

S09

*Zientzia Kriosferikoak
Ciencias Crioscéricas
Ciências da Criosfera
Cryospheric Science*

Chairpersons:

Antonio Correia
Gonçalo Vieira
Miguel Ramos
Pedro Elosegui

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Análisis de los ciclos de congelación y descongelación en la capa activa en el entorno de la BAE JCI. Periodo 2000-2011.	
<i>Study of the active layer freezing and thawing cycles in the surroundings of the Spanish Antarctic Station JCI. 2000 to 2011.</i>	723
M. Ramos, M. A. De Pablo, A. Molina, G. Vieira, A. Trindade, A. Correia	
Progresión del frente de hielo en la capa activa del permafrost en la experiencia CALM-S “Crater Lake” (Isla Decepción, Antártida).	
<i>Freezing front movement into the permafrost active layer of the CALM-S “crater lake” site.</i>	727
M. Ramos; Error! Marcador no definido., M. A. De Pablo, A. Molina, G. Vieira	
Modelação do glaciar do Zêzere durante a última deglaciação (Serra da Estrela, Portugal)	
<i>Modelling of the Zêzere glacier during the last deglaciation (Serra da Estrela, Portugal)</i>	731
Amilton Moreira, Gonçalo Vieira	

Análisis de los ciclos de congelación y descongelación en la capa activa en el entorno de la BAE JCI. Periodo 2000-2011.

Study of the active layer freezing and thawing cycles in the surroundings of the Spanish Antarctic Station JCI. 2000 to 2011.

M. Ramos⁽¹⁾; M. A. De Pablo⁽²⁾; A. Molina⁽³⁾; G. Vieira⁽⁴⁾; A. Trindade⁽⁴⁾; A. Correia⁽⁵⁾

(1) Department of Physics. Alcalá University, miguel.ramos@uh.es

(2) Department of Geology. Alcalá University.

(3) Center of Astrobiology. INTA-CSIC.

(4) Institute of Geography and Territorial Planning, University of Lisbon.

(5) Department of Physics. Évora University.

SUMMARY

Close to the Spanish Antarctic Station our research team drilled, at the 1999-2000 Antarctic campaign, a 2,30 m shallow borehole in quartzite bedrock. This borehole was instrumented with temperature data loggers (Tinytag model) that have allowed us to register the gradient thermal in a continuous regime evolution during the 2000-2011 period. The analysis of the temperature data allows to describe the temporal evolution of the freezing and thawing cycles in the active layer, as well as the N-Factor variability, related with the soil surface thermal behavior and its energy balance. In this work we discuss the different freezing and thawing mechanisms in monthly and annual periods. The study shows a important freezing and thawing inter annual variability, the annual cumulative index showed values in the following intervals: freezing index, If e (-700, -300 °C day) and thawing index It e (400, 700 °C day).

1. INTRODUCCIÓN

La Isla Livingston (62° 39' S; 60° 21' W) forma parte del archipiélago de las Shetland del Sur situado al norte de la península antártica en la región bioclimática que se denomina como Antártida marítima. Su clima está caracterizado por inviernos largos con temperaturas por debajo del punto de fusión del agua en condiciones normales (0°C) y breves veranos con períodos de fusión. Las precipitaciones son abundantes y pueden ser líquidas en verano, teniendo un valor en régimen anual medio, de entre 470 y 700 mm de agua equivalente; siendo el régimen de innovación muy variable de un año para otro (Styszynska et al., 2004). La distribución del permafrost en la zona de estudio básicamente es función de las características geológicas, edafológicas y topográficas del terreno habiendo una aproximada distribución altitudinal que estaría representada por una zona costera con permafrost ocasional (0 a 100 m s.n.m.), otra de permafrost discontinuo (100 a 175 m s.n.m.) y encontrando por encima de esta cota permafrost continuo (Vieira et al., 2010). Además, la posición latitudinal de esta isla se encuentra en el tránsito de la isoterma estacional del aire -1°C, que tiene como consecuencia la existencia de permafrost (Bockheim., 1995) (Figura 1).

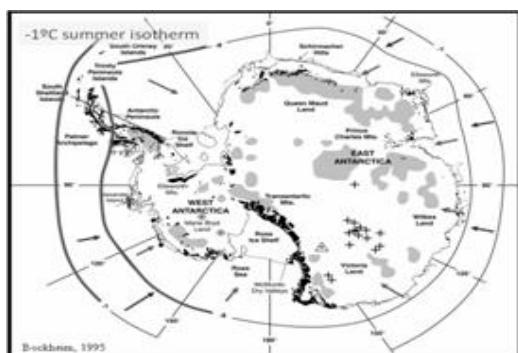


Figura 1 - Posición de la isoterma de la temperatura media anual del aire -1°C, característica de la presencia de permafrost en estas latitudes, y su variación durante el verano y el invierno. Mapa base, distribución del permafrost en la Antártida según Bockheim (1995).

La tendencia de la temperatura media anual de los últimos 50 años nos ofrece un incremento regional de aproximadamente

0,25°C/década (Turner et al., 2005) (Figura 1), para unas temperaturas medias anuales del aire a nivel del mar, en esta zona, dentro del intervalo (-2,6°C, -1,9°C) (ver Tabla 1).

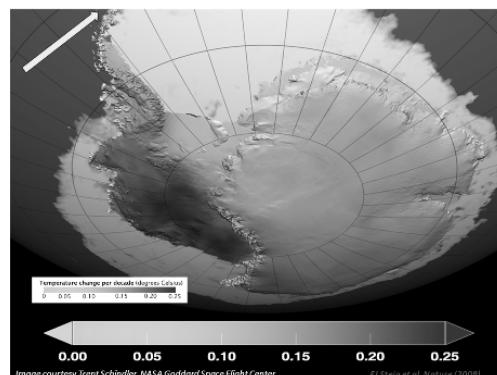


Figura 2 - Variación de la temperatura media superficial por décadas, distribuida a lo largo de la Antártida, se aprecia la fuerte tendencia positiva en la zona de la península antártica (Steig et al., 2009).

Tabla 1 - Temperaturas medias anuales del aire para diferentes períodos y emplazamientos en la zona de la península antártica (www.antarctica.ac.uk/met/READER/surface/stationpt.html).

*MAAT.- Mean Annual Air Temperature.

Antarctic Station	Latitude	Longitude	Height (m) asl	Period	MAAT (°C)
Esperanza	63.4°S	57.0°W	13	1960-2006	-5.2
Faraday/Vernadsky	65.4°S	64.4°W	11	1947-2004	-3.9
Arctowski	62.1°S	59°W	-	1977-1996	-1.6
Ferraz	62.1°S	58.4°W	-	1986-2005	-1.8
Great_Wall	62.2°S	59.0°W	10	1987-2006	-1.9
King_Sejong	62.2°S	58.7°W	11	1988-2006	-1.8
Marsh	62.4°S	58.9°W	10	1987-2006	-2.3
Jubany	62.2°S	58.6°W	4	1987-2006	-1.6
Bellihausen	62.2°S	58.9°W	16	1968-2006	-2.4
Deception	63.0°S	60.7°W	8	1959-1967	-3.2

Ta (°C):MAAT= -2.6 °C

Ta (°C):MAAT, sin datos de Faraday, Esperanza y Deception = -1.9 °C

Durante la campaña antártica 1999-2000 se realizó una perforación somera (230 cm de profundidad) en las proximidades de la Base Antártica Española Juan Carlos I en un afloramiento rocoso de cuarcita denominado Incinerador (62° 39' 51,2'' S; 60° 23' 09,0'' W) (35 m s.n.m.) (Ramos and Vieira., 2003, 2004 and 2009). El

objetivo era realizar la medida de la evolución temporal del gradiente térmico en la capa activa, no afectada en este caso por los procesos de congelación/descongelación de agua, ya que la roca cuarcita tiene una porosidad muy baja y una fracturación residual, que, aunque podría contener reservorios de agua su volumen sería despreciable.

El estudio de la señal climática en el interior de la capa activa durante los últimos 11 años es el propósito de este trabajo, analizando los períodos de congelación (temperaturas inferiores a 0°C) y descongelación (temperaturas superiores a 0°C) en los diferentes niveles de profundidad del suelo así como en el aire. Además se estudiarán los índices acumulados de congelación/descongelación para cada periodo invierno/verano y se realizará un análisis comparativo durante dicho periodo de tiempo extrayendo las conclusiones climáticas pertinentes.

2. MÉTODO

Durante la campaña antártica 1999-2000 se realizó una perforación en afloramiento rocoso de cuarcita situado en las proximidades de la Base Antártica Española Juan Carlos I (62° 39' 51,2'' S; 60° 23' 09,0'' W), a unos 35 m s.n.m., mediante el sistema de rotación con cabezal de diamante con un diámetro de 125 mm alcanzándose una profundidad de 230 cm (ver Figura 3; Ramos y Vieira., 2003, 2004 y 2009).

