo puede alcanzar 15-20 % y depende de la porosidad de los sedimentos gruesos como gravas o bloques y las condiciones de saturación.

■ HIELO ENTERRADO

Esta clase de hielo se incluye todos los tipos morfogenéticos de hielos de superficie que pueden ser incorporados al permafrost. En el permafrost antártico se encuentran tres tipos de hielo enterrado: hielo de glaciar, icing y manchones de nieve y hielo metamórfico.

El más significativo de todos los tipos de hielo formados en superficie y que se encuentra en el permafrost es el hielo de glaciar. En la península Antártica durante último periodo deglaciación los glaciares estaban en balance negativo y pudieron cubrirse de detritos. En el presente, la zona de permafrost singenético con hielos enterrados de glaciar se presenta las morenas con núcleo de hielo en la zona glaciación actual y cuartaria. Los más grandes macizos de hielos se observan en afloramientos de

las morenas laterales y frontales donde ellos pueden alcanzar 15 – 20 m de espesor y unos cien metros de largo (Fig. 11).

Este hielo enterrado es el más importante tipo de hielo subterráneo y se verifica que, en función de su historia, el medio ambiente de la zona presenta varias facies diferenciadas de edad cuartaria.

El Icing es una capa de hielo de superficie formada por el congelamiento estacional capas o corriente de agua que van acumulándose. En Antártica se observa dos tipos de fuentes de agua que produce icing: flujos superficiales que son típicos en el paisaje erosivo de Marambio (*Seymour*), Cerro Nevada y fuentes subterráneos en la zona de descarga de agua de fusión de glaciares politermales. Conforme al origen de la fuente de agua se pueden distinguir dos



Figura 11. Hielo enterrado de glaciar en la morena lateral de Glaciar Cabo Lamb, Isla Vega.

tipos de icing: icing de río congelado e icing periglacial. Los bloques y estratos de icing incorporados en permafrost se puede observar en las márgenes de la planicie y abanicos fluvio-glaciales y aluviales y en los afloramientos de los depósitos eólicos y de pendiente.

Manchones de nieve y hielo enterrado se encuentran en la zona del permafrost en Marambio (*Seymour*) y Cerro Nevada donde los afloramientos de los sedimentos marinos cre-

tácicos y terciarios están sometidos a erosión eólica. En general los macizos de nieve, firn y estratos de hielo están acompañados a formación de los depósitos crioeólicos de 7 – 10 m de espesor (Fig. 12).

Crioestructura de facie crioeólica con nieve y hielo enterrado se caracteriza la existencia de los estratos paralelos de hielo metamórfico, polvo eólico, ocasionales lentes de nieve y firn.

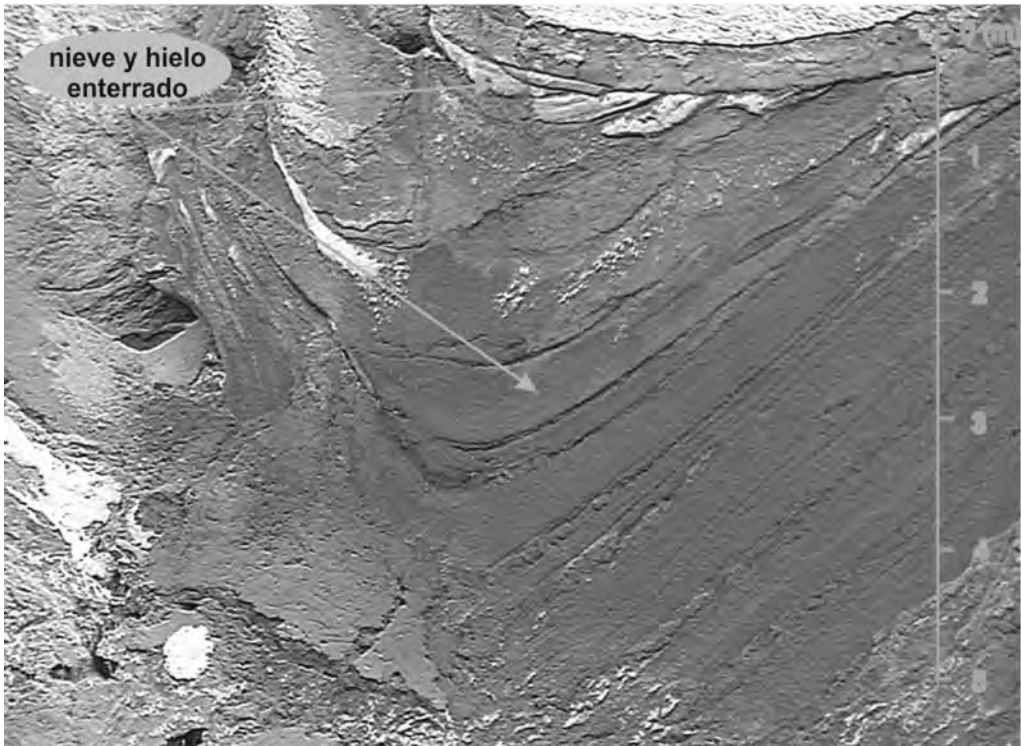


Figura 12. Hielos y nieves enterrados en los depósitos crioeólicos en el valle del Arroyo Díaz, Marambio (*Seymour*).

■ DISTRIBUCIÓN Y CONTENIDO DE LOS HIELOS SUBTERRÁNEOS EN LA ZONA DEL PERMAFROST

Las observaciones de numerosos afloramientos del permafrost (talud de meseta, quebradas de erosión, taludes en la zona costera, depresiones de termokarst) en las Islas Vega y Ma-

rambio (*Seymour*) indican que de los hielos subterráneos se puede encontrar solamente en la sección superior del permafrost: en la zona del permafrost epigenético de 6 – 8 m o en el

permafrost singenético de 15 – 20 m. Figuras 13 (A, B) muestran los perfiles típicos del contenido volumétrico de los hielos subterráneos en la parte superior del permafrost para las

criofacies distintas de la formación epigenética y singenética.

Los datos obtenidos in situ y los provenientes de sensores remotos (Rabassa et al., 1982;

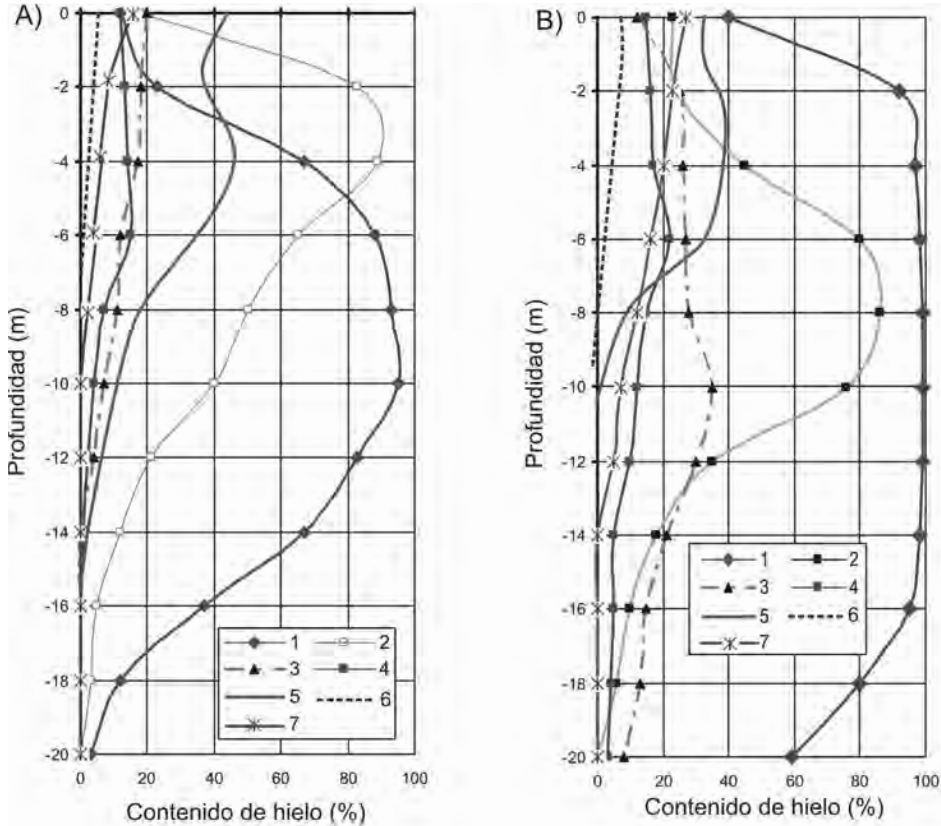


Figura 13. Contenido volumétrico de los hielos subterráneos en permafrost en sector nordeste:

A) la isla Marambio. Facies de formación singenética: 1 – Morena del fondo de pleistoceno superior con hielos enterrados; 2 – Depósitos eólicos con hielos o nieve enterrados; 3 – Depósitos aluviales y deluviales; 4 – Morena del fondo (holoceno); 5 – Depósitos de pendiente; Facies de formación epigenética: 6 – Sedimentos marinos cretácicos-terciarios; 7 – Crioeluvium. B) la isla Vega. Facies de formación singenética: 1 – Morena presente lateral con hielos enterrados de glaciar; 2 – Morena del fondo (Holoceno Inferior) con hielos enterrados de glaciar; 3 – Morena del fondo (Holoceno superior) con hielos constitucionales; 4 – Depósitos fluvioglaciales; 5 – Depósitos de pendiente Facies de formación epigenética: 6 – Rocas sólidas; 7 – Crioeluvium.

Skvarca et al., 1995; Skvarca et al., 2003) han permitido hacer una evaluación preliminar de las reservas de los hielos subterráneos en el permafrost de las Islas James Ross (Tab. 3). Utilizando

las áreas de cada crióformación y la distribución de los hielos subterráneos en la sección vertical se calculó el contenido total de hielo subterráneo para la formación epigenético y singenético.

Datos	James Ross	Cerro Nevada	Vega	Marambio
Área total de la isla [km ²]	2443.9	310	268.5	76.8
Área de glaciares [km ²]	1929.5	278	187.5	0.2
Área de formación epigenética [km ²]	360.1	29.5	68.9	66.9
Área de formación singenética [km ²]	154.3	2.5	12.1	9.7
Contenido volumétrico de hielos en FE [%]	10	3	8	3
Contenido volumétrico de hielos en FS [%]	30	12	45	15
Volumen de hielos subterráneos en FE [km ³]	0.540	0.013	0.069	0.039
Volumen de hielos subterráneos en FS [km ³]	0.694	0.005	0.072	0.019

Tabla 3. *Contenido volumétrico de los hielos enterrados en el permafrost de las islas James Ross, Vega, Cerro Nevado y Marambio. Áreas englazadas de la isla Marambio son las áreas de manchones de nieve persistente.*

CONCLUSIÓN

Las condiciones del medio ambiente son favorables para la formación del permafrost en el sector norte de la península Antártica. Conforme a los parámetros climáticos se observa una asimetría criogénica con el permafrost continuo con espesor entre 120 – 240 m en el parte nordeste y discontinuo con espesor 20 – 70 m en el oeste. El espesor de la capa activa es muy variable, dependiendo de las condiciones medioambientales y los parámetros climáticos estivales. Se propone un método de cálculo de espesor de descongelamiento estacional basado en los datos climáticos y propiedades térmicas y humedad total de suelo. Conforme a la historia geológica cuartaria de la génesis del permafrost se

determinan dos crióformaciones: epigenética y singenética.

Se presenta dos mapas geocriológicos en la isla Marambio con la predominancia de permafrost epigenético (permafrost seco) y, en planicie Bahía del Diablo, isla Vega, con permafrost singenético (permafrost rico en hielo). Se propone los métodos de evaluar la reacción de las aguas superficiales y subterráneas con permafrost rico en hielo y la formación del talik cerrado y abierto bajo de la influencia y modificación de acuífero freático.

Los diferentes tipos genéticos de hielos macizos de constitución inicial y secundaria fueron distinguidos proponiéndose una clasificación regional para los hielos subterráneos

en el permafrost epigenético y singenético del sector norte de la península Antártica. Se realizó una evaluación preliminar de las reservas de los hielos subterráneos en el permafrost de las islas James Ross.

Los datos obtenidos plantean un desafío que

es preciso encarar para definir las condiciones límite de modelos predictivos del cambio medio ambiente presente y reconstruir la historia climática y criósfera de la región septentrional de la Península Antártica durante la deglaciación, desde el último máximo glaciario.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su reconocimiento a T. Toconás y J.C. Quinteros por el apoyo brindado durante las tareas de campo y la Fuerza Aérea

Argentina por el soporte logístico. También a Lic. Hernán Sala y Dr. Bladimir Makarov por aportar la lectura crítica del presente trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACADEMIA NAUK. 1966. Atlas Antártico Soviético.
- CORTE, A., 1983. Geocryogenic morphology at Seymour Island (Marambio), Antarctica. Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost. Washington DC, US. National Academy Press: 192-197.
- DE ANGELIS H., E. ERMOLIN Y P. SKVARCA., 2002. Geomorfología de la Bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, Tomo II, 469-473.
- CAMACHO, H. Y J. FABRE. 1957. Observaciones geológicas y pertográficas en Bahía Esperanza, Puerto Paraiso e islas Shetland del Sur y Melchior. Publicación del Instituto Antártico Argentino N° 4, 39.
- ELLIOT D.H. 1981. Glacial geology of the Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 66-67.
- ELLIOT D. H. 1988. Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula, En: R. M. Feldman and M. O. Woodburne (Eds.). *Geology and Paleontology of Seymour Island*. Antarctic Peninsula. Geological Society of America, Memoir 169, 541-555.
- ERMOLIN, E. Y H. DE ANGELIS. 2002. Procesos exógenos en el permafrost de la isla Marambio (Seymour), Península Antártica. *Actas de XV Congreso Geológico Argentino*, Tomo II, 463-468.
- ERMOLIN, E., H. DE ANGELIS Y P. SKVARCA., 2002a. Estudio de las condiciones geotécnicas de la pista de aterrizaje en la Isla Marambio (Seymour), Antártida. *Instituto Antártico Argentino*, Contribución N° 536, 34 pp.
- ERMOLIN, E., H. DE ANGELIS Y P. SKVARCA. 2002b. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography. *Ann.Glaciol.* **34**, 184-188.
- ERMOLIN, E. 2003. *Primera experiencia en diseño y construcción en un dique en permafrost antártico: lago Bockella, bahía Esperanza. DNA-IAA., contribución 537, 41.*
- ERMOLIN, E.Y P. SKVARCA. 2004. Estudio de las variaciones de la capa activa en isla Marambio. V° Simposio Argentino y I° Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas (En prensa)
- FOURNIER, H.G., E.M. BUK AND A. CORTE. 1990. Three permafrost conditions indicated by geophysical soundings in Tertiary sediments at Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Cold Reg. Sci. Tech.* **17**, 301-317.
- FUKUDA, M., J. STRELIN, K. SHIMOKAWA, N. TAKAHASHI, T. SONE AND D. TROMBOTTO. 1992. Permafrost occurrence on Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula region. *Recent Progress in Antarctic Earth-Sciences*, Tokyo, 745-750.

- INGÓLFSSON, O., C. HJORT, P.A. BERKMAN, S. BJÖRCK, E. COLHOUN, I.D. GOODWIN, B. HALL, H. KAZUOMI, M. MELLE, P. MÖLLER, Y M.L. PRENTICE. 1998. Antarctic glacial history since last Glacial Maximum: an overview of the record on land. *Antarctic Science* 10 (3), 326-344.
- KATO, K., A. CORTE AND M. FUKUDA. 1990. Chemical and isotopic characteristics of ice from an ice wedge in Seymour Island (isla V.Com. Marambio), Antarctic Peninsula region. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Geosciences*, 4, 181-190.
- KUDRIAVZEV, V. 1979. *Metodika merzlotnoi svyomki [Methods of permafrost mapping]*. Moscow State University, Moscow, 358 pp.
- MALAGNINO, E., E. OLIVERO, C. RINALDI Y J. SPIKERMANN, 1981. Aspectos geomorfológicos de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. *Actas de VIII Congreso Geológico Argentino*. Tomo II, 883-896.
- MALAGNINO, E., E. OLIVERO, C. RINALDI Y J. SPIKERMANN, 1983. Depósitos glaciares del Grupo de Isla James Ross, Antártida. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* Tomo 38 (1), 120-125,
- NELSON, P.H.H. 1966. The James Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 54.
- NELSON F., SHICLOMANOV N., MUELER G., HINCEL K., WALKER D. AND BOCKHEIM. 1997. Estimating Active-layer Thickness over a Large Region: Kaparuk River Basin, Alaska, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 29, No 4: p. 367-378.
- RABASSA, J., P. SKVARCA, L. BERTANI AND E. MAZZONI. 1982. Glacier inventory of James Ross and Vega islands, Antarctic Peninsula. *Ann. Glaciol.* 3, 260-264.
- REDOZUBOV, D. 1966. *Geotermicheskiy metod issledovania tolsch merzlyj porod.* (Método geotérmico de las investigaciones del permafrost. Moscú, Nauka, 112.
- RINALDI C., MASSABLE A., MORELLI J., ROSENMAN H., DEL VALLE R. 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio. Contribución N° 217, Instituto Antártico Argentino:p. 37.
- REYNOLDS, J.M. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54, 123-133.
- ROMANOVCKIY, N.N. 1973. regularities in formation of frost fissures and develop of frost fissure polygons. *Biul. Peryglac.*, 23, 237 – 277.
- SHUR Y. AND SLAVIN-BOROVSKIY V., 1993. N-factor maps of Russian permafrost region. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, Vol. 1, South China University of Technology Press: 564-56. Guangzhou, China.
- 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, Fortaleza, Brasil, ALSHUD.AIH: 292 (en CD).
- SILVA BUSSO A., H. DE ANGELIS, P. SKVARCA, E. ERMOLIN. 2003. Características Hidrológicas de bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, ASAGAI ISSN:0326-1921 N°19*, 113-121.
- SKVARCA, P., ROTT, H. Y NAGLER, T. 1995. Satellite imagery: a baseline for glacievariations study on James Ross Island, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 21, 291-296.
- SKVARCA, P Y H. DE ANGELIS. 2003. Impact assessment of regional climatic warming of glaciers and ice shelves of the northerastern Antarctic Peninsula. *Antarctic Peninsula Climate Variability. Antarctic Research Series*, 79, 69-79.
- SHUMSKIY, P.A. 1964. *Principles of structural glaciology.* (Translated from the Russian by D. Kraus). Dover, New York, (Original publication 1955), 497 pp.
- VTURIN, B.I. 1975. *Podzemnye l'du SSSR [Ground ice in the USSR]*. Moscow, 215 pp.
- ZALE, R. Y W. KARLÉN. 1989. Lake sediments cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. *Geogr. Ann.* 71 A (3-4), 211-220.

EL MANTO DE HIELO ANTÁRTICO: ESTRUCTURA INTERNA, DINÁMICA Y ESTABILIDAD.

Hernán De Angelis¹

¹ Departamento de Geografía Física y Geología del Cuaternario, Universidad de Estocolmo, SE 106 91 Estocolmo, Suecia. Correo electrónico: hernan.deangelis@natgeo.su.se

RESUMEN

El Manto de Hielo Antártico, la cubierta glaciaria del Continente Antártico, es la mayor extensión de hielo actual de nuestro planeta y la mayor reserva de agua potable. En este capítulo se describen sus características glaciológicas principales y la de los elementos que la integran de acuerdo a los estudios y compilaciones más recientes. Se ha puesto énfasis en los aspectos dinámicos de cada uno de los componentes y en sus interrelaciones dentro del manto de hielo en su conjunto. Por último, se presenta el paradigma de la inestabilidad del Manto de Hielo Antártico Occidental y se discute la potencial evolución futura a la luz de los últimos hallazgos en la materia.

Palabras Clave: Antártida, glaciología, manto de hielo, corriente de hielo, barrera de hielo.

ABSTRACT

The Antarctic Ice Sheet, the ice cover of the Antarctic Continent, is the largest ice body of our planet and the largest freshwater reservoir. In this chapter its main glaciological properties and those of its components are reviewed according to the most recent studies and compilations. The ice dynamical aspects of its components and their interrelations within the ice sheet are emphasized. Finally, the paradigm of the instability of the West Antarctic Ice Sheet is presented and the potential future evolution is discussed in the light of the most recent findings in the subject.

Key Words: Antarctica, Glaciology, ice sheet, ice stream, ice shelf

INTRODUCCIÓN

Un manto (o sábana) de hielo (*ice sheet*) es un glaciar que, en forma continua, cubre más de 50000 km² de un continente y cuyo espesor es tal que el flujo del hielo es en gran medida independiente de la topografía subglacial (Kotlyakov y Smolyarova 1990). Actualmente existen dos mantos de hielo en nuestro planeta: el de Groenlandia, apoyado sobre la isla homónima en el flanco Atlántico del Ártico y el Antártico, la cubierta glaciaria del continente Antártico (Fig. 1), del cual se trata en este capítulo. Cabe aclarar que los términos manto de hielo y sábana de hielo son estrictamente equivalentes (ver por ejemplo: Simões 2004). Sin embargo, y debido a su mayor difusión en Argentina, se ha preferido para éste capítulo el uso del término manto de hielo.

A pesar de su lejanía y aparente aislamiento, el Manto de Hielo Antártico (MHA) constituye un elemento clave del sistema climático y un valioso recurso hídrico. El MHA es actualmente la mayor extensión de hielo de nuestro planeta, conteniendo aproximadamente el 90% del hielo y el 80% del agua dulce.

Además, al estar centrado en la región polar austral cumple un papel fundamental como sumidero de energía del hemisferio sur y como regulador climático de primer orden a escala planetaria (Schwerdtfeger 1984). El MHA es un glaciar enorme que interactúa íntimamente con la atmósfera y los océanos y que posee una dinámica interna compleja. Existen, por ejemplo, evidencias que muestran que algunos sectores están aún respondiendo a los cambios ambientales ocurridos a finales del Pleistoceno (Conway et al. 1999), mientras que algunas de las regiones más septentrionales han comenzado a sufrir los efectos del calentamiento regional ocurrido durante la segunda mitad del Siglo XX (Rau y Braun 2002; Skvarca y De Angelis 2003). El hielo del MHA es también un valioso archivo climático que contiene información

detallada acerca de las variaciones climáticas y ambientales acontecidas en los últimos 740000 años, a lo largo de ocho ciclos glaciarios (EPICA Community members 2004). En este capítulo se describen brevemente algunos de los aspectos más relevantes de la estructura, dinámica y estabilidad del MHA desde la perspectiva glaciológica, intentando ofrecer una visión de conjunto y destacando los paradigmas actuales. Sin embargo, antes de comenzar con esta descripción, es conveniente introducir al lector no especializado en algunos conceptos glaciológicos fundamentales para la comprensión de este capítulo. Toda vez que se introduce un término se da también entre paréntesis su equivalencia en inglés.

Un glaciar (*glacier*) es una masa de hielo que fluye. El movimiento observable de los glaciares se debe a tres mecanismos: flujo plástico del hielo, deslizamiento sobre la base (y los lados) y deformación del sedimento subglacial (Paterson 1994). El hielo es un material que se deforma plásticamente a causa de la gravedad, es decir su propio peso, y lo hace en la dirección de la máxima pendiente superficial. La deformación es inducida por el esfuerzo de cizalla diferencial que aparece en la base como consecuencia de la inclinación de la superficie de hielo, según fuera explicado originalmente por Nye (1952) basado en los resultados experimentales de Glen (1955). El deslizamiento sobre la base y los lados se produce primariamente a causa de la lubricación de la interfase hielo-sustrato dada por la presencia de agua. La tasa de deslizamiento está controlada por la cantidad y presión de agua presente en la base y por las tasas de fusión y regelación del hielo basal alrededor de los obstáculos (Weertman 1957a; Kamb 1970). La deformación del sedimento subglacial ocurre cuando una capa de sedimentos, generalmente sa-

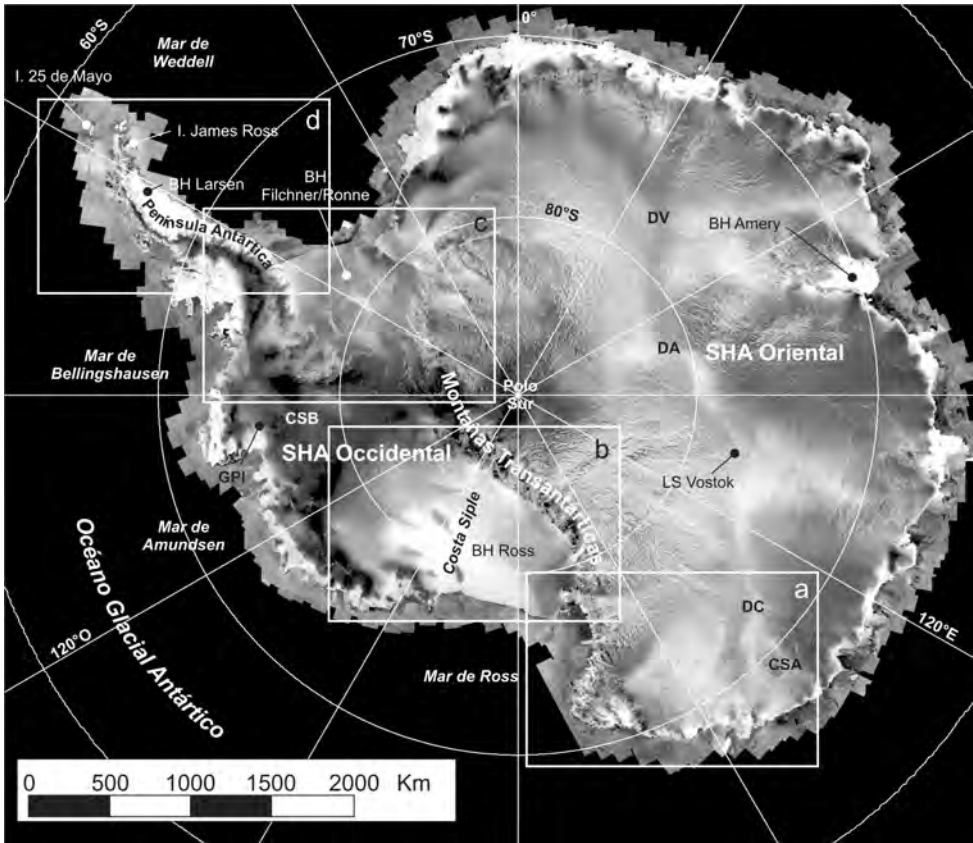


Figura 1. Mosaico del continente Antártico construido con imágenes radar obtenidas en Septiembre-Octubre de 1997 por el satélite canadiense RADARSAT durante la misión RAMP (RADARSAT Antarctic Mapping Project; Proyecto RADARSAT de Mapeo Antártico) (Jezek et al. 2002). Se muestra la ubicación de las localidades mencionadas en el texto. Los recuadros con letras indican la ubicación de las escenas mostradas en la Fig. 3. Las abreviaturas indican: CSA: Cuenca Subglacial Astrolabe; CSB: Cuenca Subglacial Bentley; DA: Domo Argus; DC: Domo C; DV: Domo Valkyrie; GPI: Glaciar Pine Island; Las abreviaturas BH y LS indican: barrera de hielo y lago subglacial. Proyección estereográfica polar, paralelo estándar 71°S.

turada en agua, se encuentra en la base del glaciar (Boulton y Jones 1979; van der Meer et al. 2003; Tulaczyk et al. 2001). En ocasiones este mecanismo puede llegar a proveer la principal componente de velocidad

superficial del glaciar, como en el caso de algunas corrientes de hielo antárticas, donde la deformación del sedimento subglacial es responsable del 80-90% de la velocidad del hielo (Kamb 2001).

