

Fluctuaciones de la extensión del casquete glacial de la isla Livingston (Shetland del Sur) desde 1956 hasta 1996

Fluctuations in the length of the Livingston (South Shetland Islands) ice cap between 1956 and 1996

J. CALVET⁽¹⁾, D. GARCÍA SELLÉS⁽¹⁾ y J. CORBERA⁽²⁾

(1) Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona. c. Martí Franquès, s/n. 08028 Barcelona

(2) Centro de Estudios Técnico-Marítimos. c. Mallorca, 306. 08037 Barcelona

RESUMEN

A partir de documentos cartográficos e imágenes de satélite se constata un 4,31% de reducción de extensión del casquete glacial de la isla Livingston desde 1956 hasta 1996. Se detecta la influencia de factores locales, fundamentalmente de tipo topográfico, que condicionan los avances y retrocesos del frente glacial en los diferentes sectores de la costa y se establece un modelo simple en el que se relaciona la reducción del conjunto del casquete con el calentamiento atmosférico experimentado en los últimos decenios en la zona de la Península Antártica.

Palabras clave: Fluctuaciones glaciares. Reducción. Shetland del Sur. Calentamiento atmosférico.

ABSTRACT

Cartographic data and satellite images have revealed that the area of the Livingston ice cap decreased by 4.31% from 1956 to 1996. Local factors, mainly topographic, have an influence on advances and retreats of the ice front. We established a simple model which correlates the reduction of the ice cap and the atmospheric warming detected in the Antarctic Peninsula during the last few decades.

Keywords: Glacier fluctuations. Retreat. South Shetland. Atmospheric warm.

EXTENDED ABSTRACT

In 1956, according to the map of the British Antarctic Territory (DOS, 1968), 734 km² of Livingston Island were covered by ice. Comparison with a SPOT satellite image shows a reduction of 4.31% in the ice cap area between 1956 and

1996 (Fig. 2). In addition, photogrametric measurements on aerial photographs taken in 1956 and 1986 and field observations obtained since 1989 have shown that the thickness of the ice cap has also decreased (Calvet et al., 1998).

From a satellite photograph (1962, ARGON Project) and several LANDSTAT (1986, 1988 and 1989) and SPOT (1991 and 1996) images we measured the fluctuations of the different ice fronts of Livingston Island. The ice fronts were subdivided into several segments according to their distinctive fluctuation behaviour. Taking the situation in 1956 as a reference, the fluctuations are expressed as the area gained or lost (m^2) divided by the length of the coastal front (m) (Fig. 2). Local factors, mainly topographic, determine the variations in each of the ice front segments. A clear trend to reduction, with short-term partial recoveries, was observed everywhere.

Fig. 3 shows the evolution of the Livingston ice cap as a whole between 1956 and 1996. In principle, the lack of data between 1962 and 1986 would not permit to rule out the existence of short-term high amplitude fluctuations. Nevertheless, comparison between aerial photographs taken in 1956 and geomorphologic data obtained since 1989 shows that no significant advance (or retreat with subsequent recovery) has taken place since 1956. Thus, we conclude that the general retreating trend suggested by Fig. 3 is real.

The correlation between atmospheric warming and the glacial retreat observed in the ice-shelves of the northern Antarctic Peninsula and glaciers of South Georgia has been suggested by Vaughan and Doake (1996) and Gordon and Timmis (1992) respectively. Atmospheric warming can also account for the reduction of the Livingston ice cap. Although precipitation may also be relevant, the only available meteorological parameter from the South Shetland Islands dataset is temperature. We aimed to correlate the temperature and the fluctuation trends in Livingston between 1956 and 1991. To that end, we used the thermal series of Bellinghousen (King George Island), which are considered as having regional significance (Rodríguez, 1995). We conclude that spring-summer temperatures are the main factor that control the ice cap fluctuations (Fig. 4).

INTRODUCCIÓN

La isla Livingston, al igual que las otras islas de las Shetland del Sur (Fig. 1), está recubierta, casi en su totalidad, por un importante casquete de hielo. Según el mapa del British Antarctic Territory (DOS, 1968) la extensión de la isla era en 1956 de 817,986 km^2 , estando 734,12 km^2 (89,74%) cubiertos por el casquete. La comparación de este mapa con la imagen SPOT de 1996 (Fig. 2) permite constatar una reducción de extensión del casquete de 31,608 km^2 (4,31%). Esta reducción de extensión se acompaña de una disminución del espesor del casquete, observada y medida en diversas localidades de la isla (Calvet et al., 1998). Una reducción de extensión de magnitud similar se ha observado otras islas del archipiélago (Ballester et al., 1993).

Fenómenos similares han sido estudiados en este sector de la Antártida. Dentro del área de la Península Antártica, Vaughan y Doake (1996) detallan la gran reducción de los *ice shelves* durante los últimos 50 años. Los autores consideran que la reducción es debida al importante calentamiento atmosférico experimentado en la zona de la Península Antártica. Más al Norte, a 54° S, Gordon y Timmis (1992) constatan un retroceso de los glaciares de

Georgia del Sur durante la década de los 70 y principios de los 80, que también consideran debido al calentamiento climático desde 1950.