En su interior se instalaron sensores de temperatura conectados a sistemas de adquisición de datos autónomos y de reducido tamaño, tipo Tinytag (<http://www.geminidataloggers.com/>) basados en termistores (0,06°C de resolución y 0,2°C de precisión), dichos sistemas autónomos han sido reemplazados periódicamente para evitar errores de calibración y deriva. La posición y el periodo de lectura de los mismos fue variando en sucesivas campañas hasta normalizarse, a partir del año 2003, en medidas horarias en los niveles (5, 15, 40, 90, 150 y 230 cm), además se registraron valores de la temperatura del aire a 160 cm de altura con un sistema de adquisición de datos similar, con la misma frecuencia de registro y precisión (Figura 4).

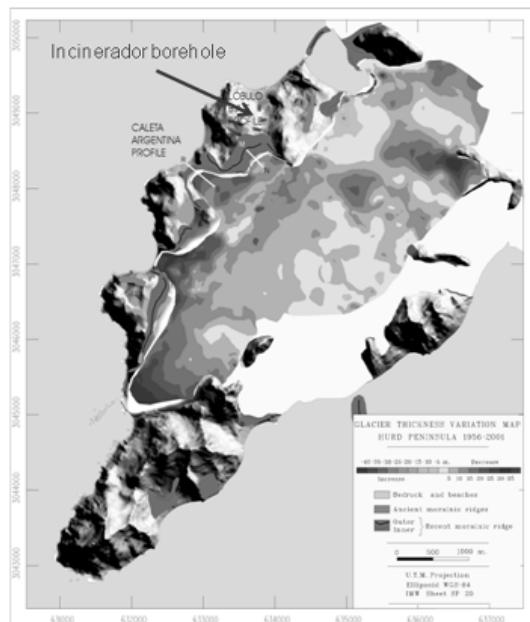


Figura 3 – Posición del sondeo Incinerador en península Hurd, la base cartográfica corresponde a la variación de los frentes glaciares en el área de trabajo entre 1956 y 2001 (Navarro et al., 2005).

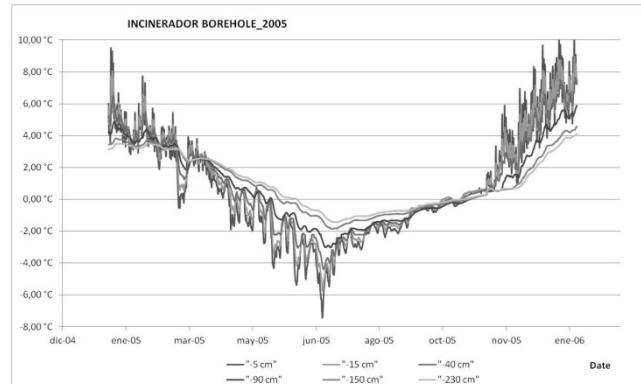


Figura 4 – Evolución temporal del gradiente térmico en el interior del sondeo Incinerador durante 2005. Se aprecian los períodos de congelación y descongelación en la intersección con 0°C, además de la atenuación de la amplitud de la señal climática con la profundidad así como su desfase temporal debido a la inercia térmica del suelo.

Considerando que la cuarcita no varía sus parámetros termodinámicos, en particular su difusividad térmica, estacionalmente y considerando lineal el proceso de transmisión del calor en su interior, se ha extrapolado el valor de la temperatura en la superficie $x=0$ (1) mediante la aplicación de la ley de Fourier utilizando los niveles (15 cm y 40 cm), comunes durante todo el periodo de registro, ya que el registro en la profundidad 5 cm no ha sido continuo durante todo el periodo de medida.

$$T(x=0) = T(40) - \frac{T(x=40) - T(x=15)}{25} * 40 \quad (1)$$

A partir de los valores medios diarios de la temperatura ambiente, superficial y de las temperaturas para los diferentes niveles, se han analizado los períodos de congelación ($T_{dia} < 0^\circ C$) y descongelación ($T_{dia} > 0^\circ C$) para calcular en cada nivel los índices de congelación y descongelación (2). Siendo $T_f = 0^\circ C$ la temperatura de fusión del agua en condiciones normales

$$I_{cong / des} = \int_{cong / des} (T - T_f) dt \quad (2)$$

Así como el factor-N (Andersland and Ladanyi, 1994) correspondiente (3):

$$FN = \frac{I_{suelo}}{I_{aire}} \quad (3)$$

Este parámetro nos indica el acoplamiento entre la variación térmica del suelo y el aire, está por lo tanto estrechamente relacionado con las condiciones de aislamiento de la superficie del suelo (capa de nieve) y el régimen de intercambio de energía entre el suelo y el aire.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Durante el periodo completo de registros (25/02/2000 a 10/01/2012) la temperatura media del aire registrada fue de $-1,7^\circ C$, algo superior a la media histórica regional que aparece en la Tabla 1, y la temperatura media de la superficie del suelo extrapolada mediante (1) arroja un valor de $-0,3^\circ C$.

La representación gráfica de la temperatura del aire, T_a , respecto de la temperatura extrapolada de suelo, $T_s(x=0)$, se presenta en la Figura 5, mostrando una ligera tendencia lineal con pendiente aproximada de 0,74.

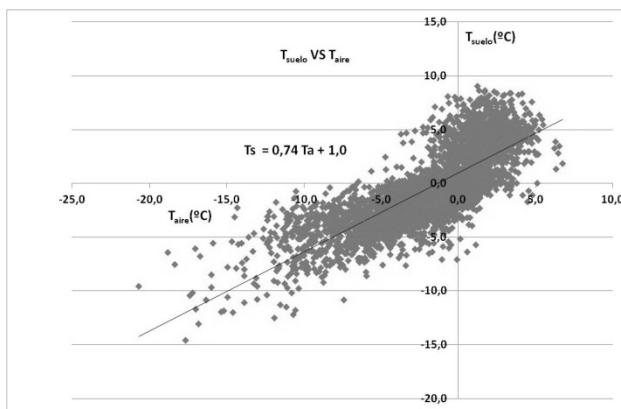


Figura 5 – Nube de distribución de puntos en la representación de la temperatura del aire, T_a , respecto de la temperatura de la superficie del suelo, $T_s(x=0)$ extrapolada a partir de las temperaturas de sub-suelo registradas durante el periodo completo de registro 2000-2011. Se aprecia una ligera tendencia lineal de pendiente 0,74, que está relacionada con el valor promedio del factor-N durante el intervalo total de tiempo analizado.

Para realizar un primer estudio de la variabilidad interanual de los índices de congelación/descongelación del suelo, se han calculado y representado en la *Figura 6* los valores mensuales de los índices de descongelación (positivos) y congelación (negativos) durante todo el periodo de medidas. A partir de los anteriores resultados observamos que hay una mayor variabilidad interanual en los registros de congelación que en los de descongelación para el mismo periodo, posiblemente relacionados con la variabilidad de la capa nival que produce un efecto aislante sobre la superficie del suelo en el intercambio energético con la capa límite superficial del aire (Goodrich, 1982).

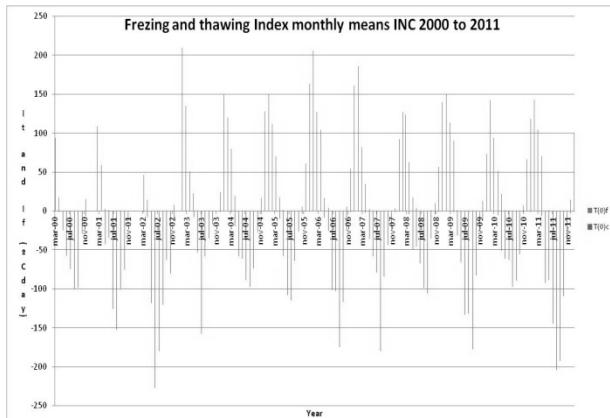


Figura 6 – Valores de los índices de congelación y descongelación mensuales durante el periodo completo de registros 2000-2011.

Dicha variabilidad queda manifestada también en la representación de los índices anualizados según se representan en las *Figuras 7* (congelación) y *Figura 8* (descongelación), donde la máxima variación interanual de I_a alcanza valores de unos 500 °Cdía para el caso de la congelación y de sólo 300 °Cdía en los periodos de descongelación. Se ha representado el periodo 2003-2011 exclusivamente ya que es en el que la serie de datos presenta mayor homogeneidad.

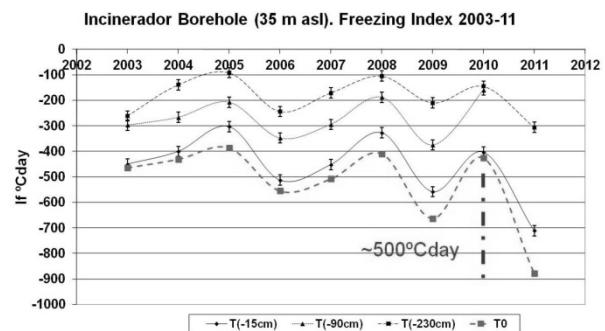


Figura 7 – Evolución de los índices de congelación anuales durante el periodo 2003-2011, para el aire, la superficie del suelo y los diferentes niveles de profundidad.