El balance de masa (*mass balance*) de un glaciar es la variación de masa durante un período determinado. Éste se expresa como la diferencia entre la acumulación (*accumulation*), o ganancia de masa, y la ablación (*ablation*), o pérdida de masa. En la mayoría de los glaciares pueden generalmente distinguirse una zona de acumulación (*accumulation zone*) y una zona de ablación (*ablation zone*). En la zona de acumulación, el balance de masa es positivo y constituye la zona del glaciar donde éste incorpora masa.

En la zona de ablación el balance de masa es negativo y es la zona donde el glaciar pierde masa. Ambas zonas se hallan separadas por la línea de equilibrio (*equilibrium line*), que es la línea que une los puntos donde el balance de masa es cero. La altura de la línea de equilibrio (*ALE; equilibrium line altitude-ELA*) es un parámetro muy importante de los glaciares, especialmente cuando se intenta relacionar cambios en la ALE con las variaciones climáticas. Los mecanismos de acumulación más comunes son: acumulación de nieve a partir de la precipitación, formación de hielo sobrepuesto (*superimposed ice*), depositación de nieve o hielo por avalanchas y depositación de nieve volada. Los mecanismos de ablación más comunes son: fusión (derretimiento), desprendimiento de témpanos (*calving*), soplado (deflación eólica) de nieve y sublimación.

Se dice que un glaciar es templado (*temperate*) cuando todo el hielo está a la tempera-

tura correspondiente al punto de fusión por presión (*pressure melting point*), es decir, la temperatura a la que el agua cambia de fase, sólido - líquido, que depende de la presión. Se dice que un glaciar es frío o polar (*cold o polar*) cuando su temperatura está por debajo del punto de fusión por presión. Un glaciar con algunas zonas con temperaturas por debajo y otras sobre el punto de fusión por presión se denomina subpolar o politermal (*subpolar o polythermal*). Esta es la clasificación “geofísica” de glaciares propuesta por Ahlmann (1935) y, si bien correcta en su definición, no debe considerarse más que como un esquema orientativo ya que su aplicación estricta es muy limitada (Paterson 1994).

El hielo de los glaciares se forma como resultado final del metamorfismo de los cristales de nieve acumulados en la superficie de la zona de acumulación. El metamorfismo involucra un gran número de procesos físicos y consiste básicamente en la reducción de la relación área/volumen en cada cristal, la reducción del número de cristales por unidad de volumen y la formación de uniones (Sommerfeld y LaChapelle 1970). La velocidad del metamorfismo depende mayormente de la temperatura y de los gradientes de temperatura del glaciar. Por ejemplo, la transformación de nieve en hielo en el centro del MHA, un glaciar polar, toma más de 100 años, mientras que en un glaciar templado, como los de los Andes, puede tomar entre 3 y 5 años (Paterson 1994).

CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL MANTO DE HIELO ANTÁRTICO

■ DIMENSIONES

Según la compilación más reciente (Lythe et al. 2001; Tabla 1), el MHA posee una superficie de $13.622 \times 10^6 \text{ km}^2$ y un volumen

de hielo de $25.4 \times 10^6 \text{ km}^3$, equivalente a una diferencia de 57 metros con respecto al nivel actual del mar. Su altura promedio es

de aproximadamente 1950 m sobre el nivel del mar (snm), con una elevación máxima de 4030 m snm en el Domo Argus (Figs. 1 y 2)

y el espesor de hielo promedio es de 1856 m, con un máximo medido de 4776 m en la Cuenca Subglacial Astrolabe (Figs. 1 y 3a).

Parámetro	Valor	Unidades	Fuente
<i>Manto de Hielo Antártica</i>			
Área total	13.622 x 10 ⁶	km ²	Lythe et al. (2001)
Área fondeada	12.126 x 10 ⁶	km ²	*
Área de las barreras de hielo	1.496 x 10 ⁶	km ²	*
Volumen total	25.4 x 10 ⁶	km ³	Lythe et al. (2001)
Volumen fondeado	24.7 x 10 ⁶	km ³	Lythe et al. (2001)
Volumen de las barreras de hielo	0.7 x 10 ⁶	km ³	Este trabajo *
Nivel del mar equivalente	57	m	Lythe et al. (2001)
Espesor promedio	1856	m	Lythe et al. (2001)
<i>MH Antártico Oriental</i>			
Área	10.187 x 10 ⁶	km ²	*
Volumen	21.8 x 10 ⁶	km ³	Lythe et al. (2001)
Nivel del mar equivalente	52	m	Lythe et al. (2001)
Espesor promedio	2146	m	Lythe et al. (2001)
<i>MH Antártico Occidental **</i>			
Área	3.435 x 10 ⁶	km ²	*
Volumen	3.6 x 10 ⁶	km ³	Lythe et al. (2001)
Nivel del mar equivalente	5	m	Lythe et al. (2001)
Espesor promedio	1048	m	Lythe et al. (2001)

Tabla 1. Resumen de las características físicas más importantes del Manto de Hielo Antártico. (* Se refiere a parámetros obtenidos a partir de la base de datos BEDMAP y que no figuran explícitamente en Lythe et al. (2001). ** Incluida la Península Antártica)

DIVISIONES FISIAGRÁFICAS

En base a sus características topográficas y glaciológicas se distinguen dos sectores en el MHA: el MHA Oriental (*East Antarctic Ice Sheet*) y el MHA Occidental (*West Antarctic Ice Sheet*), delimitados por las Montañas Transantárticas (Fig. 1).

La diferencia fundamental entre ambos es que el MHA Oriental está apoyado en roca que se encuentra por encima del nivel del mar, mientras que el MHA Occidental está mayormente apoyado en lecho marino, alcanzando un mínimo de 2555 m bajo el nivel del mar en la Cuenca Subglacial Bentley (Figs. 1 y 4).

Debido a esto se suele hacer referencia al MHA Occidental como un manto de hielo marino (*marine ice sheet*) y al MHA Oriental como un manto de hielo terrestre (*terrestrial ice sheet*). Otra diferencia importante es que el MHA Oriental es más elevado que el MHA Occidental (Fig. 2) y a causa de ello es más frío (Fig. 6; Turner y Pendlebury 2002) y recibe menos acumulación en superficie (Fig. 7; Vaughan et al., 1999). El MHA Oriental termina mayormente en forma de acantilados de hielo que están fondeados sobre la plataforma continental. El MHA Occidental está mayormente delimitado por barreras de

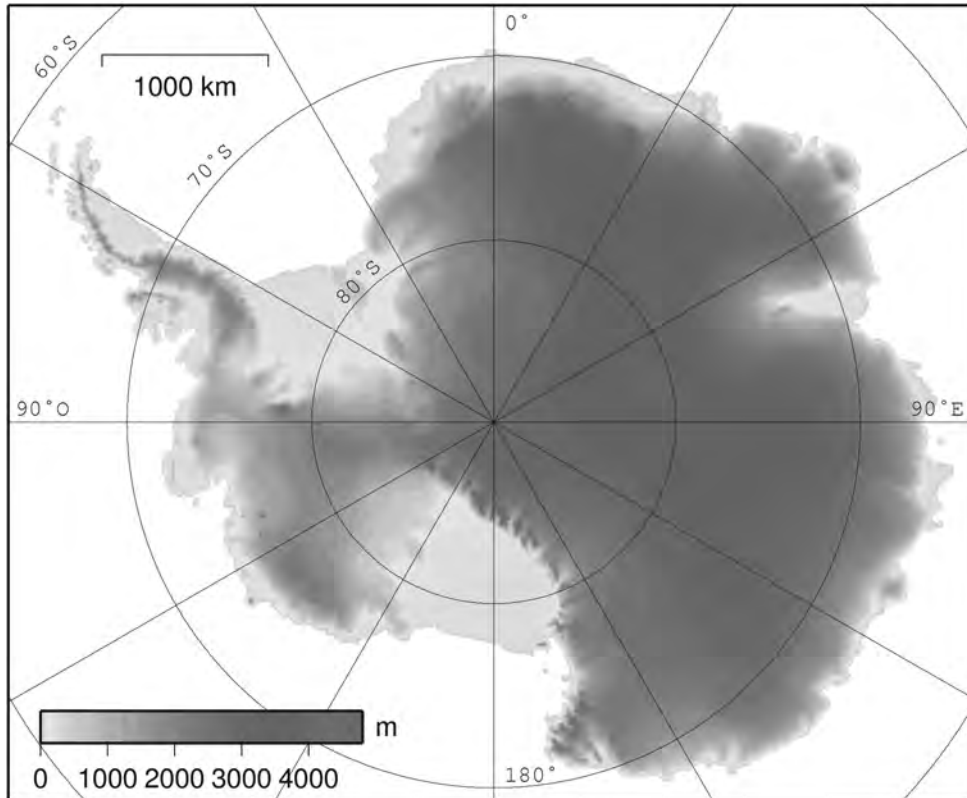


Figura 2. Topografía superficial RAMP (Liu et al. 2001). Elevación en metros sobre el modelo equipotencial OSU91a. Proyección estereográfica polar, paralelo estándar 71°S.

hielo (*ice shelves*) flotantes, en particular las dos mayores: la Barrera de Hielo (BH) Ross (490000 km²; Fig. 3b) y la BH Filchner/Ronne (449000 km²; Fig. 3c). Por último, cabe mencionar que el MHA Oriental se alimenta exclusivamente de nieve que se acumula sobre su superficie mientras que el MHA Occidental recibe también hielo proveniente del MHA Oriental que fluye a través de las Montañas Transantárticas.

La Península Antártica es frecuentemente considerada un elemento aparte, sin demasiada conexión con el MHA Occidental (Figs. 1 y 3d). Se trata de un manto de hielo de unos 520000 km² de superficie, que se extiende unos 1400 km a lo largo del meridiano 64°O,

entre los paralelos 63°S y 75°S, cubriendo la extensión en el continente antártico de la Cordillera de los Andes. Debido a su posición relativamente septentrional, las temperaturas son marcadamente más altas que en el resto de la Antártida (Fig. 6). Además, su amplia extensión latitudinal y su disposición transversal a la dirección de la circulación de los vientos lo exponen a fuertes gradientes climáticos y por lo tanto presenta marcados contrastes glaciológicos (Morris y Vaughan 2003; Rau 2004). El rasgo más destacado de la cubierta glacial de la Península Antártica es la BH Larsen (~83000 km² en 1975; ~60000 km² en 2002), apoyada sobre el flanco oriental (Figs. 1 y 3d).

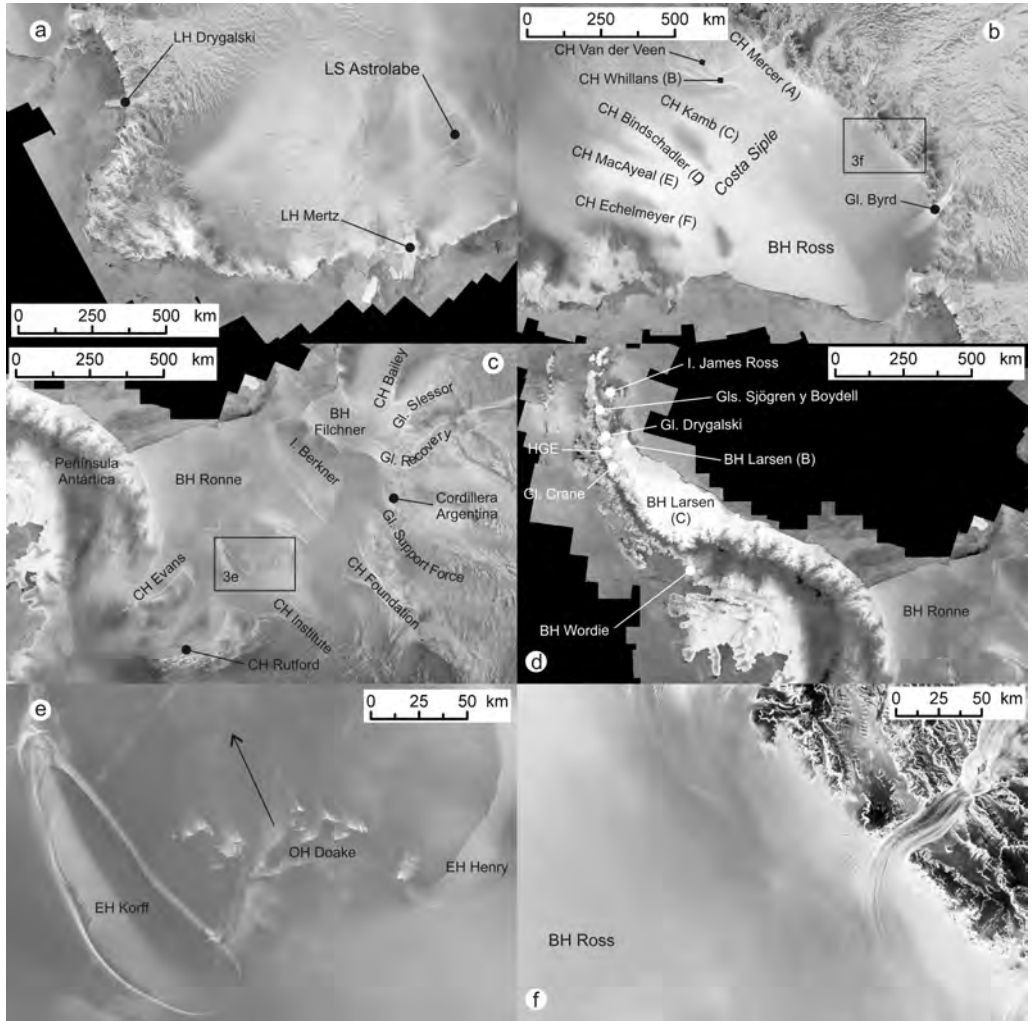


Figura 3. Detalles del mosaico de la Fig. 1 mostrando: a. Región de Tierra Adelia, destacándose la extensión subhorizontal del Lago Subglacial Astrolabe y las lenguas de hielo (LH) Drygalski y Mertz; b. BH Ross con sus corrientes de hielo y glaciares de descarga tributarios. En el caso de las corrientes de hielo (CH) de la Costa Siple se dan tanto sus nombres recientes, en honor a prominentes glaciólogos, como su denominación clásica con letras de sur a norte; c. BH Filchner/Ronne y extremo sur de la Península Antártica; d. Península Antártica. HGE indica la ubicación de los glaciares Hektoria, Green y Evans; e. Detalle de la BH Ronne con la Elevación de Hielo Korff y las Ondulaciones de Hielo Doake. La flecha marca la dirección de flujo del hielo; f. Detalle de las BH Ross mostrando bandas de hielo cercanas a la desembocadura del Glaciar Nimrod.

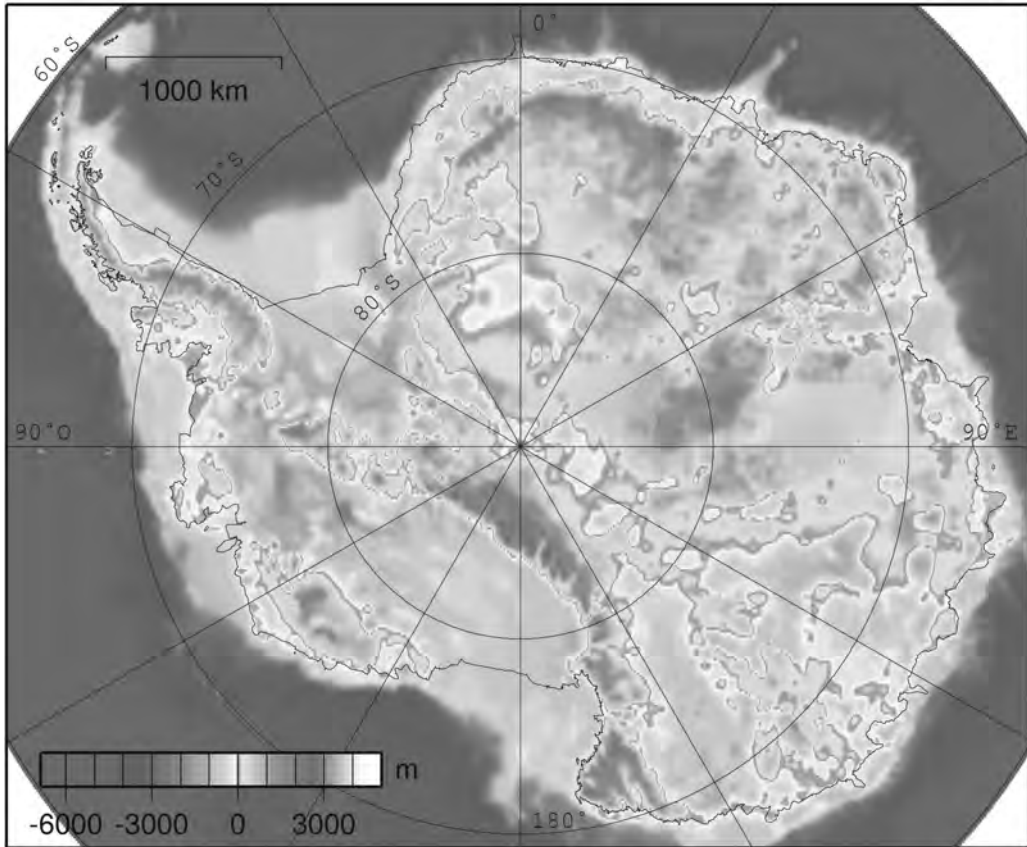


Figura 4. Topografía subglacial Antártica, incluyendo el fondo oceánico al sur del paralelo 60°S. Los datos provienen de la recopilación realizada por el consorcio internacional BEDMAP (Lythe et al. 2001). No está incluida la compensación isostática. Elevación en metros sobre el elipsoide WGS84. Proyección estereográfica polar, paralelo estándar 71°S.

■ CONTROL CLIMÁTICO SOBRE EL MHA

El Continente Antártico está localizado justo debajo de la célula polar austral del modelo de circulación atmosférica de tres células, representando un centro hemisférico de alta presión. Al sur del Círculo Polar Antártico (~66.5°S) y debido a la aceleración de Coriolis, el aire frío que se mueve hacia afuera del continente da lugar a fuertes vientos superfi-

ciales del Este y el Sudeste, llamados vientos catabáticos (King y Turner 1997; Turner y Pendlebury 2002). Al norte del Círculo Polar Antártico, la circulación de los vientos superficiales es de Oeste a Este, correspondiendo al cinturón ciclónico austral que abarca las altas latitudes medias (Simmonds y Keay 2000). El aire frío y seco que fluye hacia

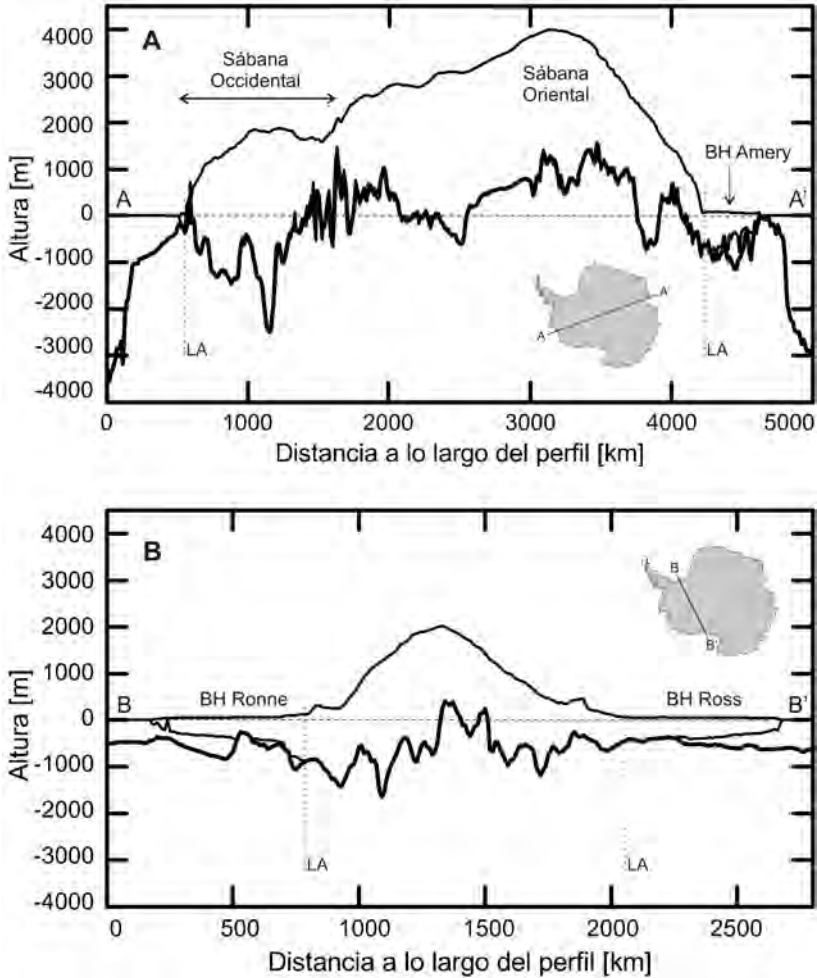


Figura 5. Perfiles topográficos y de espesor de hielo del continente Antártico. Perfil A-A': Se observa claramente la diferencia fundamental entre el Manto de Hielo Antártico Occidental y el Oriental. El primero está fondeado en roca que se halla mayormente por debajo del nivel del mar mientras que el segundo está apoyado básicamente por encima de éste nivel. Perfil B-B': Perfil del Manto de Hielo Antártico Occidental incluyendo las Barreras de Filchner/Ronne y Ross. Los perfiles se han construido muestreando cada 10 km el modelo de elevación digital de la Fig. 2, la grilla de topografía subglacial de la Fig. 4 y la grilla de espesor de hielo compilada por el consorcio internacional BEDMAP (Lythe et al. 2001). Las líneas punteadas con el rótulo LA indican la ubicación de las líneas de apoyo.

fuera del continente es reemplazado por aire más cálido y húmedo procedente del Océano Glacial Antártico que, al penetrar en el MHA, produce las precipitaciones de nieve que constituyen el principal mecanismo de acumulación (Schwerdtfeger 1984; King y Turner 1997). En general, el clima antártico se caracteriza por bajas temperaturas y baja precipitación (Figs. 6 y 7). Las temperaturas medias anuales en el interior del MHA alcanzan los $-57\text{ }^{\circ}\text{C}$ y la precipitación es del orden

de 25 mm anuales (equivalente en agua). En el interior del MHA las temperaturas permanecen muy por debajo de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante todo el año, incluso en verano, mientras que en las zonas costeras las temperaturas son más altas y la precipitación es mayor. En la Península Antártica, por ejemplo, las medias de verano alcanzan normalmente temperaturas de alrededor de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ y las precipitaciones pueden localmente superar los 1500 mm anuales (Turner y Pendlebury 2002).