En el presente artículo se presenta un estudio de la reducción de extensión del casquete de la isla Livingston, a partir de imágenes de satélite, y se plantea la posible relación entre esta reducción y el calentamiento observado en los últimos decenios en la zona de la Península Antártica.

ANTECEDENTES

La fluctuación de extensión de un casquete glacial es el resultado de la interacción, en los frentes marinos del casquete, entre flujo glacial y el *calving* (Brown et al., 1982; Van der Veen, 1996; Warren, 1992). Mientras que los factores y parámetros que rigen el flujo glacial son relativamente bien conocidos, en el caso del *calving* hay un gran desconocimiento de cómo actúan los factores que, de manera entre intuitiva y empírica, se supone que lo controlan. De manera que la interacción entre flujo y *calving* es muy poco conocida. Los trabajos de campo, con observaciones detalladas, sobre este tipo de procesos pue-

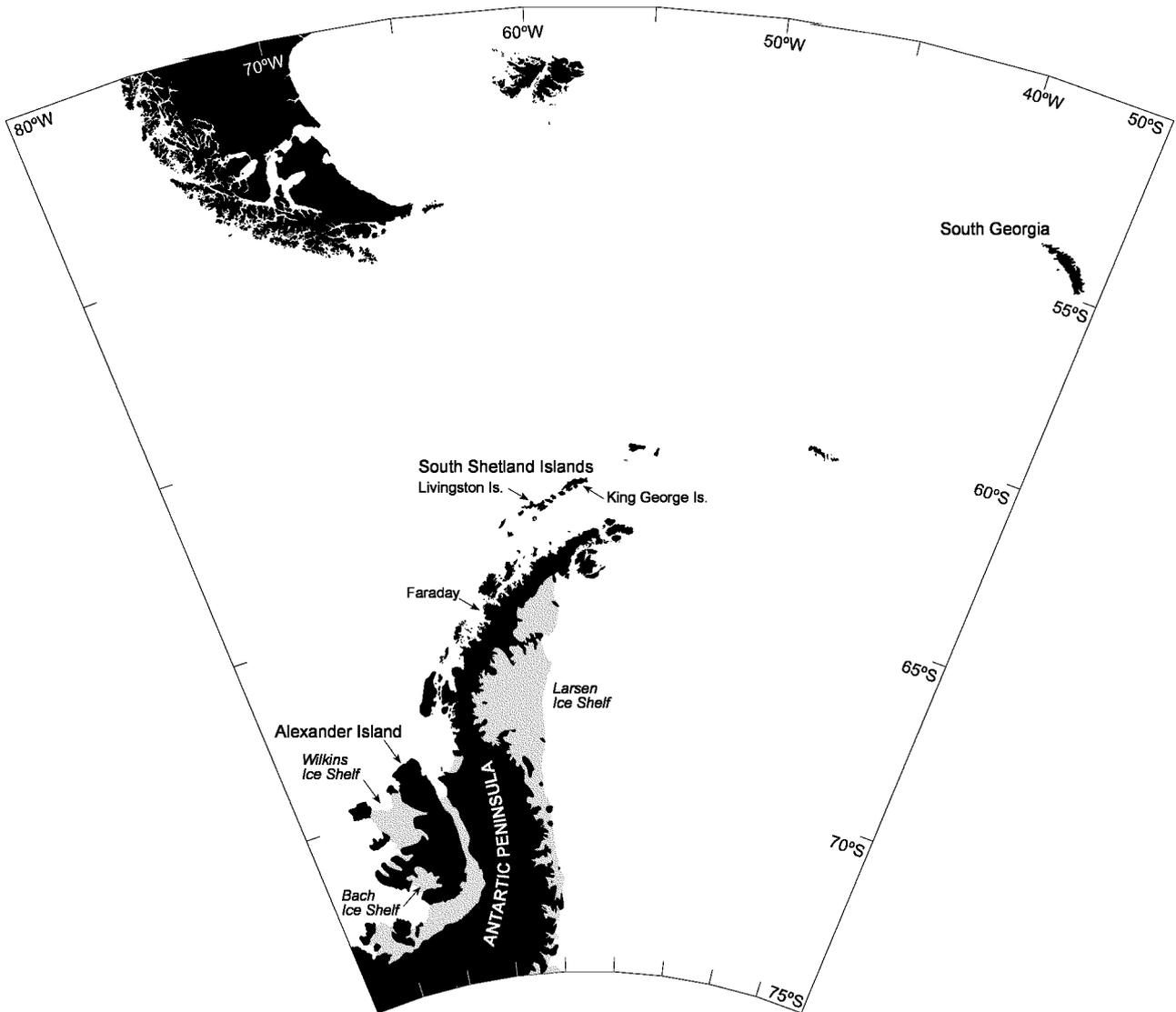


Figura 1. Situación de las islas Livingston y Georgia del Sur y de las plataformas de hielo de la Península Antártica.