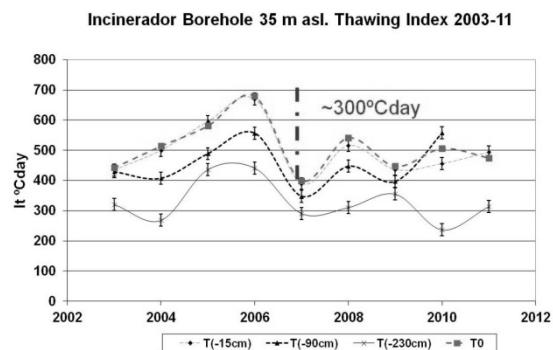


Figura 8 – Evolución de los índices de descongelación anuales durante el periodo 2003-2011, para el aire, la superficie del suelo y los diferentes niveles de profundidad.

El estudio de la tendencia de los registros de los índices de congelación/descongelación para el suelo y el aire muestra una tendencia diferenciada entre los periodos de congelación y descongelación. Para el caso del periodo de congelación se aprecia en la *Figura 9* una tendencia al enfriamiento, más acusada y continua en el caso de la superficie del suelo que en el aire durante el periodo 2003-2011 y una pendiente aproximada de $-34,2 {}^\circ C/da/año$.

En el caso de los índices de descongelación, durante el mismo periodo de registros, la tendencia es también hacia el enfriamiento pero en forma mucho más moderada y casi inapreciable, con una pendiente, para el índice de la superficie del suelo de $-4,95 {}^\circ C/da/año$ (*Figura 10*).

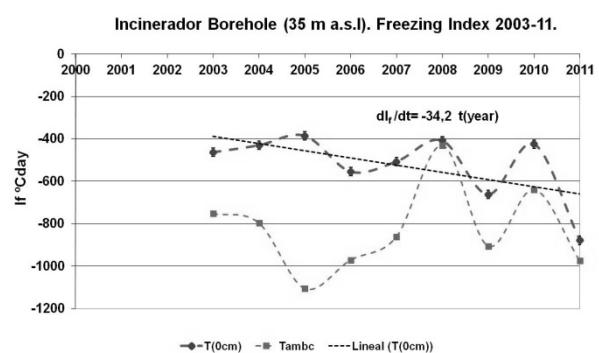


Figura 9 – Evolución temporal y tendencia de los índices de congelación, de la superficie del suelo y del aire, durante el periodo 2003-2011.

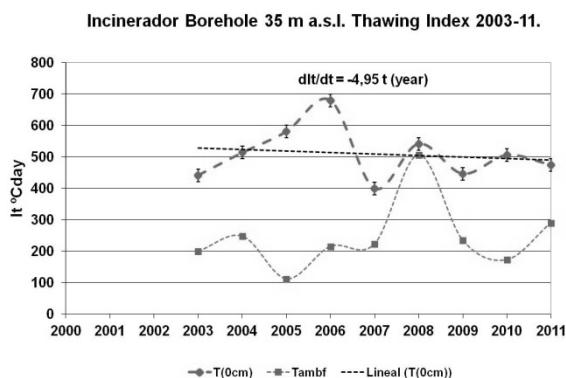


Figura 10 –Evolución temporal y tendencia de los índices de descongelación, de la superficie del suelo y del aire, durante el periodo 2003-2011.

Finalmente la representación temporal de los Factores-N (FN) en los procesos de congelación (*Figura 11*) y descongelación (*Figura 12*) nos muestran un valor medio, durante el periodo completo de registros, más elevado ($\text{FN} \approx 1,8$) y con mayor variabilidad para el caso de la fusión que en el caso de los periodos de congelación ($\text{FN} \approx 0,6$). El valor superior a la unidad de $\text{FN}>1$ durante el verano manifiesta la pérdida de calor de la superficie del suelo que es transferida al aire debido fundamentalmente a la absorción de radiación solar por parte de la superficie, el valor menor de la unidad, $\text{FN}<1$, en este periodo está relacionado con una transferencia de energía desde el aire al suelo. Durante el periodo de congelación, el valor menor que la unidad de $\text{FN}<1$ muestra que el sentido del intercambio de energía, las temperaturas del suelo son superiores a las del aire, parte del suelo hacia el aire, invirtiéndose en el caso en el que $\text{FN}>1$. Dicha variación nos muestra la importancia del aislamiento térmico provocado por la capa nival durante el invierno frente a la absorción de energía solar por la superficie del suelo sin nieve durante el verano.

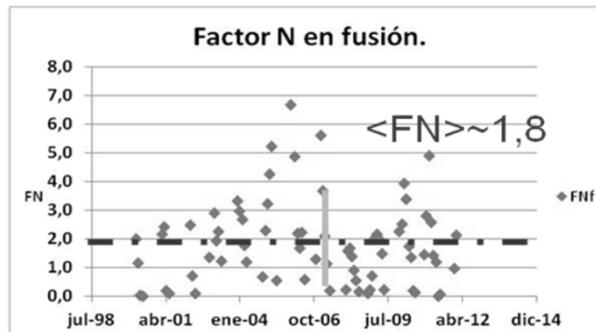


Figura 11 – Evolución temporal del Factor-N durante los periodos de descongelación (fusión) en la superficie del suelo del sondeo incinerador 2000-2011. Valor del promedio de este valor durante el periodo de registro 2000-2011.

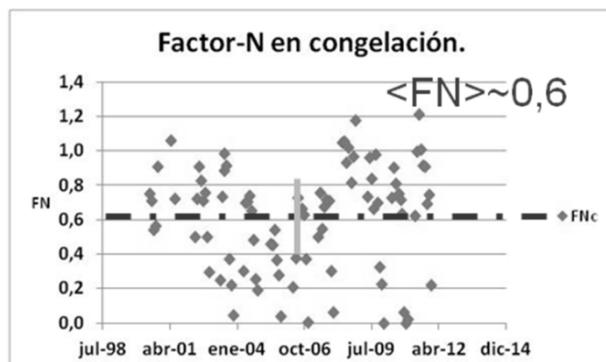


Figura 12 – Evolución temporal del Factor-N durante los periodos de congelación en la superficie del suelo del sondeo incinerador 2000-2011. Valor del promedio de este valor durante el periodo de registro 2000-2011.

4. CONCLUSIONES

A partir de los resultados obtenidos podemos concluir:

- El método de medida de la evolución del gradiente térmico en la capa activa del permafrost nos permite analizar la onda térmica propagada a través de la capa límite del suelo en su contacto con la capa límite atmosférica como parámetro integrante del balance de energía intercambiado entre el suelo y el aire.

- Durante el periodo de medida 2000-2011 la temperatura media del aire en nuestra instalación es un poco superior a la temperatura media regional del aire registrada en los últimos 50 años.

- La variabilidad de la evolución temporal de los índices de congelación es superior a aquellos de descongelación, posiblemente asociado a la variabilidad de la capa nival que genera un efecto aislante sobre la superficie del suelo.

- La tendencia de los índices anuales de congelación y descongelación durante el periodo 2003-2011 se dirige hacia el enfriamiento, mostrando los índices de congelación una tendencia más pronunciada que los de descongelación.

- La evolución de los valores de los factores-N durante los periodos de congelación/descongelación muestran una tendencia diferente. En el caso de la congelación el valor menor que la unidad ($\text{FN} < 1$) nos expresa el aislamiento térmico del suelo debido a la capa nival, que además reduce la amplitud de las señales térmicas propagadas hacia el suelo y por lo tanto reduce la variabilidad del factor-N en estos casos. Durante los periodos de descongelación el valor mayor que la unidad del factor-N ($\text{FN} > 1$) nos indica la importancia de la absorción de la radiación solar por la superficie del suelo desnuda de nieve durante el verano y su alta variabilidad.

5. REFERENCIAS

- Andersland, O.B; Ladanyi, B., (1994). An Introduction to Frozen Ground Engineering. Chapman & Hall. ISBN: 0-412-98201-3
- Bockheim, J., (1995). Permafrost distribution in Southern circumpolar region and its relation to the environment: a review and recommendations for further research, Permafrost Periglac., 6, 27-45.
- Goodrich, L. E., (1982). The influence of snow cover on the ground thermal regime, Can. Geotech. J., 19, 421-432.
- Navarro, F, Macheret, Y, y Benjumea, B., (2005). Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers, Journal of Applied Geophysics, 57(3), 193-211.
- Ramos, M. and Vieira, G., (2003). Active layer and permafrost monitoring in Livingston Island, Antarctica. First results from 2000 and 2001, En: Permafrost – Proc. 8th International Conference on Permafrost, edita: Phillips, M., Springman, S. M., and Arenson, L. U., Zurich, Switzerland, Balkema, Lisse, Rotterdam, 929-933.
- Ramos, M. y Vieira, G., (2004). Variabilidad térmica de la capa activa y evaluación de la energía perdida por el suelo durante el proceso de congelación en la isla Livingston (Antártida), Inviernos 2000, 2001 y 2002, Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, (Sec. Geología), 99, 1-4, 83-92.
- Ramos, M y Vieira, G., (2009). Evaluation of the ground surface Enthalpy balance from bedrock temperatures (Livingston Island, Maritime Antarctic). The Cryosphere, 3, 133-145.
- Styszyńska, A., (2004). The origin of coreless winters in the South Shetlands area (Antarctica). Polish Polar Research, 25, 45-66.
- Steig, E.J., D.P. Schneider, S.D. Rutherford, M.E. Mann, J.C. Comiso, y D.T. Shindell, 2009: Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. Nature, 457, 459-462.
- Turner, J., Colwell, S. R., Marshall, G. J., et al., (2005). Antarctic climate change during the last 50 years, Int. J. Climatol., 25, 279-294.
- Vieira, G; Bockheim, J; Guglielmin, M; Balks, M; Abramov, A; Boelhouwers, J; Cannone, N; Ganzert, L; Gilchinsky, DA; Gotyachkin, S; Lopez-Martinez, J; Meiklejohn, I; Raffi, R; Ramos, M; Schaefer, C; Serrano, E; Simas, F; Sletten, R; y Wagner, D (2010). Thermal State of Permafrost and Active-layer Monitoring in the Antarctic: Advances During the International Polar Year 2007–2009. Permafrost And Periglacial Processes. 21(2), 182-197.