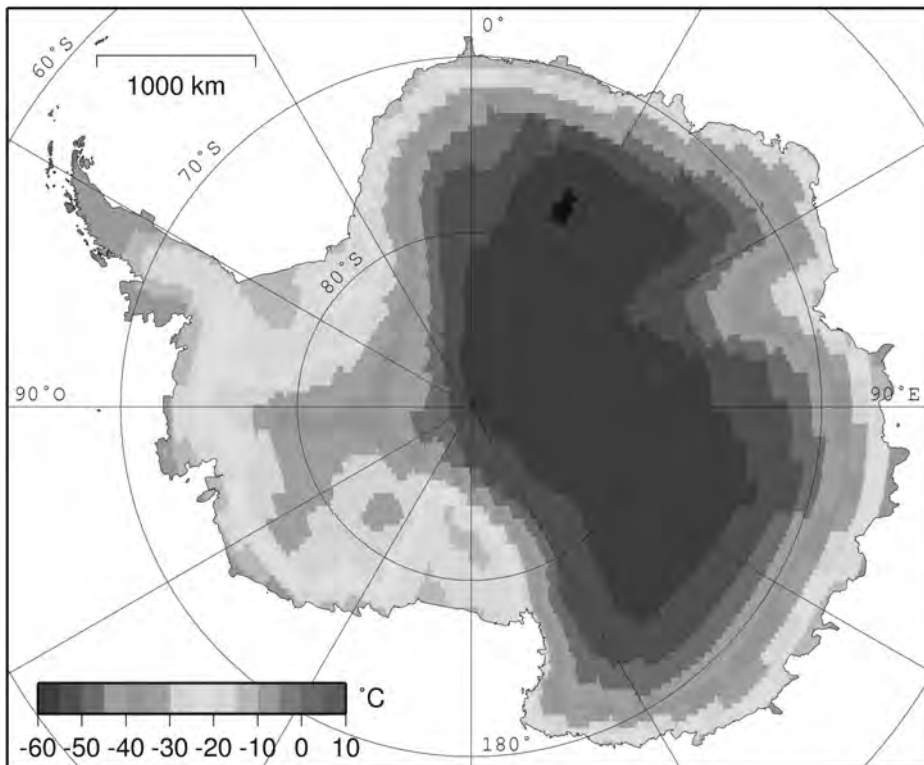


Figura 6. Distribución de las temperaturas promedio en grados centígrados ($^{\circ}\text{C}$) en el continente Antártico, según el reanálisis ERA-40 del Centro Europeo para el Pronóstico de Rango Intermedio (ECMWF) (www.ecmwf.int). Proyección estereográfica polar, paralelo estándar 71°S .

ESTRUCTURA INTERNA

El MHA es un glaciar complejo, compuesto por un conjunto interconectado de domos de hielo, corrientes de hielo, glaciares de descarga y barreras de hielo. Estos elementos poseen características morfológicas y dinámicas propias que permiten estudiarlos

individualmente aunque, a la vez, son completamente interdependientes e integran un todo inseparable. En los párrafos siguientes se definen y ejemplifican estos componentes, señalándose sus características e interrelaciones.

■ CALOTAS, DOMOS Y DIVISORIAS DE HIELO

Una masa de hielo, de características similares a un manto de hielo, pero con una superficie menor que 50000 km² recibe el nombre de calota de hielo (*ice cap*). La cobertura glacial de numerosas islas situadas en la periferia del continente antártico se clasifican como calotas, como por ejemplo los mantos glaciares de las islas James Ross y 25 de Mayo (King George), en la Península Antártica (Figs. 1 y 3d). Las cúspides de sábanas y calotas de hielo están normalmente representadas por domos de hielo. Un domo de hielo (*ice dome*) es una elevación en forma de cúpula dentro de una sábana o calota de hielo formado por acumulación local de nieve. Estos poseen normalmente cima plana, simetría radial o respecto de por lo menos un eje y pendientes que se incrementan hacia los lados. Eventualmente dos domos pueden estar unidos por una cresta de hielo (*ice ridge*). Al estar elevados respecto

del resto de la masa glaciar, los domos y crestas son centros de dispersión de hielo dentro de las sábanas y calotas. Se denomina divisoria de hielo (*ice divide*) a la línea que separa dos direcciones opuestas o divergentes de flujo de hielo. Un ejemplo claro de divisoria de hielo lo encontramos en la cresta que une los domos C y Valkyrie, en el MHA Oriental (Fig. 1). El tipo de flujo de hielo en los domos de hielo recibe comúnmente el nombre de flujo tipo manto (*sheet flow*). Este tipo de flujo se caracteriza fundamentalmente por bajas velocidades, del orden de 0 – 50 m a⁻¹ (metros por año), las que son completamente explicables por la deformación interna del hielo de acuerdo a la inclinación de la superficie (Nye 1952). El flujo tipo manto se destaca también por su gran homogeneidad y continuidad lateral en distancias del orden de centenares de veces el espesor de hielo.

■ GLACIARES DE DESCARGA Y CORRIENTES DE HIELO

El hielo que fluye fuera de los domos y crestas de hielo es encauzado hielo abajo en corrientes de hielo y glaciares de descarga. Éstos concentran el flujo glaciar y evacúan masa del manto o calota de hielo hacia el mar o hacia las barreras de hielo. Un glaciar de descarga (*outlet glacier*) es una banda de

hielo que fluye dentro de una depresión o valle bien delimitado y que está flanqueada por márgenes rocosos a ambos lados. Un buen ejemplo de glaciar de descarga es el Glaciar Byrd, que descarga hielo del MHA Oriental hacia la BH Ross a través de las Montañas Transantárticas (Figs. 1 y 3a). Una corriente

de hielo (*ice stream*) es una banda angosta dentro de una sábana de hielo que fluye a una velocidad marcadamente superior y no necesariamente en la misma dirección que el hielo circundante (Swithinbank 1954; Bentley 1987; Bennett 2003). Las velocidades de flujo en las corrientes de hielo y glaciares de descarga antárticos oscilan entre 100 y 800 m a⁻¹. Las corrientes de hielo son glaciares que merecen un tratamiento aparte debido a la particularidad de alcanzar altas velocidades de flujo con gradientes topográficos (inclinación de la superficie) muy bajos, del orden de un metro por kilómetro (m km⁻¹). Las evidencias disponibles indican que las corrientes de hielo deben su alta velocidad a condiciones basales particulares, como temperaturas basales cercanas o sobre el punto de fusión por presión y capas deformables de sedimento subglacial saturado en agua (Engelhardt et al. 1990; Bennet 2003). Normalmente se reconocen dos tipos extremos de corriente de hielo: puras y topográficas. Las corrientes de hielo puras no están encauzadas en ninguna depresión subglacial obvia y están rodeadas a ambos lados por hielo. El límite lateral entre el flujo tipo manto y el flujo en corriente (*streaming flow*) suele estar evidenciado en superficie por bandas de grietas de cizalla en échelon mientras que el arranque o inicio (onset) del flujo en corriente puede o no estar evidenciado por conjuntos de grietas transversales (Bindschadler et al. 2001). Las corrientes de hielo puras tienen un comportamiento dinámico notable. Existen evidencias que indican que se localizan preferencialmente sobre zonas de sustratos fácilmente

erosionables o mecánicamente débiles que pueden dar lugar al desarrollo de capas basales de sedimento deformables (Bell et al. 1998; Anandakrishnan et al. 1998). También se ha encontrado que pueden estancarse, como la Corriente de Hielo (CH) Kamb (Retzlaff y Bentley 1993; Fig. 3b) y cambiar de dirección, como los tributarios a la CH Whillans (Conway et al. 2002) y Bindschadler (Siegert et al. 2004). Los ejemplos de corrientes de hielo puras mejor conocidos y más estudiados son las que se encuentran a lo largo de la Costa Siple, en la BH Ross (Figs. 1 y 3b). Las corrientes de hielo topográficas están visiblemente encauzadas en depresiones subglaciales claras y están delimitadas a un lado por márgenes rocosos. Un ejemplo clásico de corriente de hielo topográfica es la CH Rutford, al sur de la BH Ronne (Figs. 1 y 3a). Además de la naturaleza de los flancos, una diferencia importante entre las corrientes de hielo y los glaciares de descarga es que los últimos tienen mayores gradientes superficiales, del orden de 10 m km⁻¹. Sin embargo, en términos generales existen más similitudes que diferencias y, de acuerdo con ello, Truffer y Echelmeyer (2003) han propuesto recientemente una clasificación de glaciares rápidos que engloba corrientes de hielo puras en un extremo (márgenes de hielo y bajos gradientes topográficos) y glaciares de descarga en el otro (márgenes rocosos y altos gradientes topográficos). La investigación en corrientes de hielo es una rama de la glaciología importantísima, en pleno desarrollo e íntimamente ligada a la hipótesis de inestabilidad del MHA Occidental.

■ BARRERAS DE HIELO

Una barrera de hielo (*ice shelf*) es la porción flotante de un manto de hielo, que está unida al continente o al manto de hielo (Figs. 1, 3b y 3c) (Paterson 1994). La zona de unión entre el manto de hielo y la barrera de

hielo se denomina línea de apoyo (*grounding line*) (Fig. 5). La línea de apoyo está definida como la línea (vista en planta) donde un manto de hielo que entra en el mar comienza a flotar hidrostáticamente. En la práctica la

definición es más compleja y, en lugar de una línea, se trata más bien de una zona de flexura mareal (*tidal flexure*), o zona de bisagra (*hinge zone*), que puede tener entre unos 5 a 10 km de ancho (Gray et al. 2002). Las barreras de hielo se forman en golfos o bahías a reparo de la acción mareal y donde el balance de esfuerzos local permite su existencia (ver Paterson 1994 y van der Veen 1999 para más detalles).

Las barreras de hielo suelen presentar amplias superficies subhorizontales y tienen entre 100 y 600 m de espesor. En general suelen estar libres de grietas excepto donde limitan con hielo que se mueve a una velocidad diferente, en los márgenes rocosos, en las zonas de apoyo y cerca del frente. Las fracturas más notables son aquellas que cortan todo el espesor de la barrera. Éstas se hallan comúnmente, pero no exclusivamente, cerca del frente y reciben el nombre de *rifts*. Las barreras de hielo suelen mostrar suaves rasgos lineales en superficie, aproximadamente alineados en la dirección del flujo y denominados bandas de hielo (*ice stripes*). Se trata de ondulaciones formadas hielo arriba, en la coalescencia de glaciares y corrientes de hielo tributarias, y que resultan muy visibles en imágenes satelitales (Fig. 3f) (Casassa et al. 1991). Las barreras de hielo son glaciares que tienen la particularidad de tener cizalla basal nula, ya que están a flote sobre el mar. Como todo glaciar, éstas fluyen por la deformación causada por los esfuerzos diferenciales inducidos por la gravedad a causa de los gradientes de espesor de hielo. Otra particularidad dinámica es que en las barreras de hielo el flujo a gran escala es predominantemente extensivo (Weertman 1957b). Normalmente ésta deformación a gran escala es compensada únicamente con el esfuerzo de cizalla lateral, salvo en el caso en la barrera de hielo se apoye localmente sobre una elevación del lecho. Cuando esto ocurre, aparece una zona de ci-

zalla basal local y el flujo de la barrera se hace más lento. Si la acumulación de nieve es suficiente, puede desarrollarse un domo de hielo que recibe el nombre de elevación de hielo (*ice rise*) (Fig. 3e). En cambio, si el fondeo es sólo parcial, es decir si la barrera de hielo “roza” solamente una elevación del lecho, aparece en superficie una zona de grietas y ondulaciones que recibe el nombre de ondulaciones de hielo (*ice rumples*) (Fig. 3e). Las elevaciones del lecho rocoso, que generan tanto las elevaciones como las ondulaciones de hielo, contribuyen a la estabilidad mecánica de las barreras de hielo y reciben el nombre de puntos de apoyo (*pinning points*). El balance de masa de una barrera de hielo estable está regido por el aporte de masa de las corrientes de hielo y glaciares tributarios, la acumulación de nieve superficial y la acreción de hielo basal. Una barrera de hielo estable pierde masa por desprendimiento de témpanos en el frente y por ablación de hielo basal.

La fusión superficial, si ocurre, es un claro indicativo de desvío del equilibrio de la barrera de hielo, como en el caso de la BH Larsen (Bindschadler et al. 2002). Esto ocurre ya que una barrera de hielo fluye por extensión y por lo tanto se adelgaza mecánicamente en forma continua. Entonces, una barrera de hielo debe ganar masa para conservar el espesor constante, ya sea por acumulación de nieve en superficie o acreción de hielo basal o ambos. Una barrera que se adelgaza se acerca sistemáticamente a un límite de resistencia mecánica por encima del cual se fractura y desintegra (Hughes 1982; Shepherd et al. 2003). Es por ello que las barreras de hielo son únicamente estables en las regiones donde domina la acumulación y no pueden existir por encima de determinado límite climático (Mercer 1978), cuya ubicación se considera actualmente cercana a la isoterma de anual de $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Skvarca et al. 1999; Morris y Vaughan 2003).

DINÁMICA

BALANCE DE MASA

Determinar el balance de masa del MHA completo ha sido un objetivo primario desde el inicio de la investigación glaciológica en la Antártida. Aunque mucho se ha avanzado al respecto, el conocimiento del balance de masa y de la distribución de sus componentes sigue siendo precario (ISMASH Committee 2004). Esto se debe en parte a las dificultades logísticas originadas por el enorme tamaño y el clima hostil del MHA y también debido a la gran variabilidad natural de los procesos de acumulación y ablación (Richardson-Näs-lund 2004).

En la práctica, además, resulta casi imposible que un mismo método pueda ser aplicado por un mismo grupo de investigadores a la totalidad del MHA. En consecuencia, el conocimiento actual acerca de la distribución del balance de masa y sus componentes está basado en compilaciones realizadas con datos provenientes de numerosas fuentes y obtenidos con diferentes métodos y calidades (Vaughan et al. 1999). Las compilaciones más recientes de acumulación se deben a Vaughan et al. (1999) y Giovinetto y Zwally (2000). La principal característica de la distribución de la acumulación de nieve sobre

el MHA (Fig. 7) es que refleja claramente la distribución de las temperaturas (Fig. 6), con una notable disminución de la acumulación hacia el interior del MHA. Esto ocurre porque los sistemas ciclónicos portadores de precipitación van perdiendo paulatinamente su humedad a medida que penetran el continente y ascienden sobre su superficie fría. Tal es así que, en el corazón del MHA, lejos de las márgenes, la acumulación se produce predominantemente a causa de la precipitación de cristales de hielo desde cielos claros (van der Veen 1999).

En cuanto a la ablación, los mecanismos dominantes en el MHA son el desprendimiento de témpanos desde los frentes y barreras de hielo y la fusión basal de las barreras de hielo (ISMASH Committee 2004). Debido a las bajas temperaturas reinantes la fusión es despreciable, o inexistente, en el interior del continente, aunque es localmente importante en las regiones costeras, sobre todo en la Península Antártica. En el MHA ocurren zonas de ablación particulares, denominadas áreas de hielo azul (*blue ice areas*). Estas son áreas desprovistas de nieve, donde el hielo glaciar aflora en superficie, y representan sectores de

Región/Cuenca	Área [km ²]	Acumulación [km ³ a ⁻¹]	Drenaje [km ³ a ⁻¹]	Balance neto [km ³ a ⁻¹]
Mar de Amundsen	382600	150	222±9	-72±12
Mar de Ross	720900	111	78±1	+33±6
Mar de Weddell	558600	120	128±5	-9±8
Subtotal MHA Occidental	1662100 (75%)	381	429±10	-48±14
Mar de Weddell	1530200	84	79±4	+5±6
25°W hasta 165°E	2806100	295	301±7	-6±16
Mar de Ross	1185400	53	30±2	+23±4
Subtotal MHA Oriental	5521700 (55%)	433	411±8	+22±23

Tabla 2. Resumen sectorizado de balance de masa parcial del Manto de Hielo Antártico según Rignot y Thomas (2002).

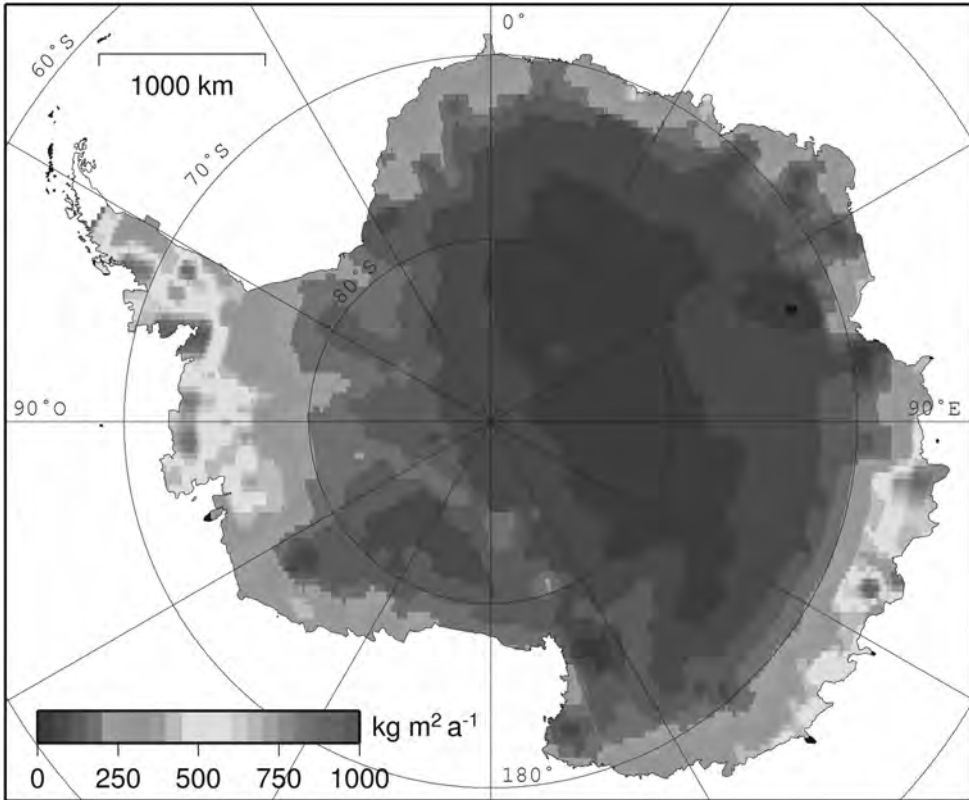


Figura 7. Distribución de la acumulación en el continente Antártico en kilogramos por metro cuadrado por año ($\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$) según Vaughan et al. (1999). Se ha excluido el extremo norte de la Península Antártica debido a la falta de cobertura apropiada. © American Meteorological Society 2004, reproducido con permiso de la editorial y del autor. Proyección estereográfica polar; paralelo estándar 71°S .

ablación neta formados a causa de una intensa deflación eólica local. Utilizando imágenes satelitales, Winther et al. (2001) han estimado que el área mínima total de las zonas de hielo azul en el MHA equivale a unos 120000 km^2 . Al estar desprovistas de nieve, las zonas de hielo azul suelen ser usadas como pistas de aterrizaje para aviones con ruedas en el interior del MHA.

En relación al balance de masa neto sobre el MHA, la compilación más actualizada se debe a Rignot y Thomas (2002), quienes han

presentado un resumen parcial basado en el mapa de la Fig. 7 y en cálculos de conservación de masa (Tabla 2).

Los resultados presentados por estos autores sugieren que gran parte del MHA Occidental tiene un balance negativo, mientras que gran parte del MHA Oriental se halla aproximadamente en balance. En el caso del MHA Oriental la magnitud de los errores es muy grande comparada con los valores de balance neto y por lo tanto la magnitud y hasta el signo del balance de masa permanecen aún inciertos. En

el caso del MHA Occidental el desbalance es notable, especialmente en las regiones del Mar de Amundsen y el Mar de Ross. Cabe destacar

que, en el caso del Mar de Amundsen, la mayor parte del imbalance se registra en el Glaciar Pine Island (Rignot et al. en prensa; Fig. 1).

VELOCIDADES DEL HIELO

Las mediciones de velocidades superficiales del hielo en el MHA estuvieron relegadas durante décadas a la cercanía de nunataks (afloramientos rocosos por encima de la superficie de un glaciar), ya que estos permitían la instalación de puntos fijos para bases de teodolito. Actualmente las velocidades de hielo en el MHA (y en cualquier otro glaciar del planeta) suelen obtenerse por medición repetida de estacas con Sistema de Posicionamiento Global (GPS), por rastreo de rasgos (*feature tracking*) en imágenes satelitales (Scambos et al. 1992) o por interferometría radar (Joughin et al. 1996). Estos avances han permitido obtener mapas muy detallados de algunas regiones y una mejor cobertura a nivel regional. El uso del GPS permite obtener velocidades puntuales muy precisas, aunque cubrir el MHA completo con puntos GPS distribuidos en forma uniforme insumiría un tiempo colosal, sin contar las dificultades logísticas. Por otra parte, el rastreo de rasgos en imágenes satelitales no es tan preciso, aunque permite cubrir áreas más grandes y producir mapas de velocidad en menos tiempo. Lamentablemente, no es posible aplicar este método en la totalidad del MHA ya que gran parte de las áreas interiores son campos de nieve absolutamente desprovistos de rasgos detectables en las imágenes satelitales. La interferometría radar es una técnica compleja que se basa en la utilización de dos imágenes de radar del mismo sitio espaciadas por unos pocos días. Dado que las órbitas de los satélites se conocen con precisión centimétrica, es posible elaborar un interferograma, es decir un mapa de la interferencia de los retornos de la señal entre las dos imágenes. Este interferograma es usado posteriormente para calcular la deformación del hielo. Resulta posible también cal-

cular las velocidades teóricas de la sábana de hielo (y de cualquier glaciar) si se conocen las distribuciones del balance de masa, el espesor y la topografía superficial. El campo de velocidad de equilibrio (*balance velocity*) es aquel que el glaciar debería tener para evacuar por flujo la acumulación y permanecer en estado de equilibrio (Paterson 1994). A pesar de no ser velocidades reales, el cálculo del campo de velocidades balance permite evaluar el estado del balance del glaciar y anomalías potenciales en el comportamiento dinámico. En el caso del MHA se dispone de todos los ingredientes necesarios para este cálculo, aunque con calidades desparejas. El modelo de elevación digital RAMP (Fig. 2) ofrece una topografía más que aceptable del MHA con precisiones que oscilan entre ± 100 m sobre zonas montañosas y ± 1 m sobre las barreras de hielo (Liu et al. 1999, 2001). La distribución del espesor de hielo y el balance de masa superficial se conocen bastante más precariamente (Lythe et al. 2001; Vaughan et al. 1999). Esto se debe a que las mediciones están generalmente hechas a lo largo de transectas que pueden estar separadas más de 100 km entre sí, mientras que los intervalos entre las mediciones individuales dentro de una misma transecta pueden ser del orden del kilómetro. Esto da lugar a una importante anisotropía en la distribución de datos que dificulta su integración y homogeneización en una grilla regular, la que es imprescindible para ejecutar un modelo de computadora que calcule las velocidades balance. A pesar de estas dificultades, el interesante experimento de calcular velocidades balance en todo el MHA a partir de estos datos ha sido hecho por Bamber et al. (2000) y Rémy et al. (2001). En la Fig. 8 se muestran los resultados obtenidos por el

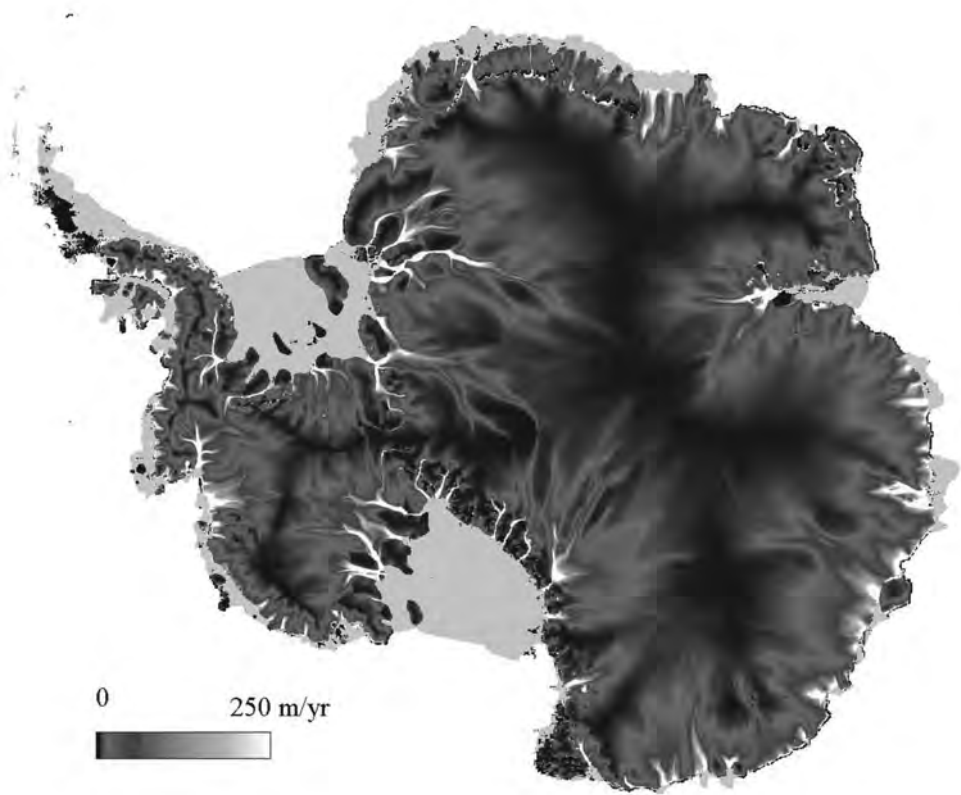


Figura 8. *Velocidades balanceadas en el interior del Continente Antártico en metros por año ($m a^{-1}$) según Bamber et al. (2000). Este mapa muestra que los tributarios de las corrientes de hielo se originan en el interior del Manto de Hielo Antártico muy lejos de las márgenes. © American Association for the Advancement of Science, reproducido con permiso de la editorial y del autor.*

primer grupo de investigadores. A pesar de las calidades desiguales y las indeterminaciones inherentes a este tipo de cálculo, el mapa de la Fig. 8 ha revelado una imagen de las sábanas de hielo que era totalmente desconocida hasta hace unos pocos años. Estos estudios demostraron por primera vez que el flujo de hielo dentro del MHA está dominado por la íntima interrelación entre zonas de flujo en corriente

y zonas de flujo en manto, formando un notable patrón dendrítico. Es llamativo también que las trazas de las corrientes de hielo pueden seguirse hasta bien profundo en el manto de hielo, con transiciones laterales que son abruptas cerca de las márgenes pero que se tornan más suaves hacia el corazón del manto, donde el límite entre los dos tipos de flujo se vuelve imperceptible.