Figure 1. Sketch map showing location of Livingston Island, South Georgia Island and the ice-shelves of the Antarctic Peninsula.

den catalogarse en dos grandes tipos: unos con un periodo de observaciones de varias decenas de días, como el realizado en el glaciar San Rafael (Chile) (Warren et al., 1995) y otros con observaciones durante varias decenas de años, entre estos destacan los trabajos que se llevan a cabo en el glaciar Columbia (Alaska) por el U.S. Geological Survey (Brown et al. 1982). En ambos casos los autores reconocen el gran desconocimiento que se tiene de estos procesos y de la incidencia de los diferentes factores que intervienen. En observaciones sobre grandes áreas y a escala de decenas de años y superiores, queda bastante claro que si bien el clima es un factor importante,

otros factores, como la topografía, profundidad del agua o cambios en las condiciones proglaciales, pueden tener un papel condicionante de primera magnitud (Warren, 1992). Esta misma idea de conjunto es la que parece puede aplicarse al comportamiento del *calving* en los márgenes de los casquetes glaciales durante el final del último periodo glacial (Warren, 1992).

En Georgia del Sur, Gordon y Timmis (1992) constatan que la respuesta de los glaciares al calentamiento climático es diferente según las condiciones topográficas. El retroceso se inicia en 1950 en los glaciares de pequeñas

dimensiones, que no llegan al mar, y a partir de 1970 en los glaciares mayores, que terminan en el mar con un frente acantilado.

Vaughan y Doake (1996) presentan los datos del retroceso, de los últimos 50 años, de los *ice shelves* situados al E y al W de la Península Antártica relacionándolo directamente con el calentamiento atmosférico medido en esta zona. Según indican, en el área de la Península antártica los *ice shelves* son viables cuando las temperaturas medias anuales son iguales o inferiores a -5°C , y los que se encuentran próximos a estas condiciones térmicas han sido inestabilizados por el calentamiento. No está claro cuales son los mecanismos importantes durante el retroceso de los *ice shelves*. Los puntos de anclaje, lugares donde el *ice shelf* toca al substrato rocoso, ejercen un importante papel en el retroceso del *ice shelf*. Cuando el *ice shelf* se desconecta de estos puntos puede retroceder libremente. En los *ice shelves* situados más al sur (Wilkins *ice shelf* y Bach *ice shelf*), junto a la isla Alexander, con

temperaturas medias anuales alrededor de -9°C , el calentamiento reciente no ha sido suficiente para desequilibrarlos.

DATOS Y METODOLOGIA UTILIZADA

Fluctuaciones

La extensión del casquete glacial de la isla Livingston se extrajo de los siguientes documentos:

1956 Mapa del British Antarctic Territory, South Shetland Islands, hojas W 62 60 y W 62 58 (DOS, 1968), realizado a partir de fotografías aéreas tomadas en el verano de 1956-57. Este mapa fue digitalizado.

1962 Fotografía desde satélite, 18/05/62. (*Declassified intelligence satellite photography*, Proyecto AR-

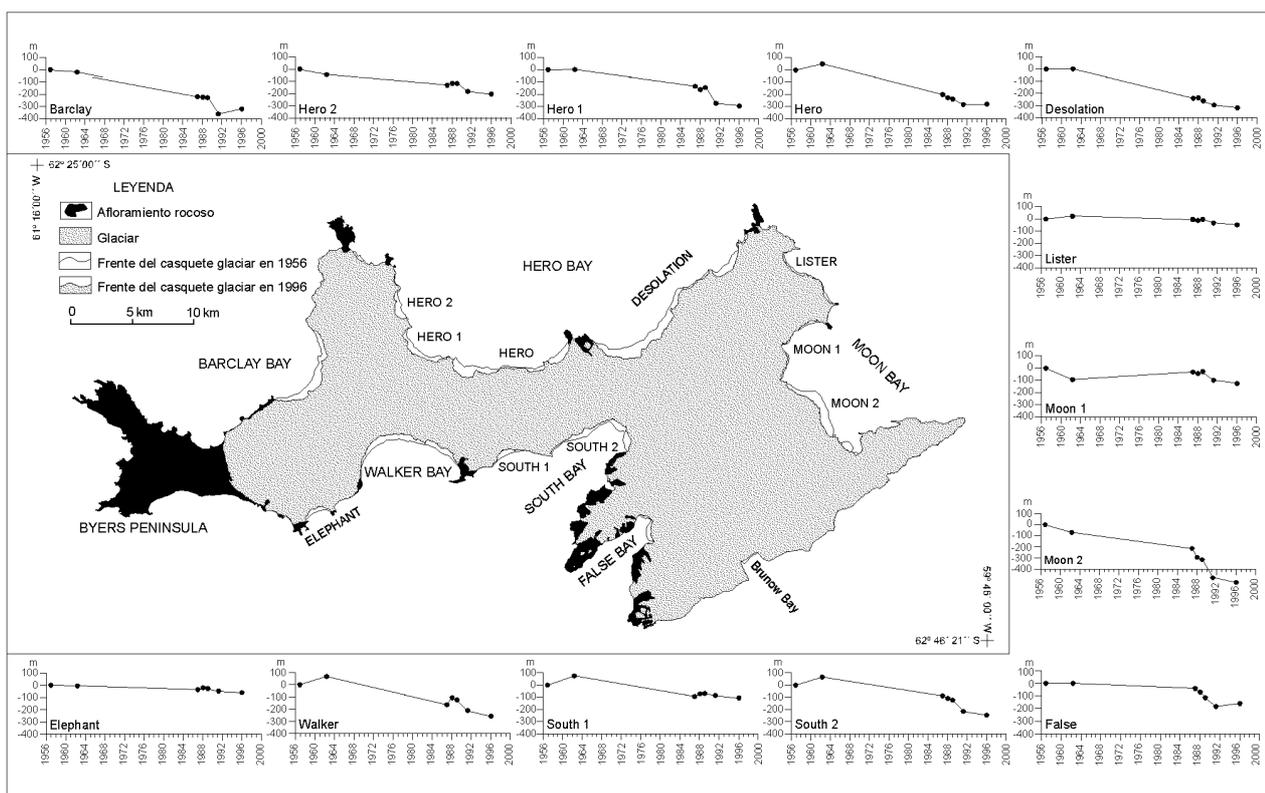


Figura 2. Extensión del casquete glacial de la isla Livingston en el año 1956 y en el año 1991. Fluctuación acumulada (expresada en metros cuadrados de superficie divididos por longitud en metros del frente glacial) de cada sector.