Agradecimientos: A la agencia financiadora del Ministerio Español de Ciencia y tecnología a través de los proyectos POL2006-01918 y CTM2009-10165. Así como al programa polar español y sus medios logísticos.

Progresión del frente de hielo en la capa activa del permafrost en la experiencia CALM-S “Crater Lake” (Isla Decepción, Antártida).

Freezing front movement into the permafrost active layer of the CALM-S “crater lake” site.

M. Ramos⁽¹⁾; M. A. De Pablo⁽²⁾; A. Molina⁽³⁾; G. Vieira⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Department of Mathematics and Physics. Alcalá University. miguel.ramos@uah.es

⁽²⁾ Department of Geology. Alcalá University.

⁽³⁾ Center of Astrobiology. INTA-CSIC.

⁽⁴⁾ Institute of Geography and Territorial Planning, University of Lisbon.

SUMMARY

A Stephan problem is a non-linear heat transfer problem in a medium with phase change, allowing the study of the freezing front progression in rich water content soils like those at the CALM-S “crater lake” site in Deception Island. In this place an experience based in the CALM-S (Circumpolar Active Layer Monitoring- South) protocol has been installed that includes the record of the maximum thaw that is measured at the end of the polar summer. We have also measured meteorological parameters, snow depth distribution, temperature evolution on the upper permafrost and temperature gradient evolution in two places by means of shallow boreholes. Data analysis permits us to study the energy exchange mechanisms across the soil surface and the importance of the highly variable snow depth distribution which acts like an insulating medium.

1. INTRODUCCIÓN

La isla Decepción ($62^{\circ} 55' S$, $60^{\circ} 37' W$) forma parte del archipiélago de las Shetland de Sur al norte de la península Antártica (Figura 1). Isla Decepción es un volcán activo con diversas erupciones contemporáneas (Torrecillas et al., 2011) que han modelado su superficie con la deposición de cenizas volcánicas que han cubierto glaciares, neveros y zonas de suelos helados (permafrost) durante diversos episodios. Estos cambios en sus características superficiales han contribuido a variar los mecanismos de intercambio de energía entre el permafrost y la capa límite atmosférica, además de los cambios registrados en el régimen térmico del suelo de origen geotérmico.

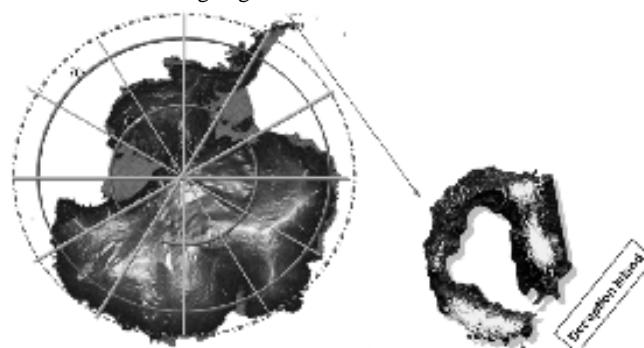


Figura 1 – Situación de Isla Decepción ($62^{\circ} 55' S$, $60^{\circ} 37' W$) como parte del archipiélago Shetland del Sur en el mapa regional de la Antártida.

Su clima está caracterizado por inviernos largos con temperaturas por debajo de $0^{\circ}C$ y breves veranos con períodos de fusión y precipitaciones abundantes, que pueden ser líquidas en verano, teniendo un valor, en régimen anual medio, de entre 470 y 700 mm de agua equivalente; siendo el régimen de innovación muy variable de un año para otro (Styszynska et al., 2004).

La tendencia de la temperatura media anual de los últimos 50 años nos ofrece un incremento regional de aproximadamente $0,25^{\circ}C/década$ (Turner et al., 2005), para unas temperaturas medias anuales del aire a nivel del mar, en esta zona, en el intervalo ($-3,9^{\circ}C$, $-1,6^{\circ}C$) <http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/surface/stationpt.html>.

Durante la campaña de investigación 2005-06 se instaló en las proximidades de la Base Antártica Española “Gabriel de Castilla” una estación de monitorización y seguimiento de la profundidad de la capa activa del permafrost en una explanada colindante con el denominado “Crater Lake” (112m snm) (Ramos et al., 2010). Dicha

experiencia se basa en el protocolo “Circumpolar Active Layer Monitoring-South”(CALM-S) http://www.udel.edu/Geography/calm/research/active_layer.html y tiene por objetivo la medida de la evolución temporal del máximo espesor de la capa activa del permafrost además de su seguimiento térmico (Nelson et al., 2004). La variación anual de la capa activa estará relacionada con el balance de energía entre la superficie del suelo y la capa límite atmosférica y eventualmente podría verse alterada por anomalías geotérmicas. En el caso de la estación situada en “Crater Lake” se ha escogido una zona sin evidencia de anomalías geotérmicas que pudieran enmascarar el efecto del intercambio energético con la atmósfera y su variabilidad.

En este trabajo se presentarán las medidas del máximo espesor de la capa activa distribuido en la parcela de estudio durante el periodo 2006-2012. También se analizará el régimen térmico de la capa activa obtenido por dos sondeos (1,6 m y 4,5 m de profundidad) así como la variación de las temperaturas en el techo del permafrost (a unos 40 cm de la superficie). El análisis de estos datos estará combinado con los registros de la capa de nieve obtenidos por sendos nivómetros y una cámara automática que tomó, en régimen diario, las imágenes de cobertura nival durante todo el periodo de medida.

2. MÉTODO

Durante verano de 2006 se procedió a seleccionar el emplazamiento e instalar la experiencia basada en el protocolo CALM-S en las proximidades del “Crater Lake”, cercana a la base antártica Española “Gabriel de Castilla” (Figura 2).

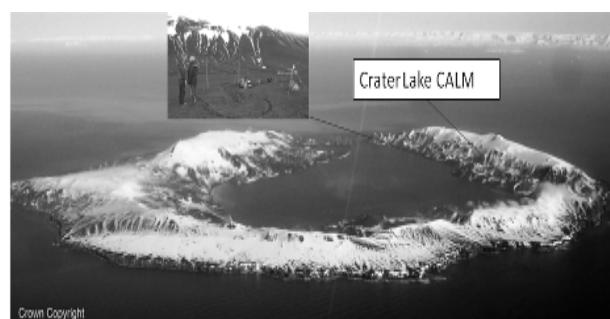


Figura 2 – Ubicación de la experiencia CALM-S “Crater Lake” en Isla Decepción, arriba una instantánea durante el proceso de perforación de los sondeos para la instalación de las sondas termométricas en el suelo.

Dicha experiencia tiene por objetivo la medida del máximo espesor de la capa activa así como el seguimiento temporal de su evolución térmica. Para ello se balizó una superficie aproximadamente plana y horizontal de dimensiones (100 m x 100 m) formando el exterior de un mallado con nodos interiores de (10 m x 10 m) (error instrumental de aproximadamente 10 cm) (*Figura 3*). En dichos nodos se midió en forma mecánica con la penetración de una pica, sistemáticamente al final de cada verano, la profundidad de la capa activa en su posición de máximo espesor, con un error instrumental de aproximadamente 0,5 cm.

Además se instalaron dos sensores de temperatura del aire en el interior de la parcela a 1,6 m del suelo, constituidos por sistemas autónomos de adquisición de datos Tinytalk y sensor tipo termistor (precisión 0,2°C, resolución 0,05°C) (www.geminidataloggers.com) y dos termo-nivómetros que nos dan una estimación promedio del espesor de la capa de nieve y su evolución temporal. Los termo-nivómetros están formados por soportes con sensores de temperatura tipo i-button (DS1921G) (precisión de 1°C, resolución 0,5°C) (<http://www.maximintegrated.com/products/ibutton/>) en varias alturas (5, 10, 20, 40, 80 cm) desde la superficie del suelo (*Figura 4*). El estudio de la evolución térmica comparativa entre los diferentes niveles nos permite calcular el espesor de la capa de nieve.

Una cámara fotográfica digital Campbell CC640 diariamente realiza la adquisición de imágenes panorámicas de la parcela de estudio y nos permite determinar la distribución espacial de la capa nival sobre la superficie de la estación CALM-S “Crater Lake” (*Figura 5*).

Se completó el sistema de medida con la realización de tres sondeos (1,0 m, 1,6 m y 4,5 m) de profundidad y 32 mm de diámetro con objeto de medir la evolución temporal de la distribución térmica en la capa activa, aunque sólo se instrumentaron los dos más profundos con sensores tipo i-button (DS1922L) (precisión 0,5°C, resolución 0,06°C). Además se realizaron 16 pequeñas perforaciones de unos 40 cm que alcanzan el permafrost y en ellas se introdujeron sensores de temperatura tipo i-button (DS1921G) (precisión 1°C, resolución 0,5°C) con objeto de seguir la evolución temporal de la temperatura en el techo del permafrost.