■ TEMPERATURAS BASALES Y LAGOS SUBGLACIALES

El hielo del MHA se encuentra casi en su totalidad por debajo del punto de fusión por presión y extensas áreas se hallan congeladas al sustrato. Sin embargo, existen marcadas excepciones donde el hielo basal alcanza la temperatura de fusión por presión. Esto ocurre debido a que el hielo es un pobre conductor térmico y el flujo geotérmico del sustrato no puede evacuarse efectivamente, por lo que el calor se acumula en la base. Además, los primeros metros de hielo basal absorben la mayor parte de la deformación correspondiente al flujo plástico, disipando calor y causando un calentamiento por deformación (*shear heating*). En estas condiciones, el hielo basal puede alcanzar el punto de fusión por presión y, dependiendo de las condiciones dinámicas y la topografía subglacial local, puede ocurrir que el agua de fusión basal producida de esta forma se acumule en reservorios denominados lagos subglaciales (*subglacial lakes*). Los lagos subglaciales fueron descubiertos durante las primeras misiones de sondeo radioecoico

en el MHA debido a la firma característica de los cuerpos de agua líquida en los registros radar (Robin et al. 1970). Actualmente hay unos 77 lagos subglaciales identificados, de los que el mayor y más conocido es el Lago Subglacial (LS) Vostok, en las cercanías de la estación científica rusa homónima (Siegert 2000). Este tiene unos 230 km de longitud, 50 km de ancho y una superficie de 14300 km². El hielo del MHA sobre el LS Vostok tiene 3500 m de espesor y la profundidad máxima del lago se estima en 500 m, con un volumen aproximado de agua de 1800 km³. Los lagos subglaciales de gran tamaño como el LS Vostok y el LS Astrolabe son fácilmente reconocibles en imágenes satelitales a causa de sus extensiones subhorizontales (Figs. 1 y 3a). Esto ocurre porque el manto de hielo se encuentra a flote sobre ellos y el flujo local ocurre por extensión, al igual que una barra de hielo. Esta manifestación superficial no ocurre el caso de los lagos subglaciales más pequeños.

ESTABILIDAD

■ EL PARADIGMA DE LA INESTABILIDAD

Hollin (1962) fue el primero en llamar la atención acerca de la importancia de las líneas de apoyo de las barreras de hielo para la dinámica de los mantos de hielo. Hollin (1962) demostró que, como las barreras de hielo están a flote, mínimas variaciones en el nivel del mar podrían correr la línea de apoyo y suscitar reacomodamientos en el manto de hielo. Basado en las ideas de Hollin (1962) y en información acerca de estadíos pasados del nivel del mar, Mercer (1968) propuso que el

MHA Occidental se había desintegrado completamente durante el último período interglacial, hace aproximadamente 125000 años, para volver a formarse durante el ciclo glacial siguiente. Según Mercer, la desintegración del MHA Occidental habría provocado un ascenso de 4-6 m en el nivel del mar global. La posibilidad de que tal evento pudiese volver a ocurrir en el futuro despertó el interés de la comunidad científica, principalmente de Hughes (1973) y Weertman (1974), quienes toma-

ron la hipótesis de Mercer, la refinaron y le dieron solidez matemática, siendo expandida más tarde por Thomas (1977; 1979) y Hughes (1981). La base fundamental de ésta hipótesis es que, en un manto de hielo marino como el MHA Occidental, donde la pendiente de la topografía subglacial inclina hacia el centro, el retroceso de la línea de apoyo expondría el núcleo a fuerzas de flotación cada vez mayores que lo harían inestable (ver Fig. 5). Por el contrario, en un manto de hielo terrestre como el MHA Oriental, la eliminación total de las barreras de hielo tendría un efecto mucho menor y en ningún caso pondría en riesgo a su núcleo. En un manto de hielo marino las barreras de hielo adquieren una importancia capital como factores estabilizantes a través de la denominada retropresión de barrera de hielo (*ice shelf backpressure, ice shelf backstress*). Esta fuerza es la resistencia generada por el rozamiento de la barrera de hielo con los lados o con puntos de apoyo en la base y que está dirigida glaciár arriba (Paterson 1994). Los primeros modelos teóricos argumentaban que la retropresión ejercida por las barreras de hielo Ross y Filchner/Ronne era una fuerza fundamental, cuya desaparición promovería la aceleración de las corrientes de hielo tributarias y el consecuente desagote irreversible de los niveles de hielo en el interior del MHA Occidental. En relación a esto, Mercer (1978) propuso la existencia de un límite climático para las barreras de hielo, advirtiendo que el calentamiento atmosférico causado por el incremento antropogénico de los gases de invernadero pondría en riesgo las barreras de hielo Antárticas y, eventualmente, causaría su desintegración. Al igual que a fines del penúltimo ciclo glacial, este evento dispararía el colapso del MHA Occidental y el consecuente aumento del nivel del mar. Mercer hizo notar, además, que las barreras de hielo de la Península Antártica eran las que estaban más próximas a ese límite y advirtió textualmente que “la desintegración de las barreras de hielo de la Península Antártica será un claro signo de que un calentamiento

atmosférico muy serio está ocurriendo” (Mercer 1978). Cabe destacar que la remoción de las barreras de hielo no contribuye en sí al ascenso del nivel del mar porque éstas se encuentran flotando en equilibrio hidrostático y ya han desplazado su volumen equivalente en agua. Lo que realmente contribuye al incremento del nivel del mar es el flujo realizado del hielo fondeado que no está balanceado por una acumulación de nieve equivalente sobre el manto de hielo.

Durante los años 1980 y 90, los estudios teóricos acerca de la estabilidad de los mantos de hielo continuaron con la ayuda de modelos computarizados, que permitían analizar situaciones cada vez más complejas. Entonces se evidenciaba cada vez más una dificultad planteada ya por Weertman (1974): la de la complejidad mecánica inherente a las líneas de apoyo. El problema resulta fácil de comprender si se piensa en los mantos de hielo como un todo integrado por un complejo de flujo de manto – flujo de corriente – flujo de barrera de hielo. La mecánica del flujo de hielo en los extremos de este sistema se comprendía bien desde los años 50. Sin embargo, la porción central del sistema, las corrientes de hielo y las líneas de apoyo, presentaban y presentan aún dificultades. El problema mecánico fundamental es que en la porción fondeada de los mantos de hielo la deformación es controlada por gradientes de esfuerzos verticales mientras que, en las zonas flotantes, es controlada por gradientes horizontales (Hughes, 2003). Entre estos dos extremos simples existe una amplia zona transicional, ocupada por las corrientes de hielo, donde los gradientes de esfuerzo cambian gradualmente de verticales, en las cabeceras de los tributarios de las corrientes de hielo, a horizontales en las porciones centrales y desembocaduras de las mismas. El problema se complica aún más si se piensa que la frontera entre el hielo flotante y el fondeado migra diariamente a causa de la influencia mareal, produciendo el acople y desacople de amplios sectores de las corrientes de hielo (Bindschadler et al., 2003). Los modelos matemáticos se topan con dificultades

serias para simular esta transición y, por lo general, los resultados argumentan en contra de la hipótesis de la inestabilidad (Herterich 1987; Hindmarsh y LeMeur 2001). Debido a esto, la hipótesis fue gradualmente perdiendo

credibilidad hasta muy recientemente cuando, tal como lo pronosticó Mercer (1978), las barreras de hielo de la Península Antártica comenzaron desintegrarse y sus glaciares tributarios comenzaron a acelerarse.

LA DESINTEGRACIÓN DE LAS BARRERAS DE HIELO Y LOS SURGES DE LOS GLACIARES TRIBUTARIOS

En el último medio siglo la Península Antártica ha sufrido un calentamiento atmosférico regional de entre 2 a 4 °C (Skvarca et al. 1998; Vaughan et al. 2003) y, a causa de ello, han ocurrido cambios drásticos en la criósfera peninsular (Skvarca y De Angelis 2003; Rau 2004). Entre ellos se destacan el ascenso y migración al sur de la línea de nieve seca (Rau y Braun 2002), el marcado retroceso de la gran mayoría de los glaciares (Rau et al. *en prensa*) y la catastrófica desintegración de más de 13000 km² de barreras de hielo (Skvarca et al. 1999; Scambos et al. 2000). Estos eventos ofrecen, por primera vez, la posibilidad de comprobar la hipótesis de la inestabilidad a través de la observación de la reacción de sus glaciares tributarios. Cabe mencionar que los glaciares de la Península Antártica no son corrientes de hielo puras como las del MHA Occidental, sino que son glaciares de descarga rápidos y por ello toda analogía que se establezca debe considerar las diferencias en el balance mecánico de ambos tipos de glaciares. Vaughan (1992) estudió algunos de los glaciares tributarios a la BH Wordie (Fig. 3d), que colapsó entre 1974-1992, aunque no encontró evidencias de perturbación mecánica. Por el contrario, Rott et al. (2002) encontraron que, luego de la desintegración de la BH Larsen A (Fig. 3d) en 1995 (Rott et al. 1996), los frentes de desprendimiento de algunos de los antiguos glaciares tributarios estaban retrocediendo por detrás de la antigua línea de apoyo. En especial, se encontró que el Glaciar Drygalski (Fig. 3d) había triplicado su velocidad en-

tre 1995 y 1999. Más tarde, en Octubre de 2001, y en conexión con los estudios de la desintegración de la BH Larsen conducidos por el Instituto Antártico Argentino, curiosas terrazas de hielo fueron descubiertas en los laterales de los valles del Glaciar Drygalski, un rasgo que sugería el descenso drástico de la superficie del glaciar. Relevamientos aerotransportados, en Marzo de 2002, permitieron confirmar la presencia de terrazas similares, situadas a unos 20-40 m por encima de la superficie de los glaciares Sjögren y Boydell (Figs. 3d y 9). Estas observaciones aportaron pruebas contundentes de que estos glaciares habían sufrido importantes perturbaciones mecánicas como consecuencia de la desaparición de la retropresión de barrera (De Angelis y Skvarca 2003). El análisis de imágenes satelitales hecho posteriormente confirmó las observaciones de terreno y demostró que los antiguos tributarios no sólo estaban sufriendo descenso de la superficie sino surges activos. Un surge (*surge*) es el avance repentino del frente de un glaciar debido a la transferencia, a veces catastrófica, de una determinada masa de hielo desde un reservorio de hielo superior hacia una zona estancada inferior (Paterson, 1994). En el caso de los antiguos tributarios a la BH Larsen, la transferencia de masa se produce como una reacción del glaciar al cambio en el campo de esfuerzos mientras trata de acomodar su perfil a la nueva situación. Los resultados de los trabajos de Rott et al. (2002) y De Angelis y Skvarca (2003) confirmaron sin ambigüedades la validez de la hipótesis



Figura 9. *Terraza de hielo lateral sobre la margen sur del Glaciar Sjögren, Península Antártica. La densa capa de escombros de hielo en la base del frente se encuentra flotando en el mar y son producto del desprendimiento de témpanos durante el surge del glaciar. Nótese la intensa fracturación de la superficie del glaciar a pesar de su escasa pendiente, lo que indica una alta velocidad. Fotografía tomada por el autor el 15 de Marzo de 2002 desde un avión Twin Otter de la Fuerza Aérea Argentina. Vista hacia el Oeste.*

de la inestabilidad y llamaron la atención hacia posibles nuevos surges, como consecuencia de la desintegración de la BH Larsen B ocurrida en Febrero-Marzo de 2002 (Skvarca y De Angelis 2003). Al igual que en el caso anterior, los antiguos tributarios rápidos de la

BH Larsen B, el glaciar Crane y los glaciares Hektoría-Green-Evans (Fig. 3d), están actualmente sufriendo surges y perdiendo masa rápidamente, con la consecuente contribución al aumento del nivel del mar (Scambos, et al. 2004; Rignot et al. 2004).

■ ¿CUÁL ES EL FUTURO DEL MANTO DE HIELO ANTÁRTICO?

El surge de los antiguos tributarios a la BH Larsen llama a considerar lo que ocurriría, a una escala muchísimo mayor, si ocurriese la desintegración de las barreras de hielo Ross o

Filchner/Ronne. A la luz de la confirmación de la hipótesis de la inestabilidad, resulta claro que tal evento dispararía el surge de las corrientes de hielo tributarias, desagotando el hielo del

MHA Occidental e incrementando el nivel del mar global. Los efectos inmediatos de tal evento se sentirían naturalmente en las zonas costeras de nuestro planeta, especialmente deltas y llanuras bajas próximas a las costas pero, a largo plazo, otros efectos secundarios afectarían también del interior de los continentes. Además de la obvia inundación de las áreas terrestres debajo de la cota 5 m, son esperables cambios importantes en el régimen de erosión/depositación litoral y el régimen hídrico, incluyendo aguas superficiales y subterráneas, y cambios en el nivel de base de los sistemas fluviales. Estos cambios ambientales tendrían un impacto económico severo para gran parte de la población mundial, que vive y desarrolla sus actividades en zonas próximas a la costa, aunque hasta ahora resulta imposible predecir con exactitud si esto ocurrirá y cuando. Las previsiones existentes están aún sujetas a un margen de error muy grande y las grandes barreras de hielo Ross y Filchner/Ronne están aún muy lejos del límite climático de viabilidad. Sin embargo, este límite se encuentra migrando hacia el sur paulatinamente y, dada la actual tasa de incremento de gases de invernadero atmosférico, la necesidad de establecer proyecciones para un evento de desintegración mayor en el futuro cercano se hace evidente. A título de ejemplo puede comentarse el experimento hecho por Warner y Budd (1998). Estos autores utilizaron un modelo matemático muy elaborado que toma en cuenta la respuesta dinámica del MHA Occidental a un calentamiento global de 3 °C (producido por un incremento del 100% en el CO₂ atmosférico) y un incremento de 5 m a⁻¹ en la fusión basal de las barreras de hielo. El modelo considera también un 50% de incremento en la acumulación sobre el MHA, debido al incremento en la temperatura y la tasa de evaporación del Océano Glacial Antártico. Los resultados

indican que, en esas condiciones, el MHA Occidental desaparece casi completamente en el plazo de 2000 años, incrementando el nivel del mar en 3.4 metros y produciendo modificaciones en la circulación oceánica global. Esto es tan sólo un experimento numérico y no debe considerarse más que como un ejemplo. Por otro lado, Vaughan y Spouge (2002) usaron un modelo de análisis de riesgo y concluyeron que existe sólo un 5% de probabilidad de que el MHA Occidental colapse en los próximos 200 años, ocasionando un incremento de 1 m por siglo en el nivel del mar. Las diferencias entre estas predicciones reflejan naturalmente el pobre conocimiento que existe acerca del problema. Sin embargo, una lección fundamental surge de estos modelos y es que, a pesar de que el MHA Occidental tiene un tiempo de respuesta de varios siglos, se trata de un sistema muy sensible a las condiciones iniciales, que en este caso se resumen en la tasa de incremento en los gases de invernadero. Esto puede traducirse simplemente en que, más allá de la inexactitud de las predicciones, el futuro del MHA Occidental y el nivel del mar durante los siglos venideros dependen en gran medida de lo que ocurra con el incremento en los gases de invernadero durante el Siglo XXI. Por ello, resulta obvio que las decisiones que los países industrializados puedan tomar respecto de la reducción de las emisiones de gases de invernadero durante el presente siglo tendrán un impacto decisivo en el futuro de la humanidad. De esta forma, y a pesar de que el riesgo de un colapso mayor del MHA Occidental durante el Siglo XXI es muy bajo, el problema reviste una importancia extrema porque, tal como lo ha señalado Oppenheimer (1998), “el riesgo potencial del MHA Occidental es demasiado grande e irreversible como para ser relegado a una lista de imponderables a ser tratada más tarde”.

AGRADECIMIENTOS

Hubiera sido imposible escribir este texto sin el estímulo que he recibido de parte de numerosos colegas. En este sentido quiero agradecer especialmente a Pedro Skvarca, Evgeniy Ermolin, Adrián Silva Busso, Frank Rau, Marta Ghidella, Andrés Zakrajsek, Juan Manuel Lirio, Hernán Sala y Johan Kleman. Quiero agradecer también a las instituciones que me han apoyado: Universidad de Buenos Aires, Instituto Antártico

Argentino, Universidad de Friburgo (Alemania), Universidad de Estocolmo (Suecia) y Fundación Volkswagen (Alemania). Excepto aclaración, los mapas de este capítulo fueron dibujados usando programas Generic Mapping Tools (GMT) de Wessel y Smith (1998). Las dedicadas revisiones y los oportunos comentarios de Frank Rau y Jorge Rabassa han contribuido en gran medida a mejorar este capítulo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AHLMANN, H.W. 1935. Contribution to the physics of glaciers. *Geographical Journal* 86, 97-113.
- ANANDAKRISHNAN, S., D.D. BLANKENSHIP, R.B. ALLEY Y P.L. STOFFA. 1998. Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations. *Nature* 394, (6688), 62-65.
- BAMBER, J.L., D.G. VAUGHAN y I. JOUGHIN. 2000. Widespread complex flow in the interior of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 287 (5466), 1248-1250.
- BELL, D.D. BLANKENSHIP, C.A. FINN, D.L. MORSE, T.A. SCAMBOS, J.M. BROZENA y S.M. HODGE. 1998. Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations. *Nature* 394 (6688), 58-62.
- BENNETT, M.R. 2003. Ice streams as the arteries of an ice-sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews* 61, 309-339.
- BENTLEY, C.R., 1987. Antarctic ice streams: a review. *Journal of Geophysical Research* 92, B9, 8843-8858.
- BINDSCHADLER, R. T.A. SCAMBOS, H. ROTT, P. SKVARCA y P. VORNBERGER. 2002. Ice dolines on Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology* 34, 283-290.
- BINDSCHADLER, R., J. BAMBER y S. ANANDAKRISHNAN. 2001. Onset of streaming flow in the Siple Coast region, West Antarctica. En: R.B. Alley y R.A. Bindschadler (Eds.): "The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment", American Geophysical Union, *Antarctic Research Series* 77, 123-136.
- BINDSCHADLER, R., M. KING, R.B. ALLEY, S. ANANDAKRISHNAN y L. PADMAN. 2003. Tidally controlled stick-slip discharge of a West Antarctic Ice Stream. *Science* 301 (5636), 1087-1089.
- BOULTON, G.S. y A.S. JONES. 1979. Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *Journal of Glaciology* 24, 29-42.
- CASASSA, G., K.C. JEZEK, J. TURNER y I.M. WHILLANS. 1991. Relict flow stripes on the Ross Ice Shelf. *Annals of Glaciology* 15, 132-138.
- CONWAY, H., G. CATANIA, C.F. RAYMOND, A.M. GADES, T.A. SCAMBOS y H. ENGELHARDT. 2002. Switch of flow direction in an Antarctic ice stream. *Nature* 419 (6906), 465-467.
- CONWAY, H., B.L. HALL, G.H. DENTON, A.M. GADES y E.D. WADDINGTON. 1999. Past and future grounding-line retreat of the West Antarctic Ice Sheet. *Science* 286 (5438), 280-283.
- DE ANGELIS, H. y P. SKVARCA. 2003. Glacier surge after ice shelf collapse. *Science* 299 (5612), 1560-1562.
- ENGELHARDT, H., N. HUMPHREY, B. KAMB y M. FAHNESTOCK. 1990. Physical conditions at the base of a fast moving Antarctic ice-stream. *Science*, 248, 57-59.
- EPICA COMMUNITY MEMBERS. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628.

- GIOVINETTO, M.B. y H.J. ZWALLY. 2000. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic Ice Sheet. *Annals of Glaciology* 31, 171-178.
- GLEN, J.W. 1955. The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Society, Series A*, Vol. 228, No. 1175, 519-538.
- GRAY, L., N. SHORT, R. BINDSCHADLER, I. JOUGHIN, L. PADMAN, P. VORNBERGER y A. KHANANIAN. 2002. RADARSAT interferometry for Antarctic grounding-zone mapping. *Annals of Glaciology*, 34, 269-276.
- HERTERICH, K. 1987. On the flow within the transition zone between ice sheet and ice shelf. En: van der Veen, C.J. and J. Oerlemans (Eds.): *Dynamics of the West Antarctic ice sheet*. Dordrecht, etc. Kluwer Acad. Publ., 185 pp.
- HINDMARSH C.A. y E. LE MEUR. 2001. Dynamical processes involved in the retreat of marine ice sheets. *Journal of Glaciology* 47 (157), 271-282.
- HOLLIN, J.T. 1962. On the glacial history of Antarctica. *Journal of Glaciology* 4 (32), 173-195.
- HUGHES, T.J. 1973. Is the West Antarctic Ice Sheet disintegrating? *Journal of Geophysical Research* 78 (33), 7884-7910.
- HUGHES, T.J. 1981. The weak underbelly of the West Antarctic Ice Sheet. *Journal of Glaciology* 27 (97), 518-525.
- HUGHES, T.J. 1982. On the disintegration of ice shelves: the role of thinning. *Annals of Glaciology* 3, 146-151.
- HUGHES, T.J. 2003. Geometrical force balance in glaciology. *Journal of Geophysical Research* 108 (B11), 2526, doi: 10.1029/2003JB002557.
- ISMASST COMMITTEE. 2004. Recommendations for the collection and synthesis of Antarctic Ice Sheet mass balance data. *Global and Planetary Change* 42, 1-15.
- JEZEK, K. AND RAMP PRODUCT TEAM. 2002. *RAMP AMM-1 SAR Image Mosaic of Antarctica*. Fairbanks, AK: Alaska Satellite Facility, in association with the National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. Digital media.
- JOUGHIN, I., R. KWOK y M. FAHNESTOCK. 1996. Estimation of ice-sheet motion using satellite radar interferometry: Method and error analysis with application to Humboldt Glacier, Greenland. *Journal of Glaciology* 42 (142), 564-575.
- KAMB, B. 1970. Sliding motion of glaciers: theory and observation. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 8, 673-728.
- KAMB, B. 2001. Basal zone of the West Antarctic ice streams and its role in the lubrication of their rapid motion. En: R.B. Alley y R.A. Bindschadler (Eds.): *"The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment"*, American Geophysical Union, *Antarctic Research Series* 77, 157-199.
- KING, J.C. y J. TURNER. 1997. *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge University Press, 409 pp.
- KOTLYAKOV, V.M. y N.A. SMOLYAROVA. 1990. *Elsevier's Dictionary of Glaciology*. Elsevier, 362 pp.
- LYTHE, M.B., D.G. VAUGHAN y el CONSORCIO BEDMAP. 2001. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research* 106, B6, 11335-11351.
- LIU, H., K. JEZEK y B. LI. 1999. Development of Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: A geographic information system based approach. *Journal of Geophysical Research* 104, 23199-23213.
- LIU, H., K. JEZEK, B. LI, y Z. ZHAO. 2001. *Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- MERCER, J. 1968. Antarctic ice and Sangamon sea level. *International Association of Scientific Hydrology Publication* 79, 217-225.
- MERCER, J. 1978. West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature* 271 (5643), 321-325.
- MORRIS, E.M. y D.G. VAUGHAN. 2003. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves. En: Domack, E., A. Leventer, E. Burnett, R. Bindschadler, P. Convey y M. Kirby (Eds.): *"Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives"*. American Geophysical Union, *Antarctic Research Series* 79.
- NYE, J.F. 1952. The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology* 2 (12), 82-93.
- OPPENHEIMER, M. 1998. Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet. *Nature* 393 (6683), 328-332.
- PATERSON, W.S.B. 1994. *The Physics of glaciers*. Pergamon, N.Y., 480 pp.
- RAU, F. 2004. *Schneeigenschaften und Gletscherzonen der Antarktischen Halbinsel im Radarbild. Thermische Phänomene der Schnee- und Firndecken im Hinterland der großen Schelfeisabbrüche*. Tesis doctoral, Universidad de Friburgo (<http://freidok.uni-freiburg.de/volltexte/1370/>).
- RAU, F. y M. BRAUN. 2002. The regional distribution of the dry snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70° South. *Annals of Glaciology* 34, 95-100.
- RAU, F., F. MAUZ, H. DE ANGELIS, R. JAÑA, J. ARIGONY NETO, P. SKVARCA, S. VOGT, H. SAURER y H. GOSSMANN. *En prensa*. Variations