Figure 2. Retreat of Livingston Island ice cap from 1956 to 1996. Accumulated fluctuation corresponding to the different ice front segments (area in m^2 divided by ice front length in m)

GON). Fotografía tomada desde una altura de 174 millas náuticas, con una cámara de 3 pulgadas de distancia focal. El negativo, cuya escala nominal es de 1/4.250.000, fue digitalizado a 7 μ m, obteniendo así, en teoría, una resolución aproximada en el suelo de 30 m. Debido a la calidad del cliché, la precisión de esta imagen es menor que la del resto de los documentos.

- 1986 Imagen LANDSAT-MSS del 30/12/86, 80 metros de resolución.
- 1988 Imagen LANDSAT-TM del 17/01/88, 30 metros de resolución.
- 1989 Imagen LANDSAT-TM del 17/01/89, 30 metros de resolución.
- 1991 Imágenes SPOT-P del 30/03/91, 10 metros de resolución
- 1996 Imágenes SPOT-P del 11/01/96, 10 metros de resolución.

A partir de las imágenes SPOT de 30/03/91 se realizó una ortoimagen de toda la isla (ICC-UB, 1992) a escala 1:100.000, en proyección Lambert cónica ortomórfica, que es la del mapa Británico. De este modo ambos documentos son perfectamente superponibles y comparables.

El resto de las imágenes fueron corregidas geométricamente adaptándolas a la geometría de la ortoimagen utilizando funciones polinómicas. Este proceso no permite corregir la deformación introducida en la imagen por el relieve, pero, como se trataba de comparar la línea de costa del casquete glacial situada toda a nivel del mar, el sistema de corrección es suficiente si se utilizan puntos de control situados a esta misma cota.

Para medir las fluctuaciones se establecieron una serie de sectores de frente marino glacial, separados entre sí por afloramientos rocosos. En cada documento se digitalizó, manualmente, la posición de estos frentes y se calculó el área ganada o perdida con relación al anterior.

Para estudiar comparativamente la evolución de los diferentes sectores de frente glacial se procedió a una homogeneización, consistente en dividir el valor de la variación de área de cada sector por la longitud del frente de costa del sector. Hay que resaltar que en un mismo sector y para un mismo periodo se pueden dar situaciones de avance en un tramo y retroceso en otro, por lo que los valores que se detallan son la suma de estas fluctuaciones

para cada sector y periodo. En la Fig. 2 se presentan los valores acumulados de esta variación a lo largo del tiempo.

Temperaturas

Al no disponer de una serie de temperatura continua de la isla Livingston se ha utilizado la de la Base Bellingshausen, situada en la isla King George (a unos 80 km al NE de Livingston), con medias mensuales desde 1944 hasta 1991. Esta serie de temperaturas, al igual que todas las otras de las Shetland, muestran una clara significación regional (Rodríguez, 1995), por lo que su utilización en el entorno de la isla Livingston es aceptable.

LAS FLUCTUACIONES DE EXTENSIÓN

A partir de los datos de las fluctuaciones acumuladas (Fig. 2) se observa:

- Las variaciones entre 1956 y 1962 son, en algunos casos, importantes, aunque deben tomarse con cierta precaución, debido a la deficiente precisión de la fotografía de 1962.
- Los documentos de que disponemos dejan un largo intervalo, desde 1962 hasta 1986, sin datos. Para este intervalo ha sido imposible encontrar imágenes de calidad similar a las que hemos utilizado (tanto por lo que hace a resolución, como por lo que respecta a imágenes sin nubes).
- En el periodo de 1956 a 1986 hay retroceso en todos los casos, menos en Bahía Falsa, aunque las magnitudes pueden variar notablemente, desde -5 m hasta -239 m.
- En el periodo de 1986 a 1996, se dispone de varios documentos y se puede estudiar con más detalle la evolución. El resultado final en todas los frentes es de retroceso, pero se dan periodos de recuperación en todos los sectores a excepción de Moon2.
- En el periodo de 1989 a 1991 no hay recuperación en ningún sector, tan solo se detectan avances muy localizados en algunas áreas, pero el resultado final es de retroceso en todos los sectores.
- En conjunto hay una tendencia al retroceso, pero, dada la falta de datos en un periodo de 24 años (entre 1962 y 1986), queda la posibilidad de que las observaciones