En la tabla 1 y 2 se detallan los instrumentos de medida instalados.

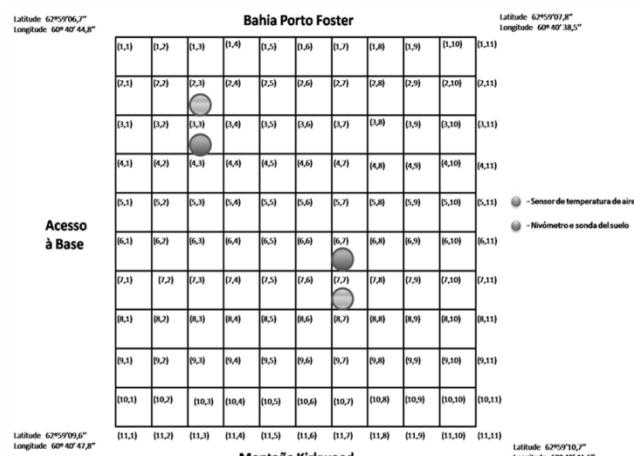


Figura 3 – Posición de la parcela de estudio de una hectárea de superficie (100m x 100m) dividida en nodos de (10m x 10m), los puntos muestran la posición de los sensores de capa de nieve y temperatura del aire.

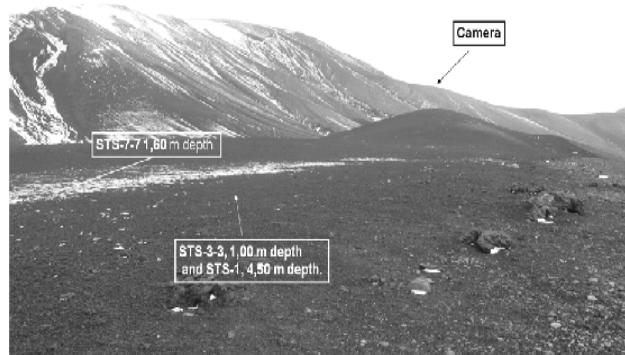


Figura 4 – Perspectiva de la estación experimental CALM-S “Crater Lake”, se aprecian las posiciones de la cámara digital (al fondo), los sondeos de 1,60 m (a la izquierda situado en el nodo (7, 7)) y 4,50 m (en el centro de la imagen, situado en el nodo (3,3)).

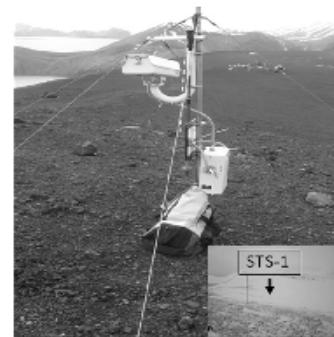


Figura 5 – Cámara digital Campbell CC640 con vista panorámica a la parcela CALM-S “Crater Lake”. Abajo foto tomada el 3 de febrero de 2011 indica la posición aproximada del sondeo STS-1 situado en el nodo (3,3) de la parcela.

Tabla 1 - Posición de la estación de medida CALM-S “Crater Lake” y número y tipo de sensores instalados en su interior.

Lati- tud	Longi- tud	Cota m snm	Nivó- metros	T aire	Sondeos	Camara
62°59' 07'' S	60°40' 45'' W	112	2	2	1,00 m	1
			Nodos		1,60m	
			(3,3)		(7,7)	
			(7,7)		4,50 m	
			(3,3)			

Tabla 2 - Posición de los sensores de temperatura en el interior de los sondeos STS-1 y STS_7_7 situados en el techo del permafrost.

Sondeo	Posición de los sensores (cm)
STS-1 (4,50 m) nodo	5; 10; 20; 40; 80; 120; 160; 200; 250; 300; 350; 400; 450
STS_7_7 (1,60 m) nodo	2,5; 5; 10; 20; 40; 70; 100; 150
Sensores de temperatura a 40cm.	(2,2);(2,4);(2,6);(2,8);(4,2);(4,4);(4,6);(4,8) (6,2);(6,4);(6,6);(6,8);(8,2);(8,4);(8,6);(8,8)

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Siguiendo el protocolo de medidas para las estaciones experimentales CALM-S se han realizado las medidas mecánicas de la profundidad de la capa activa al final del verano en el periodo de máxima descongelación de manera ininterrumpida durante el periodo 2006 a 2012 sobre la parcela experimental “Crater Lake”. Las medidas se realizan en todos y cada uno de los nodos de la malla (*Figura 3*) obteniéndose una distribución espacial del espesor de la capa activa.

En la *Figura 6* se presenta el conjunto de medidas para el periodo indicado, pudiéndose observar una distribución bastante homogénea de la profundidad de la capa activa sobre la superficie, así como una tendencia a la disminución de este parámetro desde el 2006 al 2012. Dicha tendencia hacia la disminución relativa del máximo espesor se puede apreciar con mayor facilidad en la *Tabla 3* donde se presentan los valores medios, máximo, mínimos y desviaciones del conjunto de valores espacialmente registrados.

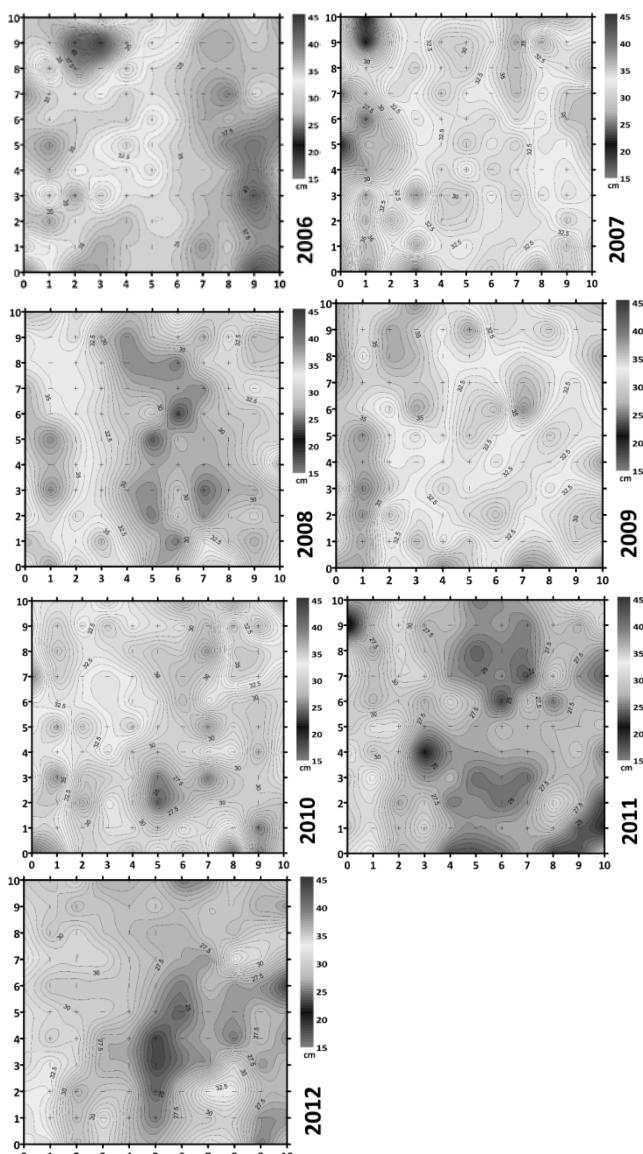


Figura 6 –Distribución espacial del máximo espesor de la capa activa sobre la parcela de estudio CALM-S “Crater Lake” para el periodo 2006-12. La escala de profundidad va de 15 cm a 45 cm, según tonos de grises. Las variaciones anuales del espesor de la capa activa están relacionadas directamente con el clima estacional y sobre todo con la formación y permanencia de la capa nival sobre la superficie de la parcela.

Tabla 3 - Valores medios, máximos, mínimos y desviaciones del máximo espesor de la capa activa. Calculados a partir de los datos espacialmente distribuidos para cada año durante el periodo 2006-12.

Año	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2006-12
Mean	35,5	32,0	32,2	33,8	31,5	27,6	28,7	31,6
(cm)								
MAX	44,0	38,0	39,0	39,0	40,0	34,0	34,0	38,3
(cm)								
min	29,0	21,5	26,0	28,0	24,0	19,5	23,0	24,4
(cm)								
STD	2,5	3,2	2,9	2,3	3,0	2,8	2,5	2,7
(cm)								

STD- Desviación Standard.

La distribución de la capa de nieve durante el periodo 2009-11 del que se tienen datos nos muestra una variación interanual importante que se dibuja en la *Figura 7*, teniendo su máximo durante el invierno de 2009 y su mínimo durante el de 2010. Si analizamos en forma conjunta los datos de temperatura del techo del permafrost (*Tabla 4*) podemos observar que las diferencias entre las temperaturas medias del techo del permafrost y la del aire están correlacionadas de forma evidente con la capa de nieve. Las diferencias son mayores durante el invierno de 2009 en el que el aislamiento térmico de la capa de nieve sobre el terreno fue máximo y al contrario, la diferencia fue mínima el año 2010 en el que la capa nival es la más delgada del periodo de registro.