- of glacier frontal positions on the northern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 39.
- RÉMY, F., B. LEGRÈS y L. TESTUT. 2001. Ice sheet and satellite altimetry. *Surveys in Geophysics* 22, 1-29.
- RETZLAFF, R. y C.R. BENTLEY. 1993. Timing and stagnation of Ice Stream C, West Antarctica, from short-pulse radar studies of buried surface crevasse. *Journal of Glaciology* 39 (133), 553-561.
- RICHARDSON-NÄSLUND, C. 2004. Spatial characteristics of snow accumulation in Dronning Maud Land, Antarctica. *Global and Planetary Change* 42, 31-43.
- RIGNOT, E., G. CASASSA, P. GOGIENI, W. KRABILL, A. RIVERA y R. THOMAS. 2004. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophysical Research Letters* 31, L18401, doi:10.1029/2004GL020697.
- RIGNOT, E., R. THOMAS, G. CASASSA, E. FREDERICK, S. GOGINENI, P. KANAGARATNAM, W. KRABILL, A. RIVERA, R. RUSSELL, J. SONNTAG, R. SWIFT, C. TEITEL y J. YUNGEL. *En prensa*. Improved estimation of the mass balance of glaciers draining into the Amundsen Sea sector of West Antarctica from the CECS/NASA 2002 campaign. *Annals of Glaciology* 39.
- RIGNOT, E. y R.H. THOMAS. 2002. Mass balance of polar ice sheets. *Science* 297 (5586), 1502-1506.
- ROBIN, G. de Q., C.W.M. SWITHINBANK y B.M.E. SMITH. 1970. Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet. *International Association of Scientific Hydrology Publication* 86, 97-115.
- ROTT, H., W. RACK, P. SKVARCA y H. DE ANGELIS. 2002. Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica: further retreat after the collapse. *Annals of Glaciology* 34, 277-282.
- ROTT, H. P. SKVARCA y T. NAGLER. 1996. Rapid collapse of northern Larsen Ice Shelf. *Science* 271 (5250) 788-792.
- SCAMBOS, T.A., M.J. DUKIEWICZ, J.C. WILSON y R.A. BINDSCHADLER. 1992. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment* 42 (3), 177-186.
- SCAMBOS, T.A., C. HULBE, M. FAHNESTOCK y J. BOHLANDER. 2000. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology* 46 (154), 516-530.
- SCAMBOS, T.A., J.A. BOHLANDER, C.A. SHUMAN y P. SKVARCA. 2004. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophysical Research Letters* 31, L18402, doi:10.1029/2004GL020670.
- SCHWERDTFEGGER, W. 1984. *Weather and climate of the Antarctic*. Elsevier, Amsterdam, 257 pp.
- SHEPHERD, A., D. WINGHAM, T. PAYNE y P. SKVARCA. 2003. Larsen Ice Shelf has progressively thinned. *Science* 302 (5646), 856-859.
- SIEGERT, M.J. 2000. Antarctic subglacial lakes. *Earth Science Reviews* 50, 29-50.
- SIEGERT, M.J., B. WELCH, D. MORSE, A. VIELI, D.D. BLANKENSHIP, I. JOUGHIN, E.C. KING, G. VIELI, A.J. PAYNE y R. JACOBEL. 2004. Ice flow direction change in interior West Antarctica. *Science* 305 (5692), 1948-1951.
- SIMMONDS, I. y K. KEAY. 2000. Mean southern hemisphere extratropical cyclone behaviour in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. *Journal of Climate* 13 (5), 873-885.
- SIMÕES, J.C. 2004. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira* 4, 119-154.
- SKVARCA, P. y H. DE ANGELIS. 2003. Impact assessment of climatic warming on glaciers and ice shelves on northeastern Antarctic Peninsula. In: Domack, E., A. Burnet, A. Leventer, P. Conley, M. Kirby and R. Bindshadler (Eds.) "*Antarctic Peninsula Climate Variability: A Historical and Palaeoenvironmental Perspective*", American Geophysical Union, *Antarctic Research Series* 79, 69-78.
- SKVARCA, P., W. RACK, H. ROTT y T. IBARZÁBAL Y DONÁNGELO. 1998. Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 27, 628-632.
- SKVARCA, P., W. RACK, H. ROTT y T. IBARZÁBAL y DONÁNGELO. 1999. Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula: an overview. *Polar Research* 18 (2), 151-157.
- SOMMERFELD, R. y E. LACHAPPELLE. 1970. The classification of snow metamorphism. *Journal of Glaciology* 9 (55), 3-17.
- SWITHINBANK, C.W.M., 1954. Ice streams. *Polar Record* 7, 185-186.
- THOMAS, R.H. 1977. Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence valley system. *Géographie Physique et Quaternaire* 31, 347-356.
- THOMAS, R.H. 1979. The dynamics of marine ice sheets. *Journal of Glaciology* 24 (90), 167-177.
- TRUFFER, M. y K.A. ECHELMAYER. 2003. Of Isbrae and ice streams. *Annals of Glaciology* 36, 66-72.
- TULACZYK, S., R.P. SCHERER y C.D. CLARK. 2001. A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams: a qualitative review. *Quaternary International* 86, 59-70.

- TURNER, J. y S. PENDLEBURY. 2002. The international Antarctic weather forecasting handbook. British Antarctic Survey, Cambridge. (<http://www.bom.gov.au/weather/ant/handbook/handbook.shtml>).
- VAN DER MEER, J.J.M., J. MENZIES y J. ROSE. 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews* 22, 1659-1685.
- VAN DER VEEN, C.J. 1999. *Fundamentals of glacier dynamics*. Balkema, Rotterdam, 462 pp.
- VAUGHAN, D.G. 1992. The ice shelves of the Antarctic Peninsula: changing climate and sea level. Antarctic Peninsula. En: Morris, E.M. (Ed.) *The Contribution of Antarctic Peninsula Ice to Sea Level Rise*. British Antarctic Survey Ice&Climate Report No. 1, 35-44.
- VAUGHAN, D.G., J.L. BAMBER, M. GIOVINETTO, J. RUSSELL y A.P.R. COOPER. 1999. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *Journal of Climate* 12 (4), 933-946.
- VAUGHAN, D.G., G.J. MARMHALL, W.M. CONNOLLEY, C. PARKINSON, R. MULVANEY, D.A. HODGSON, J.C. KING, C.J. PUDSEY y J. TURNER. 2003. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change* 60, 243-274.
- VAUGHAN, D.G. y J.R. SPOUGE. 2002. Risk estimation of collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Climatic Change* 52 (1-2), 65-91.
- WARNER, R.C. y W.F. BUDD. 1998. Modelling the long-term response of the Antarctic ice sheet to global warming. *Annals of Glaciology* 27, 161-168.
- WEERTMAN, J. 1957a. On the sliding of glaciers. *Journal of Glaciology* 3 (21), 33-38.
- WEERTMAN, J. 1957b. Deformation of floating ice shelves. *Journal of Glaciology* 3 (21), 38-42.
- WEERTMAN, J. 1974. Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf. *Journal of Glaciology* 13 (67), 3-11.
- WESSEL, P. y W.H.F. SMITH. 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 79 (47), 579.
- WINTHER, J.G., M.N. JESPERSEN y G.E. LISTON. 2001. Blue-ice areas in Antarctica derived from NOAA AVHRR satellite data. *Journal of Glaciology* 47 (157), 325-334.

LIMNOLOGIA EN EL ÁREA NORTE DE LA PENINSULA ANTÁRTICA

Haydée Pizarro e Irina Izaguirre¹

¹Departamento de Ecología, Genética y Evolución, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

RESUMEN

Las investigaciones limnológicas en Península Antártica y en la isla 25 de Mayo (King George Island) realizadas por investigadores argentinos comenzaron en la década del 60 con los primeros estudios realizados en lagos y lagunas de Bahía Esperanza, Península Potter e Isla Decepción. Desde ese momento hasta la actualidad, se han abordado diferentes aspectos de la estructura de las principales comunidades algales de estos cuerpos de agua y de la limnología general de estos sistemas. Se realizaron estudios del fitoplancton, zooplancton y bacterioplancton además de la comunidad epilítica, analizándose aspectos de estructura y dinámica estival y estimaciones funcionales. Se realizaron tipologías de los cuerpos de agua lénticos en Bahía Esperanza y Península Potter, en las que se puso en evidencia el papel fundamental que tiene la influencia de la fauna (aves y mamíferos) sobre las características físicas y químicas del agua y en la estructura e interacciones de las comunidades biológicas que los habitan. Los arroyos fueron estudiados en su morfometría y características hidrológicas, así como la estructura y funcionalidad del epilíton. En Punta Cierva también se estudiaron los principales cuerpos de agua del lugar, además de analizarse las comunidades algales de la nieve y del suelo.

Palabras clave: Limnología, Antártida, lagos, arroyos.

ABSTRACT

The limnological investigations in Antarctic Peninsula, King George Island and Deception Island, carried out by Argentinean researchers, began in the 60 decade, with the first studies carried out in lakes and ponds at Hope Bay and Potter Peninsula. From that moment to the present, different aspects of the structure of the main algal communities and general limnological aspects of these water bodies have been analysed. Studies on phytoplankton, bacterioplankton and zooplankton, besides the epilithic community, were carried out, and the main structural and functional aspects of these communities were considered. Typologies of the main water bodies at Hope Bay and Potter Peninsula were based on their limnological properties and the algal communities. These studies revealed the influence of the sea animals (birds and mammals) on the physical and chemical characteristics of the water bodies, and on the structure and interactions of the biological communities that inhabit them. The streams were also studied in their morphometry and hydrological characteristics, as well as the structure and functionality of the epilithon. The main water bodies of Cierva Point were also studied, besides the algal communities of snow and soils.

Key Words: Limnology, Antarctica, lakes, creek

INTRODUCCIÓN

La limnología (del griego *limnos*: lago y *logos*: discurso, tratado) comprende el estudio de los lagos y, por extensión, de los cuerpos de agua interiores (no oceánicos) en general. Se trata de un caso especial de la ecología que, en vista de las características que reviste, cuenta con métodos de trabajo propio y original. En efecto, muchos de aquellos factores ecológicos que son de suma importancia en los ambientes terrestres no desempeñan rol alguno en los estudios limnológicos (ej. humedad ambiente) y viceversa (ej. sólidos en suspensión, turbidez, etc.). En Antártida, la limnología se

dedica al estudio de los cuerpos de agua dulce que se encuentran ampliamente distribuidos en las regiones costeras de las franjas marítima y continental, su caracterización y su papel en la ecología general del continente. En la Península Antártica, los cuerpos de agua dulce se ponen en evidencia en la época estival, cuando los procesos de descongelamiento se hacen máximos. Encontramos cuerpos de agua lénticos y lóticos en los que la biota se desarrolla de forma dramática en el verano austral, cuando la radiación solar se hace máxima y el hielo se transforma en agua líquida.

LIMNOLOGÍA REALIZADA POR INVESTIGADORES ARGENTINOS

Los primeros antecedentes de investigaciones limnológicas desarrolladas en las zonas de las bases argentinas se remontan al trabajo de Corte (1962), quien llevó a cabo un estudio preliminar de los lagos más importantes de Bahía Esperanza, analizando algunas propiedades físico-químicas y sus principales comunidades acuáticas. Posteriormente, las investigaciones limnológicas argentinas se interrumpieron durante un tiempo prolongado, para recomenzar recién 20 años más tarde. Estos estudios permitieron conocer la batimetría y principales características morfométricas de lagos de distintas regiones de la Antártida Marítima, en sitios cercanos a bases argentinas. Parte de los resultados fueron publicados en los trabajos de Drago (1983 a y b), donde se describen cuerpos de agua de la Isla Decepción e Isla 25 de Mayo (en las inmediaciones la Base Argentina Jubany). En particular, para los lagos de la Isla Decepción también se registra un estudio realizado por

investigadores argentinos sobre la composición química de las aguas (Kieffer y Copes 1983).

Por otro lado, las investigaciones de Paggi (1983, 1987a, 1987b) permitieron conocer el zooplancton de algunos lagos de las Islas 25 de mayo y Decepción (Shetland del Sur), revelando que el copépodo calanoideo *Boeckella poppei* es una especie ampliamente distribuida en estos ambientes. Más tarde, Paggi (1996) analizó el comportamiento alimenticio del crustáceo *Brachinecta gaini* en algunas lagunas de las Shetland del Sur. Más recientemente, los estudios experimentales de Rocco et al. (2002), realizados en lagos de Bahía Esperanza, aportaron valiosa información sobre los efectos de la luz UV sobre el principal componente zooplanctónico de los lagos de esta zona, *B. poppei*.

Por su parte, las comunidades algales (fitoplancton y algas epiliticas), han recibido gran atención desde el año 1991, ya que desde en-

tonces se han abordado numerosas investigaciones sobre estas comunidades en cuerpos de agua de Bahía Esperanza, Punta Cierva, Península Potter e Isla Decepción.

En particular, la zona de Bahía Esperanza ha sido una de las más estudiadas a lo largo de sucesivas campañas de verano. El trabajo de Izaguirre et al. (1993) reporta una primera caracterización del fitoplancton estival del lago Boeckella. Posteriormente, Izaguirre et al. (1996), realizaron un estudio de la distribución vertical de clorofila *a* fitoplanctónica en dos zonas del mismo lago, analizando la influencia de las pingüíneas aledañas sobre este cuerpo de agua. Una primera tipificación general de todos los lagos de Bahía Esperanza en base a sus comunidades fitoplanctónicas dio lugar al trabajo de Izaguirre et al. (1998). Por otro lado, el primer estudio espacial sobre las algas epilíticas del efluente del lago Boeckella fue realizado por Pizarro et al. (1996). Más tarde, Izaguirre y Pizarro (1998), analizaron el epilíton de un arroyo glaciar. En lo que respecta a los estudios taxonómicos, varios trabajos reportan las especies de algas registradas en los diferentes ambientes acuáticos continentales de Bahía Esperanza, incluyendo especies fitoplanctónicas, epilíticas, algas del suelo y de la nieve (Vinocur e Izaguirre, 1994; Vinocur y Pizarro, 1995; Tell et al., 1995; Pizarro y Vinocur, 1998). Más recientemente, en la zona se han realizado estudios más profundos sobre las comunidades planctónicas, incluyendo también al zooplancton y al bacterioplancton de los lagos (Allende e Izaguirre, 2003; Izaguirre et al., 2003), así como sobre el epilíton (Pizarro et al., 2002; Pizarro et al., en prensa), y estudios experimentales sobre interacciones entre el fitoplancton y el zooplancton (Almada et al. en prensa).

La zona de Punta Cierva también ha sido profusamente estudiada desde el punto de vista de sus comunidades algales. En un trabajo publicado por Mataloni y Tesolin (1997) se reportan las comunidades criobiontes de algunos ambientes. Por otro lado, en esta

zona existe un único lago, de características típicamente eutróficas, el lago "Otero". Este cuerpo de agua ha sido objeto de numerosos estudios taxonómicos y ecológicos. La primera caracterización físico-química y de las comunidades algales de este lago fue publicada por Mataloni et al. (1998). Posteriormente, los trabajos de Mataloni et al. (2000) e Izaguirre et al. (2001), incluyeron también a otros componentes de las comunidades acuáticas microbianas (ciliados y bacterioplancton). La flora algal de algunas islas cercanas a Base Primavera (Punta Cierva) también fueron analizadas y la composición de los ambientes relevados se detalla en Mataloni y Pose (2001). En lo que respecta a las algas epilíticas, en los trabajos de Izaguirre y Pizarro (2000) y Mataloni y de Tezanos Pinto (2003) se analiza la variación espacial de esta comunidad en dos arroyos de la zona.

Los lagos ubicados en las inmediaciones de la Base Jubany (Península Potter), también fueron estudiados durante varias campañas de verano. Un estudio regional involucró el análisis del fitoplancton de la mayoría de los lagos, lagunas y cuerpos lénticos temporarios de la zona, y los resultados obtenidos fueron publicados por Vinocur y Unrein (2000). Por su parte, la composición florística algal de la comunidad epilítica ("algal mats") de todos estos cuerpos de agua fue reportada en Vinocur y Pizarro (2000). Además, otros estudios involucraron el seguimiento del fitoplancton estival en lagos puntuales (Unrein y Vinocur, 1999; Unrein, 2000).

Por último, las investigaciones sobre las algas de cuerpos de agua continentales de la Isla Decepción son relativamente recientes, y los primeros resultados están en vías de publicación. Hasta el momento se cuenta con el trabajo de Llamas (2004) en el que se describe la variación estival de las comunidades algales en un lago somero de la isla ubicada en las cercanías de la base española, y se analizan conjuntamente las propiedades limnológicas más importantes y el bacterioplancton.

LOS LAGOS Y LAS LAGUNAS

Los glaciares y las precipitaciones, principalmente en forma de nieve, proveen el agua para la mayoría de los lagos antárticos. Aquellos cuerpos de agua que no se congelan hasta el fondo durante el invierno, sino que existe permanentemente una columna de agua líquida por debajo de la capa de hielo, reciben el nombre de lagos. En contraposición, se denominan lagunas antárticas a aquellos cuerpos de agua que se congelan completamente al comenzar la época invernal (Goldman, 1970; Kennedy, 1993).

Los lagos ubicados en las cercanías de bases argentinas son en su mayoría cuerpos de agua someros, cuyas profundidades máximas raramente superan los seis metros. Una excepción la constituyen algunos lagos de origen volcánico de la Isla Decepción, que presentan profun-

didades mayores. Por encontrarse en la zona de Antártida Marítima, muchos de los cuerpos de agua ubicados cerca de las bases argentinas reciben influencia marina, y su magnitud varía de acuerdo a la proximidad al mar. Esta influencia se debe a la acción directa del rocío marino, y a las actividades de la fauna (aves y mamíferos). La gran mayoría de estos lagos se descongela a principios del verano austral y permanecen libres de hielo hasta fines de marzo

En la zona de Bahía Esperanza existen varios lagos y lagunas, y numerosos cuerpos de agua temporarios. El lago más importante de esta región es el lago Boeckella (Fig. 1), que provee de agua a la base Esperanza, de la cual dista unos 500 m. Es un cuerpo de agua de origen glaciario que se encuentra en una depre-



Figura 1. Lago Boeckella. El arroyo “Skúa” se observa a la derecha y el “Prasiola” a la izquierda, Bahía Esperanza, Península Antártica.



Figura 2. Valle de los Cinco Lagos, Bahía Esperanza, Península Antártica.

sión fluvio-glacial rodeada por morenas, tiene una profundidad máxima de 5,8 m y exhibe características típicamente meso-eutróficas dado que se encuentra afectado por las pingüíneras aledañas. Su nombre hace referencia a la gran abundancia de una población del copépodo calanoideo *Boeckella poppei* que es usual observar en este lago.

Otros lagos importantes de la zona están ubicados en forma de rosario, en un valle glaciar que fue bautizado por expedicionarios ingleses como “Five Lake Valley” (Valle de los 5 lagos) (Fig. 2), y son cuerpos de agua someros, claramente oligotróficos.

En la primera plataforma del Monte Flora también existe un pequeño lago oligotrófico (lago Chico), cuya profundidad máxima alcanza los 5,5 m y que se encuentra generalmente congelado, aún en verano. En la zona de las pingüíneras se emplazan algunas lagunas, una de ellas de tamaño considerable, que son claramente hiper-eutróficas. También se observan en la zona dos o tres lagunas costeras tempo-

rarías que están muy expuestas al rocío marino. Las características de estos ambientes y de sus comunidades algales fueron descritas en varios trabajos, entre los que pueden mencionarse los de Izaguirre et al. (1998; 2003) y Pizarro et al. (en prensa).

En Punta Cierva, cerca de la base Primavera, hay numerosos cuerpos de agua pequeños, aunque se destaca un único lago permanente (lago “Otero”). Se trata de un lago pequeño, de una profundidad máxima de unos 3 m, de características eutróficas por recibir aportes de nutrientes de una pingüínera cercana y de varios nidos de skúas que se asientan a su alrededor. Los otros ambientes lénticos de esta región son pequeños cuerpos de agua que están descongelados gran parte del verano, algunos de ellos. En los trabajos de Mataloni et al. (1998, 2000) e Izaguirre et al. (2001) se describen las características del lago “Otero”, y se analiza la variación del fitoplancton estival en relación a los factores ambientales en este cuerpo de agua.

En las proximidades de la base Jubany (Península Potter) se registra una gran cantidad de lagos, lagunas y cuerpos de agua temporarios, los que presentan una variada gama de características limnológicas, y difieren en sus comunidades algales (Vinocur y Pizarro 2000; Vinocur y Unrein 2000). Aunque muchos de ellos muestran características ultra-oligotróficas, los que se hallan influenciados por la fauna marina son claramente eutróficos. Algunos lagos de Península Potter se destacan por sus elevados contenidos de materia orgánica particulada en suspensión de origen inorgánico, lo que les confiere una notoria turbidez. En éstos la limitación de luz es la responsable de las bajas concentraciones de fitoplancton registradas, a pesar de la disponibilidad de nutrientes. Otros cuerpos de agua son más transparentes, y algunos están colonizados por musgos en sus márgenes.

En la Isla Decepción también hay numerosos lagos y lagunas. La mayoría de estos am-

bientes son de origen volcánico. El lago Irizar, ubicado muy próximo a la Base Argentina Decepción, es un cuerpo de agua meromítico, que presenta una estratificación inversa, con aguas de mayor temperatura en las capas más profundas, lo que genera gradientes químicos verticales interesantes (Kieffer y Copes 1983). El lago “Cráter” es el más profundo de la isla, con una profundidad máxima cercana a los 36 m, y ocupa un gran cono de erosión volcánica (Drago 1983b). Existen otros lagos de diferentes profundidades en las cercanías del lago “Cráter” (Fig. 3), todos ellos volcánicos.

En la zona denominada Bahía Teléfono se sitúan los cuerpos de agua más jóvenes de la isla, que se originaron en la erupción volcánica de 1970, que constituyen excelentes ambientes para estudiar los procesos de colonización. Por otro lado, se destacan en Decepción las albuferas, que muestran distinto grado de conexión con el mar interior, Puerto Foster; entre ellas, puede mencionarse el lago Kro-



Fig. 3. Lago “Cráter”, Isla Decepción, Islas Shetland, Antártida

ner, que es un ambiente muy particular, con calentamiento geotérmico y que exhibe una gran biodiversidad de invertebrados bentónicos. Por último, también se registran en la isla varias lagunas eutróficas en las zonas de las pingüineras.

Las investigaciones realizadas en las zonas mencionadas permitieron clasificar a los lagos de acuerdo a sus características limnológicas sobresalientes y a su estado trófico. En varios estudios se puso de manifiesto que los cuerpos de agua se diferencian según su grado de trofismo básicamente determinado por el grado de influencia de la fauna marina (aves y mamíferos) a la que están expuestos. Los lagos que se encuentran lejos de las zonas de actividades de los animales suelen ser oligotróficos, es decir sus aguas son más transparentes, tienen una baja concentración de nutrientes (nitrógeno y fósforo) y la biomasa del fitoplancton es relativamente menor, aunque

las algas adheridas al fondo suelen ser muy abundantes. Por el contrario, aquellos cuerpos de agua que se encuentran próximos a zonas de nidificación o que son frecuentados por animales, tienden a eutrofizarse debido al ingreso de nutrientes, ya sea en forma directa o por escurrimiento superficial. Estos lagos son más turbios y tienen un mayor desarrollo de algas fitoplanctónicas, mientras que las algas bentónicas pueden estar limitadas por la disponibilidad de luz que les llega.

Las cadenas tróficas de los lagos antárticos son relativamente simples. Están compuestas por dos o tres niveles tróficos planctónicos y carecen de peces. El metazooplancton, representado generalmente por crustáceos y rotíferos, se halla en la cima de la cadena trófica (Hansson y Tranvik 1996). Por ese motivo, los componentes de la trama trófica microbiana son de gran importancia en el plancton lacustre de lagos antárticos (Butler 1999).

■ FITOPLANCTON

En términos generales, el fitoplancton de los lagos antárticos presenta diferentes mecanismos que le permiten sobrellevar las extremas condiciones imperantes en el continente antártico: cambios drásticos en el fotoperíodo e intensidad de luz, bajas temperaturas, períodos desfavorables y deficiencias de nutrientes. Estas características, conjuntamente con el aislamiento propio de este continente, son probablemente la principal causa de la menor diversidad de especies fitoplanctónicas que se registran en lagos antárticos, comparada con la de ambientes de latitudes menores. El aislamiento dificulta la llegada de propágulos algales, y aún cuando éstos lleguen, deben prosperar en los ecosistemas antárticos, situación que no siempre ocurre.

Las adaptaciones del fitoplancton de lagos antárticos son variadas y fueron descritas por diversos autores (Hawes 1985; Priddle et al.

1986; Laybourn-Parry et al. 2000; Mc Knight et al. 2000). Por un lado, muchas especies tienen la capacidad de sobrellevar los períodos desfavorables formando quistes o estructuras de resistencia que permanecen por debajo del hielo durante el período invernal. Algunas especies están adaptadas a bajas intensidades de luz, con saturación de la fotosíntesis a bajos valores de irradiación. En los lagos muy pobres en nutrientes las algas suelen presentar una gran relación superficie/volumen, a fin de optimizar su captación. Por otro lado, muchas especies, sobre todo de las clases Chrysophyceae y Cryptophyceae, tienen la facultad de ser mixotróficas, es decir, de cambiar su modo de nutrición de la autotrofia a la heterotrofia cuando la luz o los nutrientes se tornan limitantes. En particular, en algunos lagos de Bahía Esperanza, se registró una gran abundancia de Chrysophyceae mixotróficas (Izaguirre et al. 2003).