			1/12/56	18/05/62	30/12/86	17/01/88	17/01/89	30/03/91	11/01/96	
En el intervalo	Años de intervalo	años	0	5,459	24,619	1,049	1,002	2,196	4,786	
	Aumento	km ²	0	5,802	1,767	2,753	1,402	0,567	1,643	
	Disminución	km ²	0	-4,470	-21,672	-3,533	-2,661	-9,384	-3,822	
	Fluctuación	km ²	0	1,332	-19,905	-0,780	-1,259	-8,817	-2,179	
	Fluctuación	km ² /año	0	0,244	-0,809	-0,744	-1,256	-4,015	-0,455	
Desde el inicio	Años desde el inicio	años	0	5,459	30,078	31,127	32,129	34,324	39,110	
	Fluctuación (F _(año))	km ²	0	1,332	-18,573	-19,353	-20,612	-29,429	-31,608	
	Fluctuación	km ² /año	0	0,244	-0,617	-0,622	-0,642	-0,857	-0,808	
	Fluctuación (tF) Tendencia hasta 1991	km ² /año								-0,779
	Fluctuación Tendencia hasta 1996	km ² /año								-0,820

Tabla 1. Variación de la extensión del casquete glacial de la isla Livingston.

Table 1. Areal fluctuation of Livingston Island ice cap.

de que disponemos correspondan a situaciones momentáneas dentro de grandes fluctuaciones (retrocesos y avances) de corto periodo; en este caso no podríamos deducir ninguna tendencia. Nuestras observaciones geomorfológicas de campo, efectuadas desde 1989 hasta la actualidad, contratadas con fotografías aéreas de 1956, muestran que desde 1956 el casquete no ha experimentado ningún avance significativo; por ello podemos admitir que la evolución entre 1962 y 1986 es de retroceso, sin que podamos precisar si este ha sido progresivo o sincopado o si ha habido algunos periodos intermedios de avance.

En resumen, se detecta una tendencia general al retroceso, que sería relacionable con las observaciones de Vaughan y Doake (1996) en los *ice shelves* de la Península Antártica y de Gordon y Timmis (1992) en los gla-

ciars de Georgia del Sur. El comportamiento peculiar en cada uno de los sectores de costa estaría condicionado por factores locales, tal como exponen los autores anteriormente citados.

La influencia de las condiciones locales en las fluctuaciones de cada uno de los sectores de frente establecidos en el casquete de la isla Livingston ha sido estudiada por Corbera (1996).

A partir de los datos locales se ha establecido la evolución del conjunto de la isla (Tabla 1 y Fig. 3). Entre 1956 y 1996 hay una pérdida de extensión de 31,608 km², lo cual representa una pérdida anual media de 0,808 km² / año. Si tenemos en cuenta todos los valores intermedios de la fluctuación, obtenemos una tendencia de -0,820 km² / año. La tendencia desde 1956 hasta 1991 es de -0,779 km² / año, valor que utilizaremos más adelante.

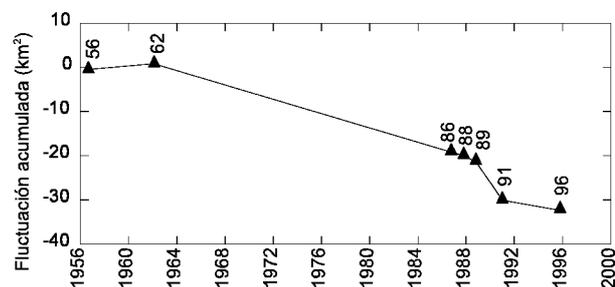


Figura 3. Variación de la extensión del casquete glacial de la isla Livingston

Figure 3. Areal fluctuation of Livingston Island ice cap.

RELACIONES ENTRE LAS FLUCTUACIONES Y LAS SERIES TÉRMICAS

Consideramos que las fluctuaciones de extensión del conjunto del casquete de la isla Livingston muestran un comportamiento en el que la influencia de los factores locales queda muy atenuada. De esta manera podemos intentar una correlación con las variaciones de temperatura que se han registrado en esta zona durante los últimos decenios.

Otro factor importante que se debería tener en cuenta es la alimentación del glaciar. Desafortunadamente no

se dispone de datos de precipitaciones ni, por tanto, de balance. Así pues, nuestra aproximación se centrará en analizar el papel de la temperatura en las fluctuaciones.

Ya hemos indicado que, al no disponer de una serie de temperatura continua de la isla Livingston, se ha utilizado la de la Base Bellingshausen (isla King George) que tiene una clara significación regional. En esta serie, al igual que las del resto de las Shetland del Sur, iniciadas en los años 40 aparece una clara tendencia al aumento de las temperaturas (Rodríguez, 1995; Jones, 1995). En los datos de la Base Bellingshausen, desde 1944 hasta 1991 se detecta una tendencia al aumento de la temperatura media anual de 0,025°C/año (0,008°C/año para la primavera, 0,017°C/año para el verano, 0,023°C/año para el otoño y 0,052°C/año para el invierno). Estos datos son coherentes con los expuestos por Vaughan y Doake (1996), que dan aumentos de temperatura mayores (aumento de 0,056°C/año en la Estación Faraday, situada a 450 km al SE de Bellingshausen). También son coherentes con los de Gordon y Timmis (1992) en Georgia donde el aumento es menor que en las Shetland del Sur. Desde 1956 hasta 1991, que es el periodo el que tenemos datos de fluctuación del casquete glaciar de Livingston, la tendencia es de 0,033°C/año, con un aumento de la temperatura media de 1,135°C (0,011°C/año para la primavera, 0,020°C/año para el verano, 0,037 °C/año para el otoño y 0,052°C/año para el invierno).