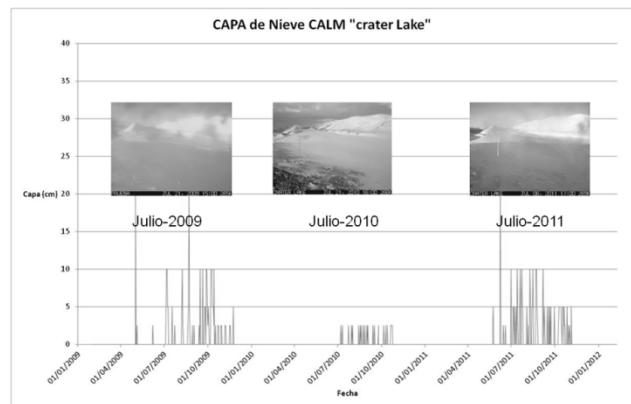


Figura 7 –Evolución temporal de la capa de nieve sobre la superficie de “Crater Lake” determinada a partir de los termo-nivómetros y las correspondiente imágenes durante el invierno de los años 2009 a 2011.

Tabla 4 – Temperatura media, máxima y mínima de los registros en el techo del permafrost y del aire (entre paréntesis), durante los periodos anuales 2009, 2012 y 2011.

T(-40) (Ta) (°C)	2009	2010	2011
Mean	-1,8 (-5,1)	-1,0 (-1,8)	-1,6 (-3,0)
MAX	0,0 (4,2)	0,2 (6,8)	0,2 (6,4)
min	-6,0 (-24,0)	-5,9 (-15,8)	-9,3 (-19,4)

A partir de las medidas del régimen térmico en la capa activa del permafrost recogidas de los sondeos instalados a tal efecto (*Figura 8*), podemos extraer información de la posición del frente de hielo siguiendo la evolución de la isoterma 0°C. Al tratarse de suelos piroclásticos ricos en agua el proceso de congelación estará vinculado al cambio de fase del agua y por lo tanto el mecanismo de transmisión de calor estará relacionado con la solución de Stephan

(Williams, 1989). Dicha solución expresa la dependencia funcional de la posición del frente de hielo (isoterma 0°C) con el tiempo X(t) (1) para unas condiciones de contorno especiales de temperatura constante en la superficie del suelo:

$$X(t) \propto \sqrt{t} \quad (1)$$

La ecuación generalizada de Bergren (Williams, 1989) nos relaciona la constante de proporcionalidad con el índice de

congelación en el caso en el que la temperatura del contorno, superficie del suelo, sea variable (2):

$$X(t) = \sqrt{\frac{2K}{L} I_{cs}(t)} \quad (2)$$

Siendo, K, la conductividad térmica del suelo, L, el calor latente e I_{cs} el índice de congelación del suelo función de la variable temporal.

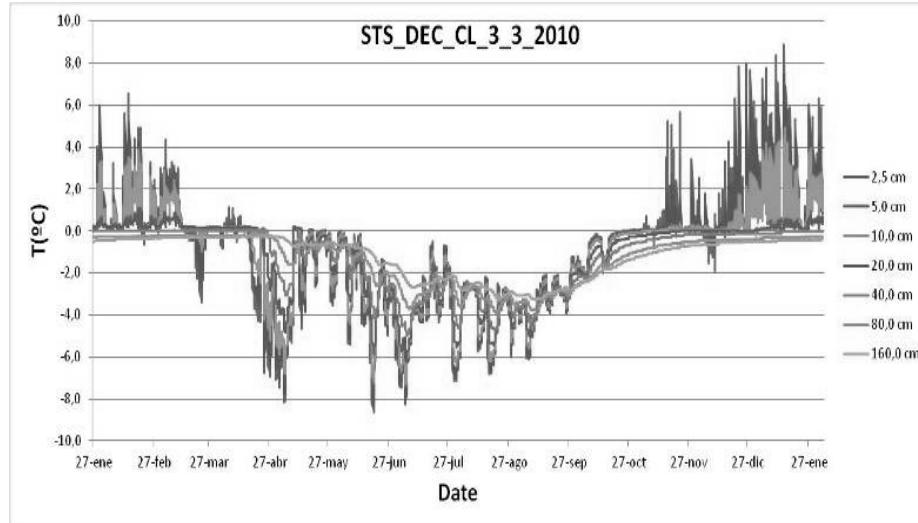


Figura 8 – Evolución temporal durante 2010 de las temperaturas en el interior de la capa activa del permafrost en el sondeo situado en el nodo (7,7) de la estación de medida CALM-S “Crater Lake”.

A partir de la representación gráfica de la posición del frente de hielo, hallado a partir de la distribución experimental de temperaturas en los sondeos (*figura 8*), se determinan los instantes en el que la temperatura 0°C alcanza las diferentes profundidades, ofreciéndonos la dependencia funcional de Stephan. Pudiéndose, a partir de la ecuación (2), obtener información indirecta del índice de congelación o bien de los parámetros térmicos del suelo (*Figura 9*), mediante ajuste por regresión lineal de las variables; profundidad de la capa activa, $X(t)$, y la raíz cuadrada del tiempo, $t^{1/2}$.

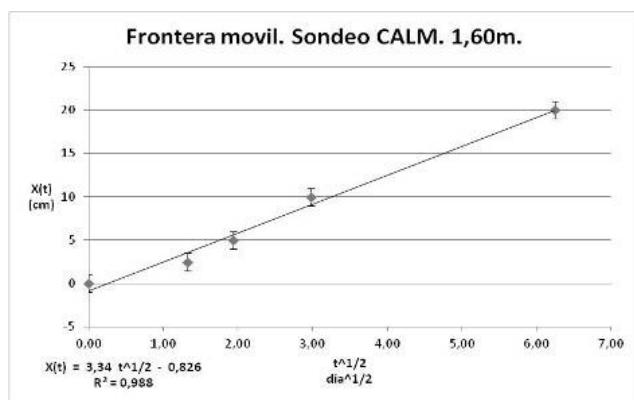


Figura 9– Evolución temporal de la posición de la isoterma 0°C (frente de hielo) durante el periodo de congelación de 2010 en el sondeo STS_7_7.

4. CONCLUSIONES

Como conclusiones más significativas podemos enumerar las siguientes:

-Se ha instalado, durante la campaña antártica 2005-06, una estación de medida de la capa activa del permafrost, en Isla Decepción, siguiendo los protocolos de la red internacional CALM-S. Comprobándose la adecuación del emplazamiento elegido en el estudio de la evolución de la capa activa del permafrost.

-La distribución espacial de la capa activa del permafrost sobre la parcela de estudio es bastante homogénea, con una dependencia espacial vinculada a las zonas de acumulación de nieve.

-La evolución de los registros de la máxima profundidad de la capa activa en la estación experimental muestran una tendencia a la disminución del espesor de la misma durante el periodo 2006 a 2012.

-La variabilidad anual de la capa de nieve sobre la parcela afecta directamente a las medidas térmicas de la capa activa, mostrándose una estrecha correlación entre la diferencia de temperaturas entre el aire y la capa activa con la capa nival, que tiene un efecto de aislante térmico sobre el suelo.

-La evolución temporal del frente de hielo en la capa activa manifiesta la dependencia funcional de la ecuación de Stephan. Pudiéndose obtener indirectamente la evolución temporal del índice de congelación o bien de los parámetros térmicos del suelo a partir de las medidas experimentales.

5. REFERENCIAS

- Nelson, F., Hinkel, K., Christiansen, H. 2004. Introduction: The Circum Polar Active Layer Monitoring (CALM) workshop and the CALM II program. *Polar Geog.* 28. 4. Pp.-253-266.
 - Ramos M., Vieira G., Guilichinski D., De Pablo MA. 2010.“Nuevas estaciones de medida del régimen térmico del permafrost en el área de “Crater Lake. Isla Decepción (Antártida). Resultados preliminares”. Proceedings of II Iberian Conference of the International Permafrost Association Periglacial environments, permafrost and climate variability. Editores: J. J. Blanco, M. Ramos and M.A. de Pablo. UAH. 93-109. ISBN: 978-84-9138-885-5
 - Styszyńska, A., (2004). The origin of coreless winters in the South Shetlands area (Antarctica). *Polish Polar Research*, 25, 45–66.
 - Torrecillas, C.; Berrocoso, M.; Pérez-López, R.; Torrecillas, M. D. 2011. Determination of volumetric variations and coastal changes due to historical volcanic eruptions using historical maps and remote-sensing at Deception Island (West-Antarctica). *Geomorphology*, Volume 136, Issue 1, p. 6-14.
 - Williams, P. 1989. *The Frozen Earth Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press. Paperback ISBN: 9780521424233.
- Agradecimientos: A la agencia financiadora del Ministerio Español de Ciencia y tecnología a través de los proyectos POL2006-01918 y CTM2009-10165. Así como al programa polar español y sus medios logísticos.