Los estudios fitoplanctónicos realizados en lagos de Bahía Esperanza cercanos a la base argentina revelaron que en los lagos oligotróficos esta comunidad suele estar dominada por pequeñas Chrysophyceae flageladas, menores a 20 μm , en su mayoría mixotróficas (Izaguirre et al. 1993; Izaguirre et al. 1998; Izaguirre et al. 2003). Por otro lado, estos trabajos, al igual que las investigaciones realizadas en Punta Cierva (Mataloni et al. 1998; Mataloni et al. 2000), evidenciaron que los lagos más eutróficos tienden a presentar una dominancia de Volvocales (varias especies del género *Chlamydomonas*). Por su parte, en Península Potter, los estudios de Vinocur (2001), revelaron que los

grupos algales dominantes en muchos cuerpos de agua son las Bacillariophyceae (diatomeas) y las Cyanophyceae, pertenecientes en su mayoría al bentos de donde pasan al plancton principalmente por acción mecánica.

En los últimos años, los estudios ecológicos sobre la comunidad fitoplanctónica incluyeron la fracción de tamaño menor a 2 μm más pequeña, que corresponde al picoplancton. Dentro de esta fracción se encuentran organismos piceucariotas y picoprocariotas. Los segundos, representados por especies del tipo de *Synechococcus* resultaron muy abundantes en algunos sistemas acuáticos (Izaguirre et al. 2001; Allende y Izaguirre 2003).

ZOOPLANCTON

Muchos autores concuerdan en que el zooplancton de los lagos antárticos podría ser considerado más bien como un nectobentos, dado que la mayoría de las especies en su ciclo de vida se relacionan en mayor o menor medida el hábitat bentónico (Heywood 1977). Por ejemplo, en el caso de los copépodos, los estadios larvales y juveniles son planctónicos, pero los estadios más avanzados de copepoditos y adultos, suelen refugiarse en el fondo de los lagos entre las piedras, y se alimentan de algas bentónicas (Paggi 1986; Almada et al. 2004).

Las investigaciones realizadas en lagos de Bahía Esperanza mostraron que el copépodo calanoideo *Boeckella poppei* es la especie dominante en la mayoría de los lagos oligotróficos y mesotróficos. En los ambientes más eutróficos de esta zona, los crustáceos están ausentes, y el zooplancton es mayoritariamente

protozooplanctónico (con dominancia de ciliados); en estas lagunas hipereutróficas, además, se registran elevadas densidades del rotífero nectobentónico, *Philodina gregaria*, que suele formar conspicuas poblaciones que se observan a simple vista como manchas rojizo-anaranjadas que tapizan el fondo (Izaguirre et al. 2003). En el único lago de Punta Cierva, los estudios de Mataloni et al. (2000) revelaron que el protozooplancton compuesto por varias especies de ciliados, es el componente mayoritario. En la Isla 25 de mayo, José de Paggi (1982) y Paggi (1986) observaron, además de las especies mencionadas *B. poppei* y *P. gregaria*, varias especies de rotíferos, con dominancia de la especie *Notholca walterkosteii*. Esta última especie también fue registrada en el lago Boeckella de Bahía Esperanza (Izaguirre et al. 2003), pero en bajas densidades.

BACTERIOPLANCTON

El análisis del bacterioplancton de los lagos en las investigaciones argentinas es relativa-

mente reciente, y se registran escasos trabajos que reporten su abundancia (Izaguirre et al.

2001; Allende 2004). Los estudios comparativos en los que se analizaron lagos de características tróficas contrastantes de Bahía Esperanza mostraron que los valores medios del bacterioplancton oscilan entre menos de 100.000 células ml^{-1} en el extremo más oligotrófico, hasta más de 200.000 células ml^{-1} en el más eutrófico (Izaguirre et al. 2003). Las densida-

des relativamente bajas halladas en una laguna de las pingüineras hipereutrófica comparadas con otros sistemas de similar trofismo de Antártida, podría atribuirse a una gran presión de pastoreo (Allende 2004). En este sentido, en la laguna eutrófica de Punta Cierva, los valores alcanzados fueron son notoriamente mayores (Izaguirre et al. 2001).

■ EPILITON

La comunidad que vive adherida a las rocas de los fondos de lagos y lagunas conforma el epilítion, llamado “microbial mats” en la bibliografía general. Macroscópicamente, son películas de diferentes colores que cubren las rocas y son las típicas que se forman sobre sustratos sumergidos en cuerpos de agua lénticos y lóticos. Están microscópicamente conformadas por una matriz gelatinosa de polisacáridos secretados por microorganismos del tipo algas, bacterias, hongos, junto a partículas detríticas, exudados, exoenzimas y productos metabólicos en una capa orgánica.

Los estudios en Antártida se focalizaron principalmente en la fracción autotrófica del epilítion, mediante el relevamiento florístico algal. Vinocur y Pizarro (1995) realizaron un exhaustivo estudio taxonómico del epilítion de los principales lagos de Bahía Esperanza, encontrando 97 entidades, entre especies, variedades y formas con 31 nuevos registros para el continente. En este trabajo, se describió una nueva especie para la ciencia: *Tribonema australis* sp. nov. También en Bahía Esperanza se realizó un es-

tudio de la estructura de la comunidad epilítica de los principales lagos, mediante el análisis de las fracciones de masa, masa total y las proporciones autotrófica y heterotrófica y cenizas (Pizarro et al. en prensa). El epilítion de los lagos estudiados se vio afectado por la concentración de nitratos y la conductividad, según el análisis de ordenamiento realizado respondiendo a una compleja interacción de factores de respuesta sitio-específica a características de microhábitats particulares.

La variedad macro y microscópica del epilítion en la isla 25 de Mayo se puso en evidencia en un estudio realizado en 26 lagos en Península Potter (Vinocur y Pizarro 2000). La diferencia en las características morfométricas y limnológicas de los cuerpos de agua estudiados se vio reflejada en las propiedades físicas y químicas de estos sistemas y en la estructura de la comunidad epilítica. La variabilidad en la composición taxonómica algal de estos sistemas fue explicada significativamente por la concentración de fósforo reactivo soluble, la concentración de clorofila *a* fitoplanctónica y la conductividad.

LOS ARROYOS

Los cuerpos de agua lóticos (comúnmente denominados “arroyos”) que se encuentran en la Península Antártica son de diferentes tipos según su origen. Los arroyos de origen glaciar

son alimentados por agua de deshielo procedente de los glaciares, en tanto que los efluentes de lagos o lagunas, son los que vierten agua desde esos sistemas hacia otro cuerpo de agua

o hacia el mar. Se pueden observar también zonas en donde el agua fluye proveniente de bancos de hielo o nieve. Estos últimos cuerpos de agua, no presentan un cauce propio en general, en tanto que los arroyos de origen glaciar y los efluentes de lagunas, suelen presentar una cuenca bien formada, producto de años de erosión y modelado del paisaje.

En Península Antártica, se realizaron diferentes estudios en arroyos de diversos orígenes y características generales. Se estudiaron sus aspectos morfométricos y físico-químicos y su rol funcional en el paisaje general de cada región. En todos los casos, el epilíton fue la comunidad biológica que recibió atención en su estudio debido a la magnitud de su desarrollo. En estos cuerpos de agua, la fracción autotrófica del epilíton representa el principal componente productor.

En Bahía Esperanza se realizó una caracterización de los principales arroyos, tipificándolos de acuerdo a su origen y características de la ficoflora epilítica presente en cada uno de ellos (Pizarro y Vinocur 1998). Los estu-

dios se focalizaron en arroyos con cauce formado de orígenes diferentes: el “Papúa” está alimentado por el descongelamiento de los bancos de hielo y nieve presentes en la base del Monte Flora y en el Valle de los Cinco Lagos. El arroyo “Flora” también es alimentado por agua de descongelamiento del Monte Flora y vierte la misma en la laguna Boeckella. Los arroyos “Trinidad” y “Skúa” (Fig. 1) son de origen glaciar y alimentados por el Glaciar Buenos Aires y el arroyo “Prasiola” (Figs. 1 y 4), el más conspicuo de la región, desemboca en el mar y lleva agua proveniente del lago Boeckella.

Debido a sus magnitudes y rol funcional en la región, los chorritos “Prasiola” y “Trinidad” fueron analizados profundamente y se caracterizó la estructura y funcionalidad de la comunidad algal epilítica tanto mediante análisis sobre sustratos naturales como artificiales (Pizarro et al. 1996; Izaguirre y Pizarro 1998).

La naturaleza química de estos cuerpos de agua está fuertemente influenciada por la actividad oritogénica. Las altas concentraciones



Figura 4. Arroyo “Prasiola”, Bahía Esperanza, Península Antártica.

de fósforo disuelto en general y el incremento de las mismas aguas abajo en los arroyos, revelan la influencia de las aves marinas en combinación con el tipo de suelo por el cual fluyen. Los arroyos actúan como vehículo de grandes cantidades de nutrientes hacia el mar. La flora algal está dominada por Cyanophyceae filamentosas y cocoides con diferentes proporciones de diatomeas y clorofitas.

En un estudio realizado en el arroyo Matías, ubicado en caleta Potter, se realizó el análisis espacio-temporal de los factores físicos y químicos y de las diferentes fracciones de masa epilítica (Pizarro y Vinocur 2000). Desde que comenzó a fluir el agua en el arroyo, al comienzo de la primavera, hasta que dejó de fluir por congelamiento a mediados del otoño, las variables de masa perifítica (peso seco, peso seco libre de cenizas, cenizas y concentración de clorofila *a*) mostraron un incremento notable, de más de 3 órdenes de magnitud. Los valores de concentración de clorofila *a*, tomada

como estimadora de biomasa algal epilítica, fluctuaron entre concentración no detectable y $3,5 \mu\text{g cm}^{-2}$ lo que revela un incremento del 2400%. Esta dinámica pone en evidencia el rol importante de la comunidad epilítica de los arroyos en los procesos productivos de los ecosistemas antárticos.

Durante el verano de 1997 se estudió el principal arroyo de Punta Cierva. Este cuerpo de agua nace en un banco de hielo y descarga sus aguas en el mar, luego de una distancia de 400 m aproximadamente. La descarga de agua fue muy fluctuante y tuvo su pico máximo en enero con patrones de conductividad y de nutrientes (fósforo reactivo soluble y nitratos) exhibiendo el patrón típico de incremento aguas abajo. La comunidad algal epilítica estuvo dominada por algas Cyanophyceae, Chlorophyta y Chrysophyceae (*Phormidium autumnnale*; *Leptolyngbya fragilis*; *Prasiola callophylla*; *Gloeocapsa ralfsiana* y *Hydrurus foetidus*) (Izaguirre y Pizarro 2000).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALMADA, P.; L. ALLENDE; G. TELL Y I. IZAGUIRRE. Experimental survey on the grazing effect of the copepod *Boeckella poppei* on the phytoplankton community of an Antarctic lake from Hope Bay. Polar Biology (en prensa).
- ALLENDE, L., 2004. Estructura del las fracciones del fitoplancton de lagos antárticos de Bahía Espeanza con estado trófico contrastante. Variaciones estivales e interanuales, e interacciones con otros componentes planctónicos. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 259 pp.
- ALLENDE, L., Y IZAGUIRRE, I., 2003. The role of the physical stability on the establishment of steady states in the phytoplankton community of two Maritime Antarctic lakes. Hydrobiologia, 502: 211-224.
- BUTLER, H.G., 1999. Seasonal dynamics of planktonic microbial community in a maritime Antarctic lake undergoing eutrophication. J. Plank. Res., 21:2393-2419.
- CORTE, A., 1962. Algas de agua dulce en lagos semicongelados de Bahía Esperanza, Península Antártica. Contribución Instituto Antártico Argentino, 69:1-38.
- DRAGO, E.C., 1983a. Estudios limnológicos en la Península Potter, Isla 25 de Mayo (Shetland del Sur): Morfología de ambientes lénticos. Contribución Instituto Antártico Argentino, 265:1-20.
- DRAGO, E.C., 1983b. Limnological studies on Deception Island, South Shetland Islands: morphology and origin of lentic environments. Ant. Aq. Biol., 7:193-204.
- GOLDMAN, C.R., 1970. Antarctic freshwater ecosystems. En: M.W. Holdgate (Ed.): Antarctic Ecology 2. Part X. Freshwater Ecosystems. Academic Press, Nueva York, Londres, 998 pp.
- HANSSON, L. -A. Y L.J. TRANVIK, 1996. Quantification of invertebrate predation and herbivory in food chains of low complexity. Oecologia, 108:542-551.

- HAWES, I., 1985. Factors controlling phytoplankton populations in Maritime Antarctic lakes. En: W.R. Siegfried; P.R. Condry y R.M. Laws (Eds.), Antarctic nutrient cycles and food webs. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, New York: 245-252.
- HEYWOOD, R.B., 1977. Antarctic freshwater ecosystems – a review and synthesis. En: G.A. Llano (Ed.). Adaptation within Antarctic ecosystems. Gulf Publishing, Houston: 801-828.
- IZAGUIRRE, I. AND PIZARRO, H. 1998. Epilithic algae in a glacial stream at Hope Bay (Antarctica). Polar Biol. 19: 24-31.
- IZAGUIRRE, I. Y H. PIZARRO. 1999. Ecological and taxonomic observations on the epilithic algal community in a stream from Cierva Point (Antarctic Peninsula). Verh. Internat. Verein. Limnol. 27:1-7.
- IZAGUIRRE, I. Y H. PIZARRO, 2000. Ecology and taxonomy of the epilithic algal community from a stream in Cierva Point (Antarctic Peninsula). Verh. Int. Ver. Limnol., 27:223-229.
- IZAGUIRRE, I. Y P. ALMADA, 2001. Cambios en las características limnológicas y en biomasa fitoplanctónica del lago Boeckella (B. Esperanza) asociados al brusco descenso en su nivel hidrométrico. Contr. Inst. Ant. Argentino, 533, 6pp.
- IZAGUIRRE, I., MATALONI, G., VINOUCUR, A. Y TELL, G., 1993. Temporal and spatial variations of phytoplankton from Boeckella Lake, Hope Bay, Antarctic Peninsula. Antarctic Science, 5(1): 137-141.
- IZAGUIRRE, I., VINOUCUR, A. Y G. MATALONI, 1996. Summer changes in the vertical distribution of chlorophyll-a in Boeckella Lake (Hope Bay, Antarctic Peninsula). Antarctic Record, 40(1): 43-52.
- IZAGUIRRE, I., A. VINOUCUR, G. MATALONI Y M. POSE 1998: Phytoplankton communities in relation to trophic status in lakes from Hope Bay (Antarctic Peninsula). Hydrobiologia, 369/370: 73-87.
- IZAGUIRRE, I., G. MATALONI, L. ALLENDE Y A. VINOUCUR, 2001. Summer fluctuations of microbial planktonic communities in an eutrophic lake- Cierva Point, Antarctica. Journal of Plankton Research, 23(10): 1095-1109.
- IZAGUIRRE, I., L. ALLENDE Y M.C. MARINONE, 2003. Comparative study of the planktonic communities of two lakes of contrasting trophic status at Hope Bay (Antarctic Peninsula). Journal of Plankton Research, 25 (9): 1079-1097.
- JOSÉ DE PAGGI, S., 1982. *Notholca walterkosteii* sp. nov. y otros rotíferos dulceacuicolas de la península Potter, isla 25 de Mayo (Shetland del Sur, Antártida). Rev. Asoc. Cienc. Nat. Litoral, 13:81-95.
- KENNEDY, A.D., 1993. Water as a limiting factor in the Antarctic terrestrial environment: a biogeographical synthesis. Art. Alpine Res., 25:308-315.
- KIEFFER, L.A. Y C.D. COPES, 1983. Limnological studies on Deception Island, South Shetland Islands: chemistry of lentic environments. Ant. Aq. Biol., 7:207-218.
- LAYBOURN-PARRY, J.; E.C. ROBERTS Y E.M. BELL, 2000. Mixotrophy as a survival strategy among plankton protozoa in Antarctic lakes. En: W. Davison; C. Howard-Williams y P. Broady (Eds.). Antarctic Ecosystems: Model for a Wider Ecological Understanding. The Caxton Press, Christchurch: 33-40 pp.
- LLAMES, M. E., 2004. Taxonomía y ecología algal de un lago volcánico de Isla Decepción (Shetland del Sur, Antártida). Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 97 pp.
- MATALONI, G. Y TESOLÍN, G. 1997. A preliminary survey of cryobiotic algal communities from Cierva Point (Antarctic Peninsula). Antarctic Science 9 (3): 250-258.
- MATALONI, G. Y M. POSE, 2001: Non-marine algae from islands near Cierva Point, Antarctic Peninsula. Cryptogamie, Algologie 22(1): 41-64.
- MATALONI, G. Y G. TELL, 2002: Microalgal communities from ornithogenic soils at Cierva Point, Antarctic Peninsula. Polar Biology 25: 488-491.
- MATALONI, G. Y P. DE TEZANOS PINTO, 2003: Evaluación de la calidad del agua para consumo humano de la Base Antártica Primavera. Contribución del Instituto Antártico Argentino No. 538. 10 pp.
- MATALONI, G., TESOLÍN, G. Y TELL, G. 1998. Characterization of a small eutrophic Antarctic Lake on the basis of algal assemblages and water chemistry. Polar Biol. 19: 107-114.
- MATALONI, G.; G. TESOLIN; F. SACULLO Y G. TELL, 2000. Factors regulating summer phytoplankton in a highly eutrophic Antarctic lake. Hydrobiologia, 432:65-72.
- MCKNIGHT, D.M.; C.F. WOLF Y R.A. WHARTON, 1997. Impact of light regimes on productivity patterns of benthic microbial mats in an Antarctic lakes: modeling study. Limnol. Oceanog., 42:1561-1569.
- PAGGI, J.C., 1986. Limnological studies in the Potter Peninsula, 25 de Mayo Island, South Shetland Islands: biomass and spatial distribution of zooplankton. Biomass Dsci. Ser. (Antarct. Aquat. Biol.), 7:175-191.
- PIZARRO, H. Y A. VINOUCUR, 1998. Cuerpos de agua lóticos de Bahía Esperanza (Antártida). Comparación en base a parámetros físico-químicos y a la comunidad de algas epilíticas. Contrib. Inst. Antártico Argentino No. 465, 23 pp.
- PIZARRO, H.; I. IZAGUIRRE Y G. TELL, 1996. Epilithic algae from a freshwater stream at Hope Bay, Antarctica. Antarctic Science 8(2): 161-167.
- PIZARRO, H., A. VINOUCUR Y G. TELL, 2002. Pe-

- riphyton on artificial substrata from three lakes of different trophic status at Hope Bay (Antarctica). *Polar Biol.*, 25: 169-179.
- PIZARRO, H.; L. ALLENDE Y S.M. BONAVENTURA. Littoral epilithon of lentic water bodies at Hope Bay, Antarctic Peninsula: biomass variables in relation to environmental conditions. *Hydrobiologia*, en prensa.
- POSE, M. E IZAGUIRRE, I. 1998: Sucesión estival de las poblaciones fitoplanctónicas en el Lago Boeckella (Bahía Esperanza, Antártida). *Contrib. Inst. Antártico Argentino* No. 449, 27pp.
- PRIDDLE, J.; I. HAWES Y J.C. ELLIS-EVANS, 1986. Antarctic aquatic ecosystems as habitats for phytoplankton. *Biol. Rev.*, 61:199-238.
- ROCCO, V.E.; O. OPPEZZO; R. PIZARRO; M. SOMMARUGA; M. FERRARO Y H. ZAGARESE, 2002. Ultraviolet damage and counteracting mechanisms in the copepod *Boeckella poppei* from Antarctic freshwater lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 47:837-847.
- TELL, G., A. VINOCUR AND I. IZAGUIRRE, 1995. Cyanophyta of lakes and ponds of Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Polar Biology*, 15(7): 503-509.
- UNREIN, F., 2000. *Estructura y dinámica del fitoplancton estival de un lago antártico (Península Potter, Shetland del Sur)*. *Ecología Austral*, 10:169-179.
- UNREIN F. Y A. VINOCUR 1999. Phytoplankton structure and dynamics from a turbid lake at Potter Peninsula (King George Island, South Shetlands, Antarctica). *Polar Biol.*, 22: 93-101.
- VINOCUR, A., 2001. Taxonomía y ecología de algas de agua dulce de cuerpos lénticos de Península Potter (Isla 25 de mayo, Shetland del Sur, Antártida). *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires*, 207 pp.
- VINOCUR, A. E I. IZAGUIRRE, 1994. Freshwater algae from nine lakes and pools of Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 6(4): 483-489.
- VINOCUR, A. Y H. PIZARRO, 1995. Periphyton flora of some lotic and lentic environments of Hope Bay (Antarctic Peninsula). *Polar Biology*, 15: 401-414.
- VINOCUR, A. Y H. PIZARRO, 2000. Microbial mats of twenty-six lakes from Potter Peninsula, King George Island, Antarctica. *Hydrobiologia*, 437:171-185.
- VINOCUR, A., Y F. UNREIN, 2000. Typology of lentic water bodies at Potter Peninsula (King George Island, Antarctica) based on physical-chemical characteristics and phytoplankton communities. *Polar Biol.*, 23:858-870.

TÉCNICAS DE MUESTREO Y CONTAMINACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN EL NORTE DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Cristian Vodopivec¹ y Mirta Fresina²

¹ Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248 (C1010AAZ), Ciudad Autónoma de Buenos Aires cristianvz@fibertel.com.ar

² Departamento de Geología, FCEN, UBA. Pab II Ciudad Universitaria, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. mirtafresina2000@yahoo.com.ar

RESUMEN

Antártida es considerada una de las áreas no contaminadas de nuestro planeta, debido a su aislamiento y lejanía de los grandes centros industriales y urbanos. Los primeros estudios que detectaron presencia de contaminantes químicos en Antártida sugirieron que los mismos estarían relacionados con el transporte global, pero posteriores estudios demostraron la existencias de halos de contaminación (principalmente metales pesados e hidrocarburos) en los alrededores de las estaciones científicas. A partir de la firma del Protocolo al Tratado Antártico sobre Protección del Medio Ambiente (Protocolo de Madrid), la comunidad científica y los responsables de las operaciones logísticas reconocieron la necesidad e importancia del monitoreo ambiental en Antártida como herramienta de gestión y toma de decisiones. Si bien en los últimos años se han realizado importantes avances tanto en el manejo de las actividades logísticas y en el monitoreo ambiental en Antártida, la información disponible para los sistemas hidrológicos superficiales y sub superficiales resulta escaso. Los sistemas hidrológicos generados durante el verano en la península Antártica pueden ser alimentados con agua proveniente de diversas fuentes tales glaciares, precipitaciones nivas o pluviales y ablación del permafrost. La contribución de estas fuentes es fuertemente influenciada por las características geológicas del área y por las condiciones climáticas. El presente trabajo tiene como objetivo, presentar una metodología de monitoreo de los sistemas hídricos superficial y sub superficial, susceptibles de ser deteriorados por las actividades desarrolladas en las estaciones antárticas, y ofrece un caso de estudio desarrollado en las inmediaciones de la Base Marambio.

Palabras Clave: Hidrología, Contaminación, Antártida

ABSTRACT

Antarctica has usually been included among the few remaining pristine regions of the planet, principally because of its isolation from the large industrial centres. Detection of pollution in different Antarctic matrices was originally attributed to the global transport of atmospheric aerosols, but recent studies have demonstrated the occurrence of a contaminated halo around scientific stations, where hydrocarbon residues and metals at trace and ultratrace levels were detected. Since the Madrid Protocol was signed in 1991, the Antarctic operators began to consider the importance of environmental monitoring as a fundamental tool for the environmental management of all the activities which are carried out within the area of the Antarctic Treaty. Although in the last years more adequate environment management and more intense environment monitoring have been developed by the nations with active presence in Antarctica, the information available for freshwater and groundwater is scarce. The hydrological systems generated during the summer in the Antarctic Peninsula can be fed with water coming from diverse sources, such glaciers, nival or pluvial precipitations and ablation of the permafrost. The contribution of these sources is strongly influenced by the geologic characteristics of the area and for the climatic conditions. The present paper has a central objective, show a methodology about the hydrology and hydrogeology systems monitoring, susceptible of being deteriorated by the activities developed in the antarctic stations, and it offers a case of study developed in the vicinity of the Marambio Base.

Key Words: Hydrology, Pollution, Antarctica

ANTÁRTIDA: UN AMBIENTE ÚNICO

La actividad del hombre ha afectado el balance natural en todo el planeta. La Antártida no es ajena a esta alteración que se refleja en fenómenos, atribuidos a la actividad humana, como el calentamiento global ó el adelgazamiento de la capa de ozono. La aislación de los grandes centros industriales, la casi nula población y la ausencia de actividades de explotación intensiva de recursos, justifican que la Antártida sea considerada como una de las últimas regiones prístinas del planeta.

Los primeros estudios ambientales detectaron mínimas presencias de contaminantes (metales, hidrocarburos, POP's), que se los atribuyeron principalmente a procesos de transporte global y se descartaron las fuentes locales o minimizaron su contribución (Risebrough et al. 1976; Hidaka & Tatsukawa 1981; Wolf 1990, 1992).

Esta explicación es aceptable para la Antártida mediterránea (regiones internas continentales), pero no totalmente cierta para la Antártida marina (regiones costeras), las que han sido navegadas y han albergado distintas actividades humanas desde principios del siglo XX. Como productos de estas actividades pueden encontrarse en algunas regiones nórdicas estaciones abandonadas, ruinas de factorías balleneras, remanentes de depósitos de combustibles, restos de naufragios, basureros, etc.