Hemos considerado que las fluctuaciones pueden estar relacionadas con las temperaturas medias de primavera y verano. En las Shetland del Sur, las temperaturas medias de invierno y otoño son siempre inferiores a 0°C, las de primavera también son negativas, aunque están ejerciendo un efecto de “precalentamiento” del glaciar. Las de verano son netamente positivas. Hemos calculado la media de primavera y verano para cada año ($T_{(año)}$), desde 1956 hasta 1991, y la tendencia ($tT = +0,015°C/año$) de estas medias, así como, el aumento de la temperatura media de primavera y verano para este periodo (0,528°C).

Tomando como inicio el año 1956, la función lineal que nos da la temperatura media de primavera y verano ($TtT_{(año)}$) que le correspondería a cada año según la tendencia de la serie es la siguiente:

$$TtT_{(año)} = 0,0150911 (año - 1956) - 0,474924$$

Para el mismo periodo la tendencia de la fluctuación (tF) de extensión del casquete glaciar es de -0,779 km² / año (algo inferior a los -0,820 km² / año del conjunto del

periodo 1956 a 1996 del que tenemos datos de fluctuación).

Asimismo, tomando como inicio el año 1956, es posible calcular la fluctuación acumulada (FtF) hasta un año posterior, según la tendencia de la fluctuación:

$$FtF_{(año)} = -0,779052 (año - 1956)$$

A partir de ambas ecuaciones se puede calcular la función que relaciona, dentro de este periodo, la fluctuación acumulada del casquete (según la tendencia de esta fluctuación) con la temperatura media de primavera y verano (según la tendencia de la temperatura):

$$FtF_{(año)} = -51,623 (TtT_{(año)}) - 24,517$$

Suponiendo que nuestra argumentación fuese razonablemente aceptable, la pendiente de esta recta nos da idea de la gran sensibilidad de estos casquetes glaciales a los cambios de temperatura de primavera y verano. Un aumento de un grado de temperatura media de primavera y verano, daría para el casquete de la isla Livingston, de 734,12 km² de superficie, una pérdida de extensión de 51,623 km² (7,03%). El aumento registrado en el periodo 1956 a 1991 es de 0,528°C, lo que, atendiendo únicamente a las tendencias, implica una pérdida de extensión de 27,267 km² (en realidad se han perdido 29,429 km²).

Podemos profundizar más e intentar establecer el efecto que, sobre la fluctuación del casquete, ejercen las anomalías de las temperaturas medias anuales de primavera y verano con relación a la tendencia durante el periodo.

Las anomalías anuales pueden calcularse con relación a la temperatura media del periodo 1956 a 1991 (-0,20°C) o con relación al valor calculado para cada año según la tendencia. Calcularemos las anomalías ($aT_{(año)}$) sobre la tendencia térmica,

$$aT_{(año)} = T_{(año)} - TtT_{(año)}$$

donde $T_{(año)}$ es el valor observado y $TtT_{(año)}$ es el valor calculado según la tendencia.

Lo mismo puede hacerse, teóricamente, con las fluctuaciones del casquete, pero aquí nos encontramos con datos escasos y mal distribuidos. Para subsanar la falta de buenos datos hemos calculado la fluctuación acumulada desde el inicio ($Fac_{(año)}$) hasta los años en que tenemos observaciones (1986, 1988, 1989, 1991, se ha desprecia-