Modelação do glaciar do Zêzere durante a última deglaciação (Serra da Estrela, Portugal)

Modelling of the Zêzere glacier during the last deglaciation (Serra da Estrela, Portugal)

Amilton Moreira⁽¹⁾ e Gonçalo Vieira⁽²⁾

⁽¹⁾ Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, amiltonmoreira@gmail.com

⁽²⁾ Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, vieira@campus.ul.pt

SUMMARY

This study aims at reconstructing the surface profile of the Zêzere valley glacier (Serra da Estrela, Central Portugal) during retreat stages as indicated by geomorphic features (moraine of Covões -1080 m, moraine of Espinhaço do Cão -1140 m and Covão de Albergaria – 1200 m). The profile of this glacier has been previously reconstructed for the Last Maximum of the Serra da Estrela Glaciation, when its snout was close to 750m asl. Vieira (2004 and 2008) modeled the profile with very good results, and validated with geomorphological evidence in the landscape (e.g. moraines and kame terraces). The methodology was proposed by Schilling & Holling (1981) and has been applied successfully in the reconstruction of mountain glaciers in several geographical contexts (e.g., Locke, 1995 in the Rocky Mountains; Evans et al., 2002 in northern Norway; Carrasco et al., 2012 in Sierra de Béjar, Spain). The method calculates the glacier surface altitude based on the slope, valley-shape indices and the basal yield shear stress.

Once the glacier snout altitude is known, (given by the projection of the lateral moraines onto the valley floor), it is possible to assess the altitude of the glacier surface and the ice thickness up along the valley, in an iterative procedure, with constant variations of the distance from the glacier snout. We tested different values of basal shear stress (τ). Results show that with 100kPa-120kPa basal shear stresses and with the glacier snout near the lower 2 moraines (1080m and 1140m), there were still conditions for sediment feeding of the highest moraines (above 1500m), which have previously been interpreted as correlating to the maximum glacier extent. This may explain its large development and good conservation and a time-transgressive genesis.

1. INTRODUÇÃO

O Vale do Zêzere localiza-se no sector oriental da Serra da Estrela, uma montanha granítica no centro de Portugal, pertencente à Cordilheira Central Ibérica, cuja altitude máxima atinge 1993 m.

O conhecimento acerca da glaciação da Serra da Estrela resulta, sobretudo, dos trabalhos de Lautensach (1929), Daveau (1971) e Vieira (2004). As características geomorfológicas desta glaciação estão bem documentadas, contudo falta desenvolver estudos mais consistentes sobre a sua cronologia. Sabe-se que no Plistocénico os glaciares ocuparam uma extensão máxima de cerca de 66 km², formando um campo de gelo de planalto, drenado por vários glaciares de vale, muito sensíveis a variações de parâmetros climáticos, tendo sido o glaciar do Zêzere o mais extenso (11 km) e o que ocupava maior área (23 km²). Datações TL (Vieira 2004) e ³⁶Cl (Vieira & Palacios, 2010) sugerem que o último máximo da glaciação da Serra da Estrela (UMGSE) ocorreu há cerca de 30ka BP, sendo anterior ao LGM. Vieira (2004) caracterizou os principais vestígios geomorfológicos glaciários, reconstituiu os glaciares no UMGSE e identificou algumas questões que merecem investigação, sendo uma delas a reconstituição das fases de deglaciação.

O estudo de vestígios geomorfológicos glaciários (p. ex. moreias) tem sido uma ferramenta muito importante na reconstituição de paleoambientes glaciários. Os modelos físicos, como é o caso do modelo proposto por Schilling & Holling (1981), complementando a informação dada pelos vestígios geomorfológicos, permitem a reconstituição de perfis glaciários e determinar algumas características dos glaciares nos locais onde esses vestígios são escassos. Estes modelos têm permitido também compreender a forma como os glaciares moldaram as paisagens e influenciaram a sua evolução. Outra vantagem desta metodologia é a sua utilidade na estimativa das altitudes da linha de equilíbrio (ALE).

Para a Serra da Estrela (SE) foi possível estimar uma cronologia relativa da glaciação, em que a posição das moreias latero-frontais foi integrada na modelação como um indicador fundamental, possibilitando o cálculo da extensão máxima, da espessura, da topografia dos glaciares e ainda das ALE no UMGSE.

O glaciar do Zêzere terá registado um retrocesso mais lento quando comparado com outros glaciares de vale da SE, o que pode ser explicado pela sua posição a oriente, favorável à alimentação nivo-eólica e ainda pelo facto de ter línguas glaciárias tributárias provenientes do planalto, principalmente do vale da Candeeira a oeste.

O objectivo deste trabalho é reconstituir o perfil da superfície do glaciar do Zêzere em momentos de estabilidade durante a deglaciação, evidenciados por moreias latero-frontais (moreia dos Covões -1080 m, moreia do Espinhaço do Cão – 1140 m e moreia do Covão da Albergaria – 1200 m), testemunhos geomorfológicos observáveis no campo e que serviram também para validar o cálculo do perfil do glaciar no UMGSE (Vieira 2004, 2008). No UMGSE a frente do glaciar esteve próximo dos 750 m de altitude e teve uma influência significativa na génese e evolução das principais formas de acumulação, como as moreias. A hipótese que é discutida neste artigo é se as moreias localizadas no sector mais a montante do vale (acima dos 1500 m), interpretadas como sendo datadas do UMGSE, tiveram condições para continuarem a ser alimentadas, em momentos de retrocesso em que a frente do glaciar esteve próximo dos locais acima referidos.

2. METODOLOGIA

A metodologia proposta por Schilling & Holling (1981) tem sido aplicada com sucesso, na reconstituição de perfis teóricos de glaciares de montanha em diversos contextos geográficos (p. ex. Locke (1995) nas Montanhas Rochosas; Evans et al. (2002) na Noruega). Embora parte de um princípio que não é dominante na natureza (a perfeita plasticidade da deformação do gelo), este método tem permitido bons resultados na reconstituição de superfícies glaciares. A altitude da superfície do glaciar é calculada com base no declive, no coeficiente de forma do vale e na tensão tangencial basal crítica (τ) – momento a partir do qual o gelo se comporta de forma plástica. A partir da altitude da frente do glaciar, que é dada pelo prolongamento da moreia lateral até o fundo do vale, calcula-se a altitude da superfície do glaciar e a espessura do gelo para montante, de forma iterativa, com variações constantes da

distância em relação à frente do glaciar. Schilling & Holling (1981) desenvolveram a metodologia apresentada por Nye nos anos 50 do século XX, propondo a seguinte equação para o cálculo iterativo num leito glaciário irregular:

$$h_i+1 = h_i + \tau_{av}/c_i\rho g \cdot \Delta x/t_i \quad (1)$$

Nesta fórmula, h_i representa a altitude da superfície do glaciar; τ_{av} a tensão tangencial basal média, uma variável influenciada pelo coeficiente de forma do vale (c_i); ρ a densidade do gelo; g a gravidade e t_i a espessura do gelo num sector central do vale. Δx representa a variação constante da distância em relação à frente do glaciar de acordo com o procedimento iterativo que é aplicado.

Conforme foi acima referido, a forma do leito do glaciar tem uma influência significativa na tensão tangencial. Num glaciar de vale a tensão tangencial basal é menor do que num glaciar amplo, na medida em que num vale, parte do peso do glaciar é suportado pelas vertentes, aliviando a tensão. Weertman (1971) determinou os seguintes valores do coeficiente de forma: 1 para um glaciar infinitamente grande; 0,5 para um vale semi-circular e 0,4 para círcos glaciários. Para o Vale do Zêzere, foram encontrados valores entre 0,48 e 0,58 (Vieira 2004), o que demonstra uma variação muito regular da forma do vale, que por sua vez facilita a interpolação quer do coeficiente de forma como da tensão tangencial, em diferentes sectores do vale.

Com base em estudos laboratoriais e em observações dos glaciares da actualidade, sabe-se que o fluxo do movimento do glaciar acelera com tensões tangenciais próximas de 100 kPa e que este é o valor mais frequente na natureza, o que foi comprovado por vestígios geológicos observados por Schilling & Holling (1981) em Yosemite e na Tasmânia. Estes autores referem que a utilização de valores constantes de τ permite uma correspondência mais rigorosa entre os perfis glaciários e os dados geológicos. Os valores de τ

normalmente usados têm por base o que ocorre em glaciares de vale contemporâneos (entre 50 kPa e 150 kPa). Contudo é uma variável que deve ser ponderada em cada passo da iteração, sendo que os vestígios geomorfológicos são fundamentais para a validação dos valores escolhidos. Schilling & Holling (1981) chamam a atenção para alguns factores que podem enviesar os valores da tensão tangencial: estimativa incorrecta da quantidade de sedimentos acumulados nos vales após a glaciação; diferenças nas taxas de acumulação e velocidade do gelo; diferenças na temperatura do gelo (temperaturas mais baixas significam maior tensão tangencial e vice-versa).