Recientes estudios han demostrado la presencia de halos de contaminación en las intermediaciones de las estaciones científicas, abandonadas y activas, con niveles de metales e hidrocarburos, en el orden de trazas o ultratrazas, que disminuyen rápidamente desde los focos de emisión. La operación de las estaciones científicas y las actividades turísticas, junto con sus respectivas logísticas asociadas, han sido identificadas como los responsables de estos procesos de contaminación local.

En general los niveles de contaminación detectados son sensiblemente menores que los

umbrales de ecotoxicidad establecidos para ecosistemas templados, y los mismos se extienden sólo unos centenares de metros respecto a los focos de emisión. Sin embargo, la presencia de estos halos contrasta fuertemente con el concepto de ambiente prístino y obliga a la toma de medidas para su mitigación. Así lo entendió la comunidad científica internacional y sus sugerencias propiciaron la firma, en 1991, del Protocolo al Tratado Antártico sobre Protección del Medio Ambiente, conocido comúnmente como Protocolo de Madrid. (ATCM, 1991). El Protocolo de Madrid, ratificado por nuestro país mediante la ley Nacional 24216, básicamente designa a la Antártida como "Reserva natural dedicada a la paz y la ciencia", e "Impide cualquier tipo de explotación de recursos minerales por 50 años". El Protocolo de Madrid focalizó en la temática ambiental los ejes políticos y científicos de la comunidad internacional en Antártida durante los años 90's y aparece como un argumento central para las actividades antárticas de principios del siglo XXI. En respuesta a los requerimientos del Protocolo de Madrid los principales organismos internacionales antárticos formaron grupos de expertos en temas ambientales con el propósito de reglamentarlo, detectar los vacíos de información y sugerir líneas de acción estratégicas tanto en el campo científico como en el logístico.

En el ámbito del Tratado Antártico se constituyó el CEP (Committee Environmental Protection), en el COMNAP (Council of Manager of national Antarctic Programmes) se organizó el AEON (Antarctic Enviromental Officers Network) y en el SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research) el GOSEAC (Group of Specialist on Enviromental Affairs and Conservation).

Los grupos de expertos a lo largo de más de una década recopilieron numerosa y dispersa bibliografía ambiental sobre la Antártida, revisaron bancos de datos y redes de información,

estudiaron las acciones de mayor impacto ambiental y las matrices más susceptibles de daño, propusieron procedimientos, normas y roles sobre como deberían manejarse las operaciones logísticas, científicas y turísticas a los fines de minimizar los impactos negativos sobre los ecosistemas dependientes y asociados y sugirieron el desarrollo de programas de monitoreo que diagnostiquen el estado del ambiente y vigilen su evolución en el tiempo. Los comités de expertos en asuntos ambientales de SCAR y COMNAP remarcaron que el monitoreo ambiental en la Antártida persigue tres objetivos esenciales: (SCAR-COMNAP, 1992):

- Proteger el valor científico de la Antártida
- Contribuir a la continua mejora de las técnicas de gestión ambiental en la Antártida
- Colaborar en la implementación de los requerimientos legales del Protocolo de Madrid y de las distintas legislaciones nacionales de los países que operan en la Antártida.

La metodología presentada en este trabajo aplicable a los sistemas hidrológicos estivales está orientada hacia el cumplimiento de los objetivos antes citados.

■ CARACTERÍSTICAS DE LAS CUENCAS HÍDRICAS

Los términos relevantes en el balance hidrológico local lo constituye el agua presente en los glaciares, en el permafrost, en las escorrentías superficiales, en los acuíferos y en las precipitaciones (fundamentalmente níveas). Las regiones antárticas donde pueden desarrollarse estudios sobre la cuencas hidrológicas e hidrogeológicas se encuentran comprendidas entre los 60° - 64° latitud sur. A mayores latitudes es escaso e improbable el desarrollo de sistemas hidrológicos estivales. Las Cuencas hídricas se caracterizan fundamentalmente por: Aporte por descarga directa de la ablación glaciaria estival, descenso de la capa activa del permafrost que permite el desarrollo de acuíferos, descarga de agua por ablación de la capa activa del permafrost en cursos fluviales y alimentación directa de cursos fluviales y acuíferos por recarga de precipitaciones pluviales y/o níveas.

Los glaciares, conforme su tipología (frío, temperado o politermal) puede tener influen-

cia en las descargas superficiales y subterráneas. En ocasiones hay correlación entre los sistemas hídricos superficiales y sub-superficiales. Normalmente, las cuencas hídricas en la región de la península antártica son ambientes mixtos, es decir, poseen descargas glaciares, aporte de precipitaciones (líquida o nívea) y ablación del permafrost. La prevalencia de alguno de estos factores dependerá de las características geológicas y climáticas del área en estudio. Esta particularidad de los sistemas hidrológicos polares hace más complejas las metodologías de estudio y requiere de un acabado conocimiento del área de estudio. El sistema hídrico en su conjunto (superficial y subsuperficial) es efímero y se presenta activo exclusivamente en el periodo estival mientras que el resto del año hidrológico permanece inactivo. Por ende, las cargas contaminantes difusas sobre el sistema hídrico y suelos adquieren movilidad y pueden ser transportadas sólo durante el periodo estival.

■ IMPACTOS SOBRE EL SISTEMA HÍDRICO

El sistema hídrico, tanto superficial como sub-superficial, está expuesto a sufrir dete-

rioro en su calidad, debido a una amplia gama de factores asociados a las distintas activida-

des que se desarrollan en las bases. Esta variación en la calidad de las aguas pueden ser ínfimas e imperceptibles en muchos casos, pero existen evidencias de marcado deterioro de los sistemas hídricos estivales tales los reportados para la base Marambio (Agraz et al., 1998). En los estudios realizados en los alrededores de la mencionada base, se verificaron impactos ambientales sobre el sistema hídrico superficial y subsuperficial asociados a procesos de conta-

minación del agua, por diversas fuentes tales como hidrocarburos y metales.

La erosión, la alteración de los patrones originales de la red de drenaje, la ocurrencia de fenómenos de anegamiento y la alteración del régimen térmico del área son impactos asociados a la presencia de agua que suelen actuar en forma superpuesta y acumulativa a la presencia de fuentes emisoras de contaminación.

METODOLOGÍA DE MUESTREO

El desarrollo de metodologías específicas para el muestreo de recursos hídricos y suelos en el marco de planes de monitoreo ambiental en ambientes templados ha sido objeto de considerable atención en los últimos años, (Fresina y Guarino 1997; Nicolli y Gamba 1979; Cardona, 1996; Fresina et al., 2000). Sin embargo, no es posible extrapolar estas metodologías a zonas con climas subpolares y polares. Por lo tanto, la validación de estas metodologías en condiciones más rigurosas, con sistemas hídricos cuyo comportamiento es propio de estos ambientes, es indispensable como instancia previa a una rutina de monitoreo de los mismos.

Para desarrollar las actividades de monitoreo del sistema hídrico fue necesario definir criterios de muestreo, técnicas de recopilación de información, variables a medir y técnicas de muestreo.

1. Criterios de muestreo: La selección de los sitios de donde se obtuvieron las muestras de agua superficial, sub-superficial y de suelos, se realizó en base a los siguientes criterios:

- Características particulares de relieve, que pueden determinar diferencias en las condiciones hidrológicas. Por ejemplo, la diferencia en exposición solar determinará distintos comportamientos hidrológicos.

- Presencia de acumulaciones de nieve semipermanentes, que actúen como fuentes de agua.
- Uniformidad en la distribución espacial del muestreo, para evitar la presencia de áreas sin información.
- Ocurrencia de fenómenos o procesos particulares (por ejemplo erosión), que puedan incidir de alguna manera en la calidad del muestreo.
- Presencia de cuerpos de agua, que representen un cambio en las condiciones hidrológicas del área.
- Presencia de zonas con riesgo de afectación, tales como la presencia de instalaciones o estructuras logísticas (como fuente de disturbio sobre el sustrato), la proximidad a tanques y o depósitos de combustible, dirección y características de los vientos y el desarrollo de actividades humanas que puedan generar algún tipo de contaminación.

Sobre la base de lo expuesto se desarrolló una metodología específica para ambientes polares, que contempla las siguientes etapas:

- Recopilación de bibliografía existente vinculada al ámbito y tema del estudio y cartografía base

- Relevamiento previo de la zona con apoyo de técnicas geofísicas
- Fotointerpretación y mapeo de hidrología y geomorfología
- Diseño y construcción de una red de piezométrica para muestreo (Foto 1 y 2) y aforo de los acuíferos.



Foto 1. *Construcción de Piezómetros en la Cuenca del Arroyo Matías, Isla 25 de Mayo (King George) similares a los realizados en la Isla Marambio (Seymour).*



Foto 2. *Piezómetro Tipo construidos en las cuencas de estudio*

2. Variables de Muestreo: Las matrices ambientales de interés para los fines propuestos son agua y suelo. Para el caso de la matriz agua las principales variables a monitorear son nitratos, nitritos, metales pesados, compuestos mayoritarios (carbonatos, bicarbonatos, sulfatos, cloruros, alcalinidad, dureza, sodio, potasio, calcio y magnesio) e hidrocarburos totales (por IR o cromatografía). Para el caso

de la matriz suelo las principales matrices a monitorear son granulometría, conductividad hidráulica, capacidad de intercambio iónico y análisis de los componentes mayoritarios de los lixiviados. Es necesario contar con instrumentos portátiles que permitan realizar determinaciones físicas y químicas en el terreno para elaborar un diagnóstico presuntivo del área en estudio.



Foto 3. Toma de muestra en los Piezómetros.



Foto 4. Toma de muestra y aforo en aguas superficiales

3. Técnicas de muestreo: El muestreo de aguas superficiales y subterráneas (Foto 3 y 4) es susceptible de sufrir interferencias y contaminación durante las tareas de recolección, acondicionamiento y conservación. A tales fines deben extremarse los cuidados en cada una de las tareas involucradas. Dadas las particulares y extremas condiciones del ambiente antártico, el Council of Managers of National Antarctic Programs (COMNAP), impulsó el desarrollo de un manual para normatizar la toma de muestras y los análisis físicos, químicos y bacteriológicos de ciertos paráme-

tros considerados clave para el monitoreo de la contaminación ambiental en Antártida. De esta forma a principios del año 2000, y por encargo del COMNAP, investigadores de la Universidad de Texas A&M, USA (Geochemical and Environmental Group) recopilaron y editaron un manual denominado *Standard Techniques for Monitoring in Antarctica*. Este libro, en el capítulo 5 describe las operaciones de toma de muestra, conservación y análisis de aguas residuales, aguas marinas y aguas dulces, pero no hace referencia alguna a las aguas sub superficiales y subterráneas.

APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA PARA EL CASO DE LA BASE MARAMBIO

La metodología descrita, ha sido utilizada en el estudio del sistema hidrológico de las inmediaciones de la Base Marambio, debido a la importante antropización que durante 30 años sufrió la isla, Agraz et al., 1998 y Fresina et al., (2000). Este estudio tuvo como objetivos:

- Determinar el comportamiento hidrogeológico de la capa activa sobre el sustrato donde se asientan las instalaciones de la base
- Establecer la presencia de relaciones entre zonas saturadas, no saturadas y permafrost
- Evaluar la conexión entre zonas saturadas en diferentes puntos de las áreas de

estudio (y la consiguiente existencia de acuíferos libres) así como el comportamiento del flujo sub-superficial del agua

- Determinar la ocurrencia de posibles impactos directos de la actividad antropogénica sobre el régimen térmico del área y sus impactos indirectos asociados (erosión, anegamiento)
- Proponer medidas de mitigación en caso de accidentes que involucren derrames de combustible
- Establecer una red de monitoreo hidrogeológico que permita evaluar la validez de las medidas de mitigación implementadas en las bases antárticas.

■ DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Isla Marambio (*Seymour*) pertenece al grupo de Islas James Ross, ubicadas a unos 100 Km al sudeste del extremo norte de la Península Antártica, sobre el mar de Weddell (figura 1).

La isla, de forma elongada, se extiende por aproximadamente 20 Km en el sentido SO-NE, y con un ancho máximo de 8 Km en el sentido NO-SE. Una de las características salientes de la isla es la ausencia de glacia-

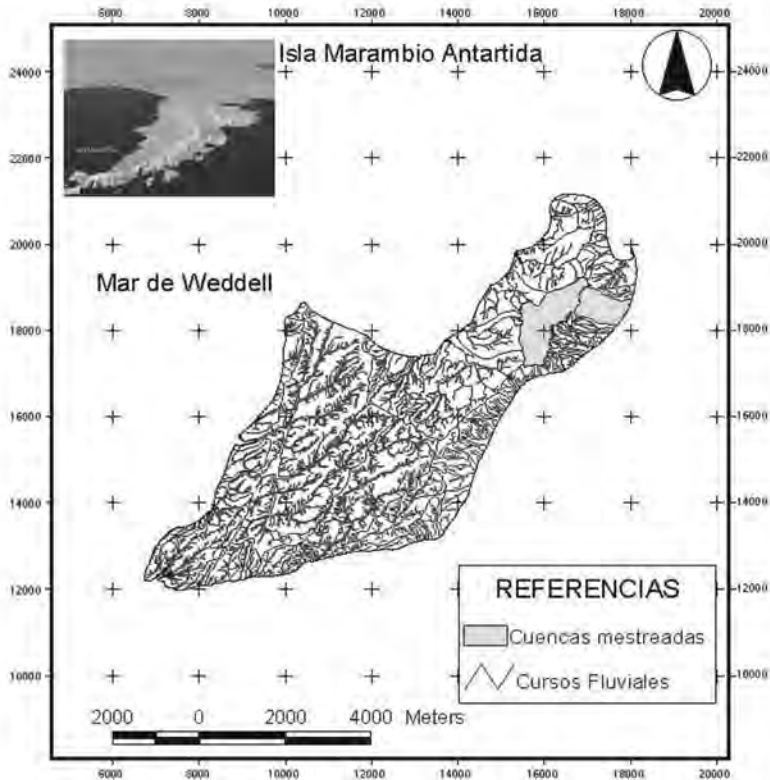


Figura 1. Mapa de Ubicación de la Isla Marambio (Seymour) y áreas de muestreo

res así como de acumulaciones permanentes de nieve durante el verano. La Base Marambio ubicada en la latitud. $64^{\circ}14' S$, longitud. $56^{\circ}43' W$ se asienta en la isla homónima, se halla situada en el sector nordeste de la Isla Marambio sobre una meseta que ocupa una extensión aproximada de 3 km^2 , cuya cota máxima alcanza los 210 m.s.n.m. El relieve mesetiforme inclina levemente hacia el este, hasta la cota de 190 m.s.n.m. (Rinaldi et al, 1978). El tope de esta meseta está cubierto por un depósito conglomerádico glacimarino de edad cuartaria Los flancos de la meseta son, en cambio, abruptos, conformando inclinaciones que llegan a valores de 45 grados. Una de las características salientes de la isla es la ausencia de glaciares así como de acumulaciones permanentes de nieve duran-

te el verano. El clima del área, es polar, con temperatura media en verano de $-5^{\circ} C$ y una media de invierno de $-25^{\circ} C$. La vegetación en la isla es muy escasa. Según Godagnone, (1999) la edafología del área de la meseta corresponde a un paisaje suavemente ondulado con sectores deprimidos que se anega transitoriamente en el verano. Se han identificando los siguientes subgrupos de suelos (Soil Taxonomy, 1999) Haplortel Glacico, Acuortel Glacico. El primero es un suelo de poca evolución genética a partir de material glacifluvial de textura franca gruesa. El segundo es también un suelo de poca evolución genética, saturado con agua el mayor tiempo del periodo estival y que presenta importantes características redoximórficas, de textura franca gruesa (Godagnone, 1999). El sistema

hídrico superficial sobre la meseta está dado por una serie de pequeños cursos de agua con régimen transitorio, activos sólo durante la época estival, que fluyen hacia tres microcuencas con drenaje 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.

No existen en los alrededores de la base sistemas lénticos naturales. Los presentes han

sido creados, por acción antrópica. En toda el área de la meseta sobre la que se asienta base Marambio se reconoce la presencia de suelos congelados, o permafrost. El espesor de la capa activa no es espacialmente uniforme y varía con la época del año. La vegetación prácticamente no tiene desarrollo en la meseta y se halla limitada a pequeños cojines de líquenes de unos pocos centímetros de diámetro en las grietas protegidas y húmedas de los clastos mayores.

DESCRIPCIÓN DE TAREAS Y MÉTODOS

Los trabajos de campo fueron realizados entre febrero y marzo de 1999, y se realizaron muestreos diarios de aguas durante 30 días y también se realizaron muestreos de suelos. Para la caracterización de las aguas superficiales se establecieron sitios de muestreo y aforo, en los cauces medio y en la desembocadura de los chorrillos. Para la caracterización de las aguas sub-superficiales se tomaron muestras en los freáticos construidos para tal fin.

Dado que el reservorio de aguas sub-superficiales de la región presenta límites poco definidos y la velocidad de circulación de sus aguas puede ser muy lenta, cada freático muestreado ha sido considerado como puntual. Se extremaron los cuidados en el muestreo para hacer posible la obtención de información confiable que represente la química del suelo y agua en su conjunto, y debido a que los programas de computación empleados para realizar cálculos químicos demandan la entrada de datos de la más alta calidad. A continuación se describen los procedimientos de muestreo y conservación de aguas:

- Las muestras de agua tanto superficiales como subterráneas se tomaron con un muestreador de campaña, de 5.54 cm de diámetro, adaptado para la toma de muestras en los freáticos,

que evita el flujo turbulento con la consecuente disolución o escape de gases. Dicho muestreador es ideal para obtener las mediciones de temperatura, conductividad eléctrica y pH, lo más cercanos posible a los valores prevalentes dentro de sus reservorios naturales. Dentro del mismo la interacción del agua con la atmósfera es mínima y, por lo tanto, la oportunidad de escape e intercambio de gas, que activaría el flujo a baja velocidad, es casi nula, (E.P.A. 1987).

- En el muestreador, se colocaron los electrodos para medir en el terreno, la conductividad eléctrica, el pH y la temperatura.
- Inmediatamente recolectadas, las muestras fueron transvasadas a contenedores previamente tratados conforme los parámetros a determinar. Los contenedores se llenaron impidiendo al máximo la aireación y la agitación del agua, eliminando por completo la presencia de burbujas de aire.
- Durante el muestreo se tuvieron en cuenta los tipos de análisis que se practicarían a las muestras, con el objeto de tomar las medidas de preservación de las especies disueltas. En particular se atendieron procedimientos específicos

para contaminantes especiales (Nicolli y Gamba 1979; Cardona 1996).

Se realizaron muestreos de agua para la determinación de los siguientes parámetros: nitratos, nitritos (250 ml, envase de polietileno de alta densidad), metales (Ni, Co, Mn, Cr, Pb, Zn, Fe) (250 ml, envase de polietileno de alta densidad, previamente lavado con ácido nítrico), compuestos mayoritarios (carbonatos, bicarbonatos, sulfatos, cloruros, alcalinidad, dureza, sodio, potasio, calcio y magnesio) (500ml, envase de polietileno de alta densidad) e hidrocarburos (2500 ml, envase de vidrio borosilicato, previamente lavado con n-hexano). Para la conservación de las muestras se siguieron los siguientes procedimientos:

- Las muestras para el análisis de nitratos y nitritos, se acidificaron con 1 ml de H_2SO_4 (1N) por litro de agua. La concentración de los diversos componentes del ciclo del nitrógeno, puede cambiar rápidamente como resultado de la actividad biológica. La adición de ácido sulfúrico, inactiva los organismos y fija los componentes del ciclo del nitrógeno, (Cardona 1996).
- Las muestras de agua para análisis de metales, se acidificaron con 5 ml de HNO_3 (1N) por litro de agua. Un pH bajo previene la precipitación de óxidos e hidróxidos metálicos, del ión férrico, de carbonato de calcio con trazas de magnesio u otros metales y de sulfato de calcio. El pH bajo también reduce la tendencia de los metales a ser absorbidos sobre las paredes de los recipientes.
- La adición de ácido nítrico, logra disminuir el pH a valores entre 1 y 2, por lo que acidificar las muestras es un tratamiento adecuado para estabilizar los constituyentes mayores de la mayoría de las aguas subsuperficiales (Cardona 1996) y se testeó el pH final.
- Las muestras de agua para análisis de hidrocarburos, se acidificaron con 5 ml de HCl (50%v/v) por litro de agua. Todas las muestras de agua se almacenaron en un lugar frío (a 4°C) y al abrigo de la luz, para minimizar las reacciones químicas y biológicas que pudiesen alterar la composición original del agua muestreada.

También se realizaron análisis en el terreno de nitrato, nitrito, cloruro, sulfato, alcalinidad, dureza total, calcio. Estos análisis presuntivos fueron realizados con un colorímetro HACH DR-EL, «Direct Reading», Portable. Engineer's Laboratory. Methods Manual 7th Ed, HACH CHEMICAL COMPANY, Ames, Iowa, U.S.A. y con reactivos suministrados por el mismo fabricante. La conductancia específica, se midió con un conductivímetro, DIST WP, N° 3, de campaña, auto rango ($\mu\text{S}/\text{cm}$), con precisión 0,1 $\mu\text{S}/\text{cm}$ máxima y el pH con un pechímetro, CHECHER, de campaña, pH Tester and Electrode, los niveles estáticos se midieron con una sonda piezométrica, adaptada al diámetro y profundidad de los freáticos.

Las muestras de suelos se tomaron a profundidades de 0,2 y 0,4 metros, cuando fue posible la extracción, en base a que el desarrollo de los suelos en la región difícilmente supera estas profundidades (Godagnone, 1998). Esta profundidad suele corresponder a la zona no saturada, frecuentemente desarrollada directamente sobre el suelo congelado, sin que exista una zona saturada en el perfil (Sánchez y Silva, 1999). Las muestras se almacenaron en bolsas de polietileno reforzado de 250 y 500 gramos y se congelaron a -20°C hasta su análisis. Sobre las muestras de suelos se realizaron las siguientes determinaciones: granulometría, conductividad hidráulica, capacidad de intercambio iónico y análisis de lixiviados, dada la estrecha relación entre la carga iónica contenida en el acuífero libre con el contenido salino del suelo.

RESULTADOS

De las observaciones realizadas en la zona de estudio se deducen una serie de pautas de muestreo características de estas áreas hidrológicamente tan particulares. Estas pautas se resumen a continuación:

- La individualización de un proceso dentro del sistema hídrico, es un “evento hídrico”.
- El estado de las variables climáticas, ha determinado las formas del muestreo.
- Para un evento dado, que tiene efecto sobre el sistema hídrico, es la “condición climática”, la que caracteriza la situación de muestreo.
- El muestreo de un determinado evento hídrico, está sujeto a las condiciones climáticas.
- En el caso del sistema hídrico superficial, la ausencia de acumulación ní-

vea en cabeceras junto a la ocurrencia de temperaturas medias por encima de 0°C favorecerán el aporte de agua de fusión de la capa activa. En cambio, la presencia de acumulaciones níveas en iguales condiciones de temperatura favorecerá el aporte de las aguas de ablación.

- En el caso del sistema hídrico subsuperficial, se tuvieron en cuenta dos factores condicionantes: por un lado, la concentración salina de las aguas, el desarrollo vertical de la capa activa que limita la reserva y, particularmente, el espesor que pueda alcanzar la zona saturada dependen de la temperatura media del suelo. Por el otro, la disponibilidad de agua de ablación que puede infiltrar depende, en cambio, de la temperatura del ambiente superficial.

DISCUSIÓN

Considerando lo expuesto, se propuso determinar la representatividad de cada tipo de muestreo en base a la ocurrencia de alguna de las siguientes cuatro condiciones (Fresina et.al., 2000). El Cuadro 1 resume la relación entre los principales eventos mencionados y las situaciones más conspicuas relacionado con precipitaciones níveas y temperaturas:

Condición 1- Ablación en cabeceras y áreas de recarga con temperaturas superiores a la media estival

Es la condición que más favorece a la dinámica hídrica superficial, mientras que la situación hídrica subsuperficial, se ve influida por la recarga vertical y os suelos por

lixiviación vertical. Los eventos más representativos corresponden a la circulación de agua de ablación en los cauces alimentados de las cabeceras. La mayor representatividad del muestreo corresponde entonces al sistema hídrico superficial.

Condición 2- Acumulación nívea en cabeceras y áreas de recarga con temperaturas inferiores media estival

Es la condición que menos favorece el muestreo porque restringe la dinámica hídrica tanto superficial como subsuperficial. Un muestreo sobre el medio hídrico superficial o sub-superficial sería entonces poco representativo. Esta condición favorece el muestreo sobre suelos con poca lixiviación vertical. La

mayor representatividad del muestreo se relaciona entonces con los suelos.

Condición 3 - Ausencia de acumulación nívea con temperaturas superiores a la media estival

Es la situación que más favorece a la dinámica hídrica sub-superficial debido a que esta condición favorece la fusión de la capa activa, en tanto que la dinámica superficial se ve influida por la descarga de aquella sobre los cauces. En los suelos la lixiviación vertical está restringida, (porque aquí, no ablación), favoreciendo su muestreo. Los eventos más representativos corresponden a la circulación

de agua en la capa activa. La mayor representatividad del muestreo se relaciona al sistema hídrico subsuperficial.

Condición 4 - Ausencia de acumulación nívea con temperaturas inferiores media estival

El sistema hídrico se encuentra muy restringido en su movilidad. En este caso el suelo congelado se extiende prácticamente desde la superficie sin desarrollo de la capa activa, en consecuencia, el sistema hídrico en su conjunto se presenta dinámicamente inactivo. Por ende, en esta condición el muestreo de suelos sin circulación vertical de agua será el más representativo.