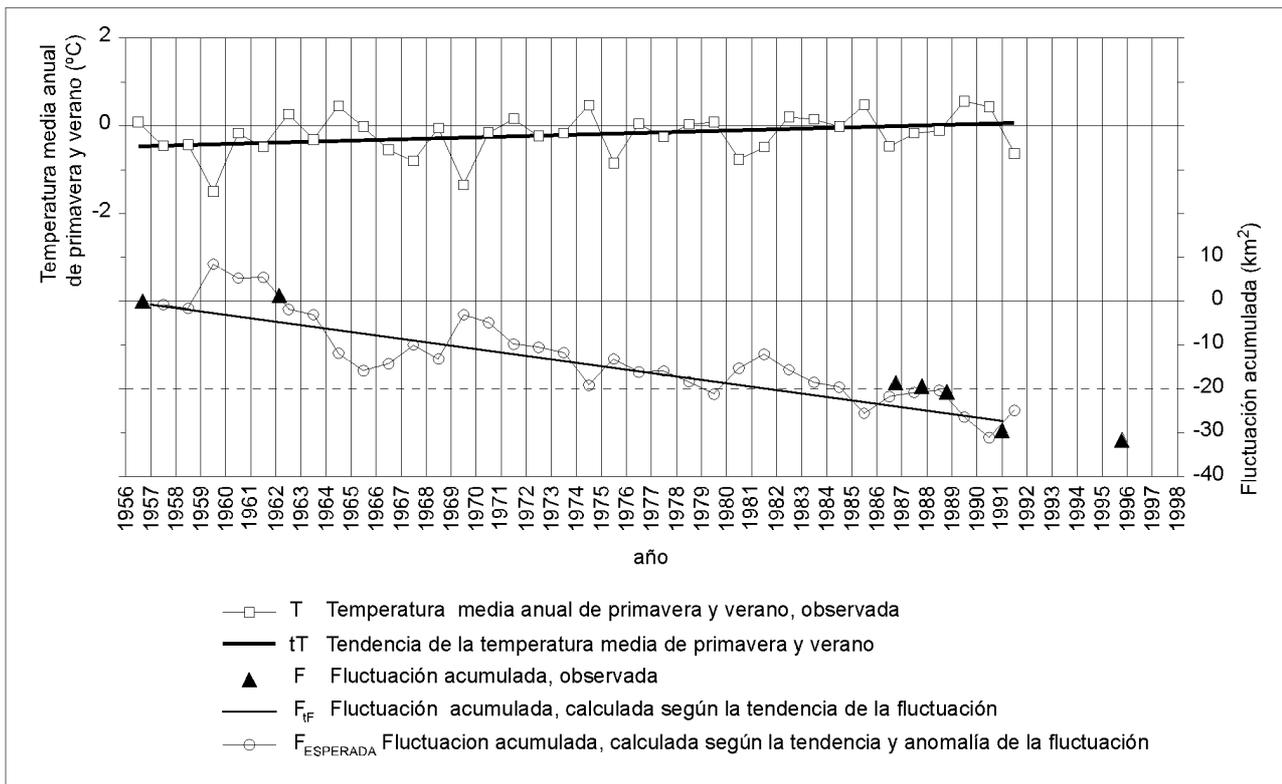


Figura 4. Fluctuaciones del casquete de la isla Livingston observadas y esperadas según tendencias de la temperatura de primavera y verano y sus anomalías térmicas .

Figure 4. Graphs showing the relationships between atmospheric temperatures and ice cap fluctuations on Livingston Island. Graphs at the top: spring-summer atmospheric temperatures (T) and their trend (tT). Graphs at the bottom: observed areal fluctuation of Livingston Island ice cap (F) and its trend (FtF). $F_{ESPERADA}$ is the calculated fluctuation considering the correlation between temperature trend (tT) and ice fluctuation trend (FtF) and the deviations of the data (T and F) with respect to their trends.

do 1962) y se le ha restado la fluctuación acumulada esperada ($FtF_{(año)}$), es decir la calculada según la tendencia. Dividiendo en cada caso por el número de años, obtenemos anomalías anuales medias ($aFp_{(año)}$) para periodos desde 1956 hasta los años citados.

$$aFp_{(año)} = (F_{(año)} - FtF_{(año)}) / (año - 1956)$$

Estos valores, aunque no son realmente anomalías anuales para unos determinados años sino que son medias, pueden ser más significativos que los pocos valores reales de anomalía anual que podríamos calcular (únicamente para 1988 y 1989 en que el intervalo con la observación anterior es de un año aproximadamente).

Así pues, disponemos de anomalías anuales medias de la fluctuación correspondientes a unos periodos. Para poder comparar con las anomalías térmicas hemos calcula-

do también la media de la anomalía térmica anual ($aTp_{(año)}$) para dichos periodos. La regresión lineal entre estos datos da, iniciando el periodo en 1956:

$$aFp_{(año)} = -10,0681 aTp_{(año)} + 0,0686$$

Si iniciamos el periodo en 1986, obtenemos:

$$aFp_{(año)} = -11,7997 aTp_{(año)} - 1,8686$$

Obsérvese que los valores de la pendiente (parámetro a) de estas rectas de regresión son muy similares (-10,0681 y -11,7997), pero en cambio el parámetro b experimenta una variación relativa notable, +0,0686 si iniciamos la serie en 1956 y -1,8686 si iniciamos la serie en 1986. Este valor más bajo puede ser interpretado como que la tendencia al retroceso por efecto de las anomalías se incrementa hacia los últimos años de la serie.

Disponiendo de los parámetros que relacionan la tendencia de la fluctuación acumulada (tF) con la tendencia de las temperaturas medias de primavera y verano (tT) y, también, de los parámetros que relacionan las anomalías de las fluctuaciones (aFp(año)) con las anomalías térmicas (aTp(año)) construiremos un modelo de fluctuación acumulada, año por año, desde 1956 hasta 1991.

La fluctuación acumulada esperada para un año es igual a la esperada para el año anterior más la fluctuación anual según la tendencia (de la fluctuación), que es constante, más la anomalía de la fluctuación de ese año, debida a la anomalía térmica del mismo año.

$$F_{\text{ESPERADA}}(\text{año}) = F_{\text{ESPERADA}}(\text{año} - 1) + tF + aFp(\text{año})$$

$$F_{\text{ESPERADA}}(\text{año}) = F_{\text{ESPERADA}}(\text{año} - 1) - 0,779052 + (10,0681 * aTp(\text{año}) + 0,0686)$$

También se puede calcular la fluctuación acumulada, para un año determinado, como la suma de la fluctuación anual según la tendencia multiplicada por el número de años transcurridos desde el inicio, más el sumatorio de las anomalías de la fluctuación de todos los años desde el inicio.

$$F_{\text{ESPERADA}}(\text{año}) = (\text{año} - 1956) * tF + \sum_{1956}^{\text{año}} aFp(\text{año})$$

$$F_{\text{ESPERADA}}(\text{año}) = (\text{año} - 1956) * tF + \sum_{1956}^{\text{año}} (-10,0681 * aTp(\text{año}) + 0,0686)$$

Puede observarse, en la Fig. 4, que la fluctuación acumulada calculada coincide bastante bien con las fluctuaciones acumuladas observadas los años 86, 88, 89 y 91. Esto únicamente indica que el modelo se ajusta a los datos de partida. Más significativo es el ajuste que obtenemos para la fluctuación acumulada hasta el año 62, ya que la fluctuación observada para este año no se ha utilizado para construir el modelo.