3. RESULTADOS

Para esta reconstituição do glaciar do Zêzere, a modelação foi feita com base na folha de cálculo proposta por Locke (1995) que integra a fórmula proposta por Schilling & Holling (1981). Uma adaptação da mesma folha foi utilizada por Vieira (2004 e 2008) para o cálculo do perfil glaciário no UMGSE (figura 1), que serve de termo de comparação para esta modelação. Nessa última foram alterados valores de tensão tangencial (τ) e altitudes da frente do glaciar (com base na localização das moreias), para gerar os perfis representativos das fases de deglaciação. Para cada um dos perfis foram testados 3 valores de τ , próximos daquele que é o valor mais observado na natureza, conforme referido no ponto anterior (100 kPa). Deste modo, foram modelados perfis com tensões tangenciais de 80 kPa (figuras 2, 3 e 4), 100 kPa (figuras 5, 6 e 7) e 120 kPa (figuras 8, 9 e 10). Note-se a relação do perfil longitudinal da superfície do glaciar com a posição das moreias laterais (triângulos) e os terraços de obturação lateral (losangos), mas sobretudo com as 2 moreias localizadas mais a montante do vale (acima dos 1500 m de altitude – moreia do Poio do Judeu – Lagoa Seca).

Perfil do Glaciar do Zêzere no UMGSE

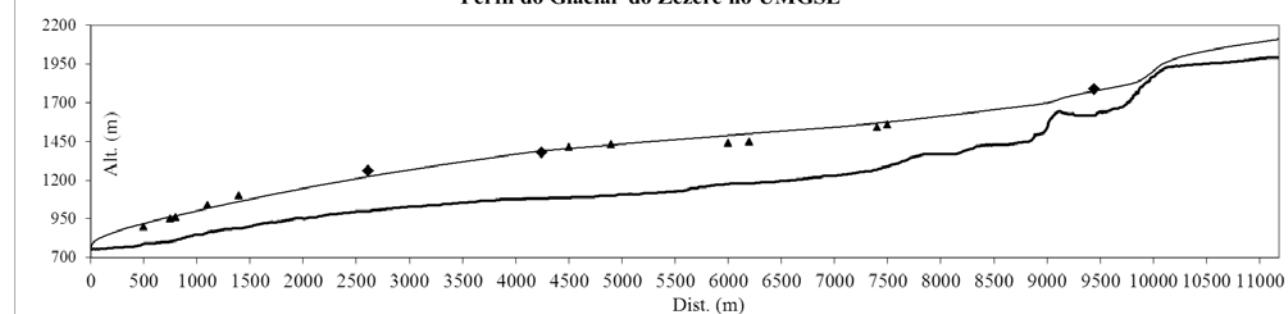


Figura 1. Perfil do glaciar do Zêzere no Último Máximo Glaciário da Serra da Estrela (UMGSE). Foram usados 3 valores de τ : 120 kPa (até 4270 m de distância da frente do glaciar), 80 kPa (de 4270 m a 7060 m) e 120 kPa para montante. (Zêzere glacier profile during the Last Glacial Maximum of Serra da Estrela. Three values of τ were considered: 120 kPa (up to 4270 m from the glacier snout) 80 kPa (between 4270 m and 7060 m) and 120 kPa (upstream).)

3.1. Perfis do glaciar com uma tensão tangencial basal de 80 kPa

Com uma tensão tangencial basal baixa, nota-se uma maior diminuição da espessura do gelo com o retrocesso glaciário. Quando a frente do glaciar esteve junto à moreia dos Covões (a 1080 m), a espessura máxima do gelo atingia os 204 m próximo do local onde ocorrem moreias acima dos 1500 m (assinalado com um círculo sobre os gráficos). A medida que o glaciar recuou é possível notar

uma diminuição dessa espessura para 159 m, com a frente do glaciar junto ao Espinhaço do Cão e 117 m no 3º momento do recuo, com a frente do glaciar a jusante da Covão da Albergaria.

É de realçar que com uma tensão tangencial de 80 kPa houve condições favoráveis para a alimentação da moreia do Poio do Judeu – Lagoa Seca (acima dos 1500 m), até quando o glaciar recuou para próximo dos Covões (figura 2).

Frente do Glaciar a 1080 m (moreia dos Covões) - tensão tangencial = 80 kPa

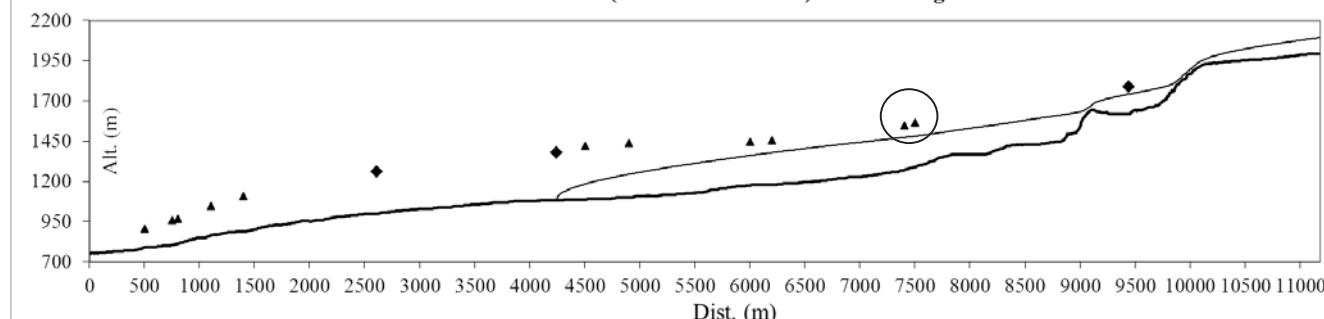


Figura 2. Recuo do glaciar para 1080 m, próximo da moreia dos Covões, com $\tau = 80$ kPa. (Glacier snout at 1080m with $\tau = 80$ kPa)

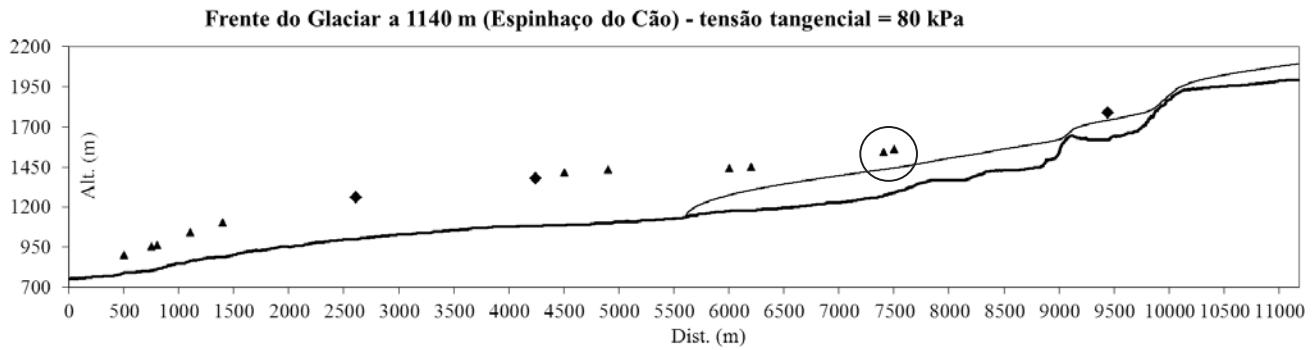


Figura 3. Recuo do glaciar para 1140 m, próximo da moreia do Espinhaço do Cão, com $\tau = 80$ kPa. (Glacier snout at 1140m and $\tau = 80$ kPa)

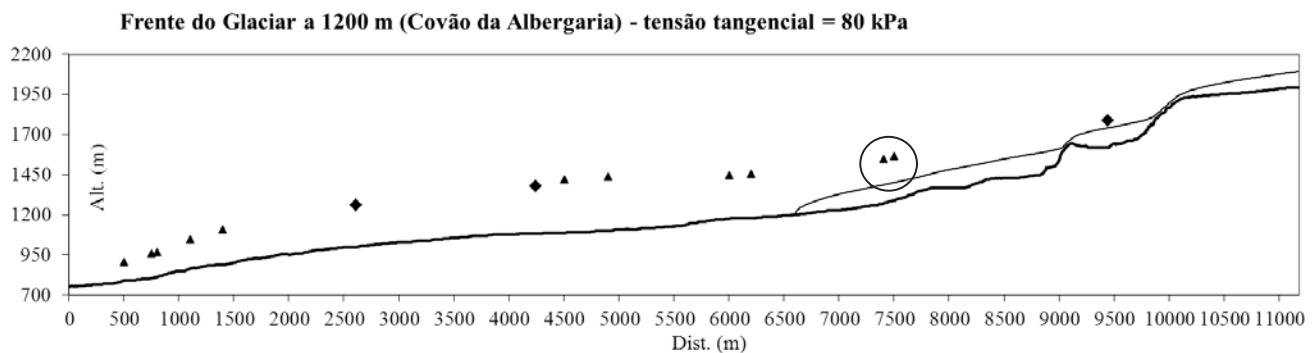


Figura 4. Recuo do glaciar para 1200 m, próximo da moreia a jusante do Covão da Albergaria e, com $\tau = 80$ kPa. (Glacier snout at 1200m with $\tau = 80$ kPa)

3.2. Perfilis do glaciar com uma tensão tangencial basal de 100 kPa

Aumentando a tensão tangencial basal para 100 kPa, a diminuição da espessura do gelo é mais notória numa fase mais adiantada do retrocesso (Covão da Albergaria), onde deixa de haver contacto da superfície do glaciar com a moreia do Poio do Judeu - Lagoa Seca, localizada acima dos 1500 m, como se pode observar na figura 7.

Neste local, se compararmos a espessura máxima do gelo entre este momento e