Evento dominante	Condición-1	Condición-2	Condición-3	Condición-4
Aguas de ablación en los cauces Representativo	Muy Representativo	Poco Representativo	Poco Representativo	Poco
Aguas de descarga del sistema hídrico subsuperficial en cauces	Poco Representativo	Poco Representativo	Muy Representativo	Poco Representativo
Sistema hídrico subsuperficial sin influencia de la recarga vertical	Poco Representativo	Poco Representativo	Muy Representativo	Poco Representativo
Sistema hídrico subsuperficial con influencia de la recarga vertical	Representativo	Poco Representativo	Poco Representativo	Poco Representativo
Suelos con Influencia de la circulación vertical de agua	Representativo	Poco Representativo	Poco Representativo	Poco Representativo
Suelos sin Influencia de la circulación vertical de agua	Poco Representativo	Representativo	Poco Representativo	Muy Representativo

Cuadro 1. *Condiciones favorables de muestreo y representatividad de las muestras (tomado de Fresina et al., 2000)*

CONCLUSIONES

Es posible identificar e individualizar las diferentes situaciones de muestreo, debido a las condiciones climáticas y eventos, relacionadas con el sistema hídrico en su conjunto. Es importante considerar que las zonas de acumulación níveas son las que, en los períodos de ablación, facilitarán la movilización vertical de los eventuales contaminantes ver-

tidos en superficie. Las situaciones de muestreo presentadas se consideran determinantes del comportamiento del sistema hídrico superficial y sub-superficial e influyen sobre los suelos.

En cada situación de muestreo puede establecerse el grado de movilidad del sistema hídrico en su conjunto y su incidencia en la

representatividad del muestreo. El análisis del estado de las características del sistema hídrico y el suelo permite discernir el momento adecuado para seleccionar un muestreo representativo. Esta metodología permite

valorar más adecuadamente el grado de afectación de una supuesta carga contaminante en base a un concepto de muestreo representativo para cada evento hídrico en este ambiente particular.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGRAZ J.L.; R.A.SÁNCHEZ; C.A.RINALDI; J.M. ACERO, (1998). Revisión Ambiental de las Actividades Argentinas en Base Marambio. Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino.
- ATCM, Protocol on Environmental Protection to the Antarctic Treaty. XI Antarctic Treaty Special Consultative Meeting, Madrid, Spain, 1991.
- ATCM, Protocol on Environmental Protection to the Antarctic Treaty. SCAR Bulletin N° 110, pp 1-20, 1993.
- ELLIOT D.H. AND T.A.TRAUTMAN, (1982). Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. Craddock (de) Antarctic Geoscience University of Wisconsin, press, Madison. pp. 287-297.
- E.P.A., 1,2, (1987). Environmental Protection Agency. Table 05-1.xls Formato de archivo: PDF/Adobe Acrobat - Versión en HTML, 9 Volatilization (VP) Leaching (WS) Howard 1990 1,1,2-Trichloroethane 4.50E+033.00E+01 1.17E-03 5.60E+01 2.47 5 Volatilization (VP) Leaching (WS)
- DOBUIS R, SILVA BUSSO A., 1999. Mapa Topográfico y altimétrico del Área de la Base Marambio, Antártida. Instituto Antártico Argentino.
- FRESINA, M. E. Y M. M. GUARINO, (1997). Muestreo de agua subterránea, su importancia para la confiabilidad en los resultados de los análisis físico-químicos y bacteriológicos. Pdo. de Escobar. Pcia de Buenos Aires. VIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta. Chile. Actas Voll. Sesión Temática 4. Geología Ambiental, Geología Aplicada, Geofísica e Hidrología. Pág.: 690 - 695.
- FRESINA M., SÁNCHEZ, R., SILVA BUSSO, A., 2000. Aproximación metodológica al monitoreo del ambiente hídrico en Isla Marambio, Antártida. Comité Argentino para la Investigación del Cuaternario (CADINCUA). Volumen I, pag: 89 - 93.
- GODAGNONE, O.,(1998). Suelos antárticos. Clasificación y Cartografía. Instituto nacional de tecnología Agropecuaria - Instituto Antártico Argentino, Publicación N° 30
- HIDAKA, H., TATSUKAWA, R., Review Environmental pollution by chlorinated hydrocarbons in the Antarctic, *Antarct. Rec.*, 71, (1981), 151-164.
- NICOLLI, H. B. Y M. A. GAMBIA, (1979). Guía para el muestreo geoquímico de aguas y salmueras. Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales. Pág: 23.
- RINALDI, C.A.; A. MASSABIE; J. MORELLI; L.H. ROSENMAN Y R.A. DEL VALLE, (1978). Geología de la Isla Vicecomodoro Marambio. Antártida. Contribución Instituto Antártico Argentino N° 217.
- RISEBROUGH; R., WALKER, W., SCHMITDT, T., DELAPPE, B., CONNORS, C., Transfer of chlorinated biphenyls to Antarctica, *Nature*, 264, (1976), 738-739.
- SCAR-COMNAP, First Meeting of Experts on Environmental Monitoring in Antarctica, A Discussion Document, Buenos Aires, Argentina, pp 37 (1992)
- SÁNCHEZ, R. y O. BENÍTEZ, (1999). Empleo de un Sistema de Información Geográfica en el Análisis Comparativo de las Microcuencas Asociadas a Base Marambio. Inédito.
- SÁNCHEZ. R. Y SILVA A. Determinación del comportamiento hidrogeológico Subsuperficial en el área de Base Marambio, Antártida. Inédito.
- STANDARD TECHNIQUES FOR MONITORING IN ANTARCTICA (2000), prepared for Council of Managers of National Antarctic Programs, by Geochemical and Environmental Research Group, Texas A&M University, College Station, USA.
- WOLFF, E., Signal of atmospheric pollution in polar snow and ice, *Antarctic Science* 2 (3) (1990) 189-205.
- WOLFF, E., The influence of global and local atmospheric pollution on the chemistry of Antarctic snow and ice, *Mar. Pollut. Bull.*, 25 (1992), 274-280.
- ZINSMEISTER, W. J. AND T. DE VRIES, (1983). Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*. 18: 64-65.



CONSERVACIÓN, PROTECCIÓN Y GESTIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS

Rodolfo Andrés Sánchez¹

¹Programa de Gestión Ambiental, Dirección Nacional del Antártico, Cerrito 1248 (C1010AAZ) Buenos Aires. Correo electrónico: rsanchez@dna.gov.ar

RESUMEN

La protección de los recursos hídricos en la Antártida está ampliamente reconocida dentro del Sistema del Tratado Antártico y de la comunidad científica internacional. El Protocolo al Tratado Antártico sobre Protección del Medio Ambiente (Protocolo de Madrid) provee una serie de medidas y procedimientos tendientes a garantizar la protección global de los recursos antárticos. Algunas de estas disposiciones se refieren particularmente a los recursos hídricos. Las Naciones Parte del Tratado Antártico se han comprometido a cumplir cabalmente con estas disposiciones. La República Argentina, como parte de ese grupo de países antárticos, ha establecido internamente una serie de normas, cuyo objeto es garantizar que los recursos hídricos de la Antártida, junto a otros recursos allí presentes, sean salvaguardados para las generaciones futuras.

Palabras clave: Antártida, Recursos Hídricos, Gestión Ambiental, Protocolo de Madrid.

ABSTRACT

The protection of water resources in Antarctica is widely recognized within the Antarctic Treaty System, and the international scientific community. The Protocol on Environmental Protection to the Antarctic Treaty (Madrid Protocol) provides a number of measures and procedures, aimed to ensure the global protection of Antarctic resources. Some of these provisions particularly address the issue of water resources. Parties of the Antarctic Treaty are committed to fully comply with these obligations, through the elaboration of national legislation and procedures. Argentina, as part of such a group of Antarctic Parties, has set out a number of provisions to ensure that Antarctic water resources, among other Antarctic resources, will be safeguarded for future generations.

Key Words: Water Resources, Environmental Management, Madrid Protocol

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta una síntesis del tratamiento que el Sistema del Tratado Antártico, a través de sus diferentes instrumentos, le otorga a los recursos hídricos de la Antártica, con el objeto de garantizar su protección, mediante una adecuada gestión. Con este propósito se describirán inicialmente las particularidades de estos recursos en la Antártida, se resumirán sus roles y la importancia que conllevan, tanto a escala global, como a escalas regional y local. Por

último, se puntualizarán las diversas herramientas disponibles para la gestión, conservación y protección de los recursos hídricos antárticos, ya sea a nivel del Tratado Antártico, como a nivel de la legislación argentina aplicable al Sector Antártico Argentino, como extensión del territorio sudamericano de la Nación, donde la Argentina mantiene un reclamo de soberanía, en el marco de lo establecido por el Artículo IV del Tratado Antártico.

EL RECURSO HÍDRICO EN LA ANTÁRTIDA

En su calota de hielo, la Antártida alberga el 90% de las reservas de agua dulce del planeta, lo cual la convierte en un componente fundamental dentro del ciclo hidrológico global. Gran parte de esta masa de agua se halla en estado sólido, y, por ello, no se encuentra biológicamente disponible. De allí que los ecosistemas antárticos de agua dulce sean limitados en extensión y relativamente simples en estructura, con baja biodiversidad de especies (Hansom & Gordon, 1998). Considerando que en este libro se hace referencia al agua como recurso, se le aplicará entonces una definición de recurso (de Zimmerman, 1951, en Mather & Chapman, 1995), entendido como una “función” que un elemento natural (en este caso, el agua) puede llegar a cumplir. Teniendo en cuenta esta definición, y si nos circunscribimos exclusivamente al ámbito antártico, entonces es posible definir la importancia que presenta el recurso hídrico (en sus posibles estados), concentrándonos en sus diferentes funciones.

a) Importancia de los sistemas de agua dulce en estado líquido como medio para la conservación de la biodiversidad antártica

Debido su limitado alcance, con cadenas tróficas pequeñas y simples, los ecosistemas terrestres de agua dulce representan un modelo muy útil para el estudio de ecosistemas más complejos. La vegetación está mayormente representada por criptógamas (musgos, líquenes, algas y hongos) que conforman el hábitat para el desarrollo de un singular conjunto de micro-invertebrados, representados por nematodos, tardígrados, insectos y ácaros, en muchos casos autóctonos de antártica. Muchas de las relaciones que mantienen estos organismos (así como sus adaptaciones individuales) son únicas en el planeta, y su existencia y mantenimiento están controlados por la ocurrencia de agua líquida, factor que resulta ser aún más determinante que las bajas temperaturas (Hansom & Gordon, op.cit.). Un párrafo particular merece el caso del lago Vostok, un inmenso lago de agua dulce con una historia que puede superar los 30 millones de años, que se extiende por debajo de cuatro mil metros de hielo, en la Antártida Oriental y que aún no ha sido explorado por medios directos. La vida que presumiblemente se ha desarrollado allí, en condiciones que en principio parecen ser prohibitivas para la

existencia de vida en las formas conocidas, representa un capital de biodiversidad no sólo único, sino excepcional, y aún desconocido para la raza humana (SCAR, 1999).

b) Importancia del hielo como medio para el mantenimiento de los sistemas globales

Como ya se ha descrito previamente, la calota de hielo antártico juega un papel fundamental en los sistemas oceánicos y climáticos a escala planetaria. Si bien la escala de las actividades humanas en la Antártida difícilmente pueda influir de manera importante sobre la continuidad de la calota antártica, es necesario contar con elementos de protección y gestión para que, en el futuro y ante posibles escenarios diferentes, dicha continuidad no se vea amenazada. A este respecto, es preciso indicar que los instrumentos necesarios para asegurar este objetivo están más allá del alcance del Sistema del Tratado Antártico, y deberán negociarse oportunamente en ámbitos de alcance global, como en su momento lo fueron la Convención de Viena, (1985), o el Protocolo de Kyoto (1997).

c) Importancia del hielo como medio para la conservación de información científica

Como también se ha señalado en el Capítulo XX, la calota de hielo antártico constituye

un archivo de información científica, que ya ha permitido reconstruir, mediante la recuperación de datos isotópicos de oxígeno y de concentración de gases invernadero contenidos en el aire entrampado dentro de la masa de hielo, la historia paleo-climática del continente en un lapso que se remonta hasta casi un millón de años atrás.

d) Importancia de los sistemas de agua dulce en estado líquido como recurso de agua potable a pequeña escala para el abastecimiento de bases científicas y de apoyo logístico a la ciencia.

Por último, y ya a una escala puntual, es necesario destacar que numerosas bases antárticas, mayormente costeras, recurren a cuerpos lagunares cercanos para la obtención de agua potable. En cuanto a las estaciones de nuestro país, este es el caso de las bases permanentes Jubany y Esperanza. Base Marambio también recurre a un cuerpo lagunar, aunque de naturaleza artificial. Es particularmente curioso el caso de Base Decepción, que se abastece de un acuífero subterráneo situado a 12 metros de profundidad, caso único en la Antártida y cuya existencia responde a la ocurrencia de una anomalía térmica, debida al vulcanismo presente en la zona, que permite la existencia de agua líquida a esa profundidad.

HERRAMIENTAS DE GESTIÓN, PROTECCIÓN Y CONSERVACIÓN

a) Antecedentes

La preocupación por la preservación de los elementos naturales no fue una prioridad para los signatarios originales del Tratado Antártico. La conservación de la paz en el continente y la libertad para desarrollar actividad científica fueron los pilares básicos sobre los que se apoyó inicialmente el Tratado. Sin embargo, a lo largo de sus primeras tres décadas

de existencia, las Reuniones generaron una serie de medidas bajo las disposiciones de su artículo IX (que prevé la creación de medidas tendientes a “la preservación y conservación de recursos vivos en la Antártida”), o en convenciones separadas, que enfocaron cuestiones como la protección de la flora y la fauna, la designación de áreas protegidas, manejo de residuos y códigos de conducta. En 1991, se

firmó en Madrid el Protocolo al Tratado Antártico sobre Protección del Medio Ambiente (“Protocolo de Madrid”), que complementa y refuerza al Tratado Antártico para garantizar que la Antártida siga utilizándose exclusivamente para fines pacíficos y científicos, y no se convierta en escenario u objeto de discordia internacional. El Protocolo reconoce las oportunidades únicas que ofrece la Antártida para la observación científica y la investigación de procesos de alcance global y regional, así como la necesidad de la protección de sus valores de vida silvestre y estéticos. De esta manera, el Protocolo de Madrid designa a la Antártida como “reserva natural, consagrada a la paz y a la ciencia”, prohibiendo expresamente cualquier actividad relacionada con la explotación de los recursos minerales antárticos. El Protocolo posee un cuerpo principal, más cinco anexos, que constituyen el instrumento práctico de aplicación, y que se refieren a: Evaluación del Impacto sobre el Medio Ambiente, Conservación de la Fauna y Flora Antárticas, Eliminación y Tratamiento de Residuos, Prevención de la Contaminación Marina; y Protección y Gestión de Zonas. En particular referencia al recurso agua, el Acta Final de la XI Reunión Consultiva Especial del Tratado Antártico (Madrid, 1991), reunión en la que se acordó el texto del Protocolo, señala que la recolección de hielo no debía ser considerada una actividad de extracción de recursos minerales, conforme a lo estipulado en el artículo 7 del Protocolo (que prohíbe cualquier actividad relacionada con los recursos minerales, salvo la investigación científica), aunque acuerda en que, si tal recolección fuera posible en el futuro, se le aplicarían las demás previsiones establecidas por el Protocolo de Madrid.

b) El recurso hídrico en el Protocolo de Madrid

Teniendo en cuenta la importancia ya señalada del recurso hídrico en la Antártida, cabe destacar que ya en su Artículo 3.2.b., el Protocolo específicamente establece que,

con el fin de proteger el medio ambiente antártico y los ecosistemas dependientes y asociados, las actividades en el área del Tratado Antártico serán planificadas y realizadas de tal manera que se eviten efectos perjudiciales significativos en la calidad del agua; cambios significativos en el medio ambiente terrestre (incluyendo el acuático) y glacial; así como también la degradación o el riesgo sustancial de degradación de áreas de importancia biológica y científica. El Artículo 15 del Protocolo (Acciones de respuesta en casos de emergencia) establece la necesidad de que las Partes elaboren planes de emergencia para responder a los incidentes que puedan tener efectos adversos para el medio ambiente antártico o sus ecosistemas dependientes y asociados. Esta norma está mayormente referida a posibles derrames de combustible que puedan afectar sistemas de agua dulce o marina. De esta forma, el Protocolo brinda una herramienta de gestión que apunta, entre otras cosas, a minimizar los posibles efectos perjudiciales sobre, por ejemplo, el recurso hídrico. Es importante señalar que esta disposición no sólo es aplicable a los Programas nacionales, sino también al turismo y a todas las demás actividades no gubernamentales.

c) El recurso hídrico en los Anexos del Protocolo de Madrid

En los anexos al Protocolo de Madrid es posible encontrar una serie de elementos de gestión de carácter general y particular, que tienden, de manera directa o indirecta, a la protección y conservación de los recursos hídricos del continente. Así, el Anexo I (Evaluación del Impacto sobre el Medio Ambiente) en su Artículo 1 establece la obligación de evaluar, antes de su inicio, el impacto medioambiental de las actividades humanas en la Antártida, conforme a los procedimientos que cada país considere apropiados, con el objeto de evitar o reducir sus efectos negativos, diseñar programas de monitoreo y proponer la implementación de medidas de mitigación y restauración. El Anexo II (Con-

servación de la Fauna y Flora Antárticas), en su Artículo 4, prohíbe la introducción de especies animales o vegetales que no sean autóctonas de la zona del Tratado Antártico (salvo de conformidad con una autorización de las autoridades competentes) en tierra ni en las plataformas de hielo ni en el agua de la zona del Tratado Antártico. El Anexo III, en su Artículo 4, prohíbe que los residuos generados por las actividades antrópicas sean depositados en áreas con hielo, libres de hielo o en sistemas de agua dulce. Las herramientas que provee el Anexo V están básicamente referidas a la posibilidad de otorgar protección especial (a través de su designación como *Zona Antártica Especialmente Protegida* o *Zona Antártica Especialmente Administrada*) a zonas que contengan valores particulares, mediante la implementación de planes de gestión, que regulan así los usos posibles dentro de esas áreas. El Artículo 3 establece que cualquier zona puede ser designada como

Zona Antártica Especialmente Protegida a fin de proteger sobresalientes valores científicos, estéticos, históricos o naturales, cualquier combinación de estos valores, o las investigaciones científicas en curso o previstas, entre los que se podrán incluir, entre otras, los ejemplos representativos de los principales ecosistemas terrestres, incluidos glaciales y acuáticos y marinos; y las zonas de especial interés para las investigaciones científicas en curso o previstas. En cuanto a las *Zonas Antárticas Especialmente Administradas*, sus Planes de Gestión, conforme a lo estipulado por el Artículo 5 del Anexo V, incluirán códigos de conducta relativos al acceso a la zona y los desplazamientos en su interior o sobre ella; y a las actividades que se llevan o que puedan llevarse a cabo en la zona, teniendo en cuenta las restricciones de tiempo y lugar, de modo de evitar posibles conflictos con los recursos presentes en la Zona, entre los cuales figura el recurso agua.

LA GESTIÓN DEL RECURSO HÍDRICO EN EL PROGRAMA ANTÁRTICO ARGENTINO

La aplicación de las herramientas descriptas dentro del marco del Programa Antártico Argentino dio lugar, desde la firma del Protocolo de Madrid, a la implementación de medidas tendientes a lograr una gestión adecuada de los recursos antárticos en general, entre las cuales se destacan la elaboración de planes de contingencia y de gestión de residuos para instalaciones antárticas, planes de limpieza de residuos históricos, códigos de conducta en áreas de instalaciones y revisiones ambientales de bases antárticas. A partir de la sanción de la Ley 25.675 (Política Ambiental Nacional), se ha considerado útil incorporar sus principios y objetivos a la implementación de las medidas de gestión en la Antártida. En el caso particular de los recur-

sos hídricos, pueden destacarse tres ejemplos o medidas concretas:

1. Ajuste de los procedimientos internos del Programa Antártico Argentino a la ley 24.051 (ley nacional de residuos peligrosos), que justamente define al residuo peligroso como aquel residuo que pueda causar daño, directa o indirectamente, a seres vivos o contaminar el suelo, el agua, la atmósfera o el ambiente en general. Con este propósito, la Dirección Nacional del Antártico obtuvo su Certificado Ambiental Anual de Generador de Residuos Peligrosos (nro. 02338), otorgado por la Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, de acuerdo con la Resolución SDSyPA 29/04.

2. Inclusión de provisiones particulares respecto al manejo de agua dulce en el Código de Conducta para el uso de Instalaciones en la isla Decepción (DT 13, Ciudad del Cabo, 2004), área propuesta para su designación como Zona Antártica Especialmente Administrada del Tratado Antártico, en conjunto con otros cinco países. Particularmente se incluyeron restricciones a las actividades antrópicas a ser desarrolladas en los alrededores de las tomas de agua dulce de las bases Decepción (Argentina) y Gabriel de Castilla (España).
3. Diagnóstico ambiental y propuestas de medidas de gestión para la principal base de distribución logística de la Argentina, mediante la elaboración del documento “Revisión Ambiental de las Actividades Argentinas en Base Marambio”, presentado al Comité de Protección Ambiental del Tratado Antár-

tico (DI 49, Tromsø, Noruega, 1998), en la que se hizo particular hincapié en la gestión de los recursos hídricos en dicha base. El proceso de revisión ambiental permitió identificar los niveles de impacto sobre los recursos hídricos, y permitió la determinación de variables clave sujetas a monitoreo. Se propusieron pautas de tipo operativo, con el objeto de enfrentar problemas del manejo actual en temas clave para las operaciones de la base, que incluyeran combustibles, residuos y efluentes. Por último se propuso la realización de un programa de monitoreo que permitiera verificar la magnitud de los impactos operativos derivados de las principales actividades en curso, y proveer información sobre la evolución a mediano y largo plazo de las medidas de corrección y/o mitigación puestas en práctica como resultado de la aplicación de recomendaciones de manejo.

CONCLUSIÓN

La importancia del recurso agua en la Antártida es reconocida por el Tratado Antártico y sus instrumentos y normas asociados. Su preservación se encuentra articulada en un marco de protección general que comprende a la totalidad de los recursos naturales antárticos, dado por el Protocolo de Madrid. Nuestro país ha debido ajustar sus actividades no sólo a este marco general, sino también a las previsiones que surgen de las demás normas ambientales vigentes en nuestro territorio, mediante la elaboración,

implementación y fiscalización de procedimientos tendientes a asegurar la continuidad de los recursos hídricos en estado prístino. Estas prácticas, emuladas por los signatarios del Protocolo de Madrid, sumadas al espíritu de cooperación internacional que emana del artículo III del Tratado Antártico y del artículo 6 del Protocolo de Madrid, seguramente contribuirán a la conservación de los recursos hídricos, de modo de que las funciones que ellos desarrollan en la Antártida continúen inalteradas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- CONVENCIÓN PARA LA PROTECCIÓN DE LA CAPA DE OZONO. Viena, Austria (1985)
- HANSOM, J.D. & J.E. GORDON, *Antarctic Environments and Resources. A geographical perspective*. Longman, 1998.
- Paquete de Gestión de la Zona Antártica Especialmente Administrada (ZAEA) de Isla Decepción*. VII REUNIÓN DEL COMITÉ DE PROTECCIÓN AMBIENTAL (CPA) DEL TRATADO ANTÁRTICO, Doc. de Trabajo # 13, Ciudad del Cabo, Sudáfrica, 2004.
- Protocolo a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático, 1997. Kyoto, Japón.
- PROTOCOLO AL TRATADO ANTÁRTICO SOBRE PROTECCIÓN DEL MEDIO AMBIENTE. Madrid, España (1991)
- REVISIÓN AMBIENTAL DE LAS ACTIVIDADES ARGENTINAS EN BASE MARAMBIO*, 1998. I Reunión del Comité de Protección Ambiental (CPA) del Tratado Antártico, como Doc. # 49 (Tromsø, Noruega, 1998).
- SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research), *International Workshop on Subglacial Lake Exploration*. Cambridge, England, 1999.
- ZIMMERMAN, E. 1951. *World Resources and Industries*. New York: Harper & Row, in Mather, A.S. & Chapman, K. *Environmental Resources*. Longman Group Ltd., 1995.



DR. ADRIÁN ÁNGEL SILVA BUSO

FORMACIÓN ACADÉMICA:

- **DR. CIENCIAS GEOLÓGICAS,**
FACULTAD CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES,
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES, 2000.
- **DIPLOMADO EN HIDROGEOLOGÍA,**
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS,
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID, 1993.
- **LIC. CIENCIAS GEOLÓGICAS,**
FACULTAD CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES,
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES, 1991.

Esta obra constituye una revisión y actualización de cada uno de los principales aspectos de las líneas de investigación relacionadas con el agua en la región norte de la Península Antártica fundamentalmente sobre la base de los estudios y publicaciones científicas. Constituye una primera aproximación desde la perspectiva del conocimiento de los Recursos Hídricos y no pretende abarcar todos los aspectos al respecto ni agotar todas las posibilidades de investigación en el tema. El libro pretende presentar, a partir de los diferentes autores que han participado, un resumen de los resultados más salientes de la investigación argentina en esta línea temática durante los últimos años. Pretende también ser un modesto homenaje a la presencia argentina en Antártida y colaborar en la difusión de la investigación científica en dicho continente.