Si admitimos que el modelo tienen ciertas posibilidades de ser verosímil, podemos, observando la Fig. 4, hacer alguna consideración más. El rango de la oscilación de la fluctuación acumulada es menor que la fluctuación total (o que la tendencia) registrada. Esto es importante por que nos permite considerar que los observaciones de que disponemos dan cuenta realmente de una marcada tendencia al retroceso, tal como confirman nuestras observaciones geomorfológicas de campo.

Queda pues descartada la posibilidad de que las observaciones disponibles correspondan a situaciones momentáneas dentro de grandes fluctuaciones (retrocesos y avances) de corto periodo, que no nos permitan deducir ninguna tendencia.

El conjunto, fluctuaciones y relaciones con la variación de temperaturas, es coherente con el trabajo de Vaughan y Doake (1996).

CONCLUSIONES

A partir de fotografías aéreas e imágenes de satélite se constata una notable reducción (4,31%) de la extensión del casquete glacial de la isla Livingston desde 1956 hasta 1996. Esta reducción de extensión se acompaña de una disminución de espesor.

A pesar de que hay un periodo de 24 años sin datos sobre la extensión del casquete, a partir de observaciones, in situ, de tipo geomorfológico, iniciadas en 1989, y de las argumentaciones que se desarrollan en este trabajo, podemos admitir que esta reducción es realmente una tendencia. Descartamos que los datos, de que disponemos, sobre la extensión del casquete correspondan a situaciones momentáneas dentro de grandes fluctuaciones (retrocesos y avances) de corto periodo.

La reducción de extensión del casquete glacial de la isla Livingston, en su conjunto, está controlada por el calentamiento experimentado en la zona de la Península Antártica durante los últimos decenios. La evolución de esta reducción en cada tramo de costa depende de factores locales.

Se ha establecido una relación entre la evolución de la temperatura de primavera y verano y la fluctuación observada en la extensión del casquete glacial de la isla Livingston. Esta relación deberá ser revisada cuando se disponga de más observaciones.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto ANT96-0734, del Programa Nacional de Investigación en la Antártida. En su realización se ha contado con financiación proveniente de la ayuda 1999 SGR-00065 que recibe el Grup de Processos Geodinàmics Superficials de la Universidad de Barcelona (3130-UB-06).

BIBLIOGRAFÍA

Ballester, N., Granada, F., Corbera, J., Calvet, J., 1993. Fluctuaciones del casquete glacial de la isla Greenwich (Shetland del Sur) en el período 1956 - 1991. Vº Simposio de Estudios Antárticos. Barcelona, España, 1993, 259-264.

- Brown, C.S., Meier, M.F., Post, A., 1982. Calving speed of Alaska tidewater glaciers, with application to Columbia Glacier. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1258-C.
- Calvet, J., Casas, J.M., Corbera, J., Enrique, J., Fernández de Gamboa, C., Furdada, G., Palà, V., Pallàs, R., Vilaplana, J.M., Ximenis, L., (1998). Disminución de espesor del casquete glaciar de la isla Livingston. *Geogaceta*, 24, 63-65.
- Corbera, J., 1996. Estudi per teledetecció de les fluctuacions del casquet glaciar de l'illa Livingston, Shetland del Sur (Antàrtida). (Tesis doctorals microfíxades; 2669) Universitat de Barcelona. ISBN: 84-475-1137-5.
- DOS, 1968. British Antarctic Territory, South Shetland Islands, Sheet W 62 60. Scale 1:200.000. D.O.S. 610 (Series D501). Pub. Directorate of Overseas Surveys.
- Gordon, J.E., Timmis, R.J., 1992. Glacier fluctuations on South Georgia during the 1970s and early 1980s. *Antarctic Science*, 4 (2). 215-226.
- ICC-UB, 1992. Ortoimagen de la Isla Livingston. 1:100.000. Institut Cartogràfic de Catalunya i Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia de la Universitat de Barcelona.
- Jones, P.D., 1995. Recent trend in maximum and minimum temperature in the Antarctic. *Geophysical Research Letters*, 22(11), 1345-1348.
- Rodríguez, R., 1995. Análisis de series meteorológicas. Evaluación del cambio climático. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 271 pp
- Van der Veen, C.J., 1996. Tidewater calving. *Journal of Glaciology*, 42(141), 375-385.
- Vaughan, D.G., Doake, C.S.M., 1996. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula, *Nature*, 379, 328-331
- Warren, C.R., 1992. Iceberg calving and the glacioclimatic record. *Progress in Physical Geography*, 16(3), 253-282.
- Warren, C.H.R., Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., Kerr, A.R., Rivera, A., 1995. Characteristics of tide-water calving at Glaciar Sn Rafael, Chile. *Journal of Glaciology*, 41(138), 273-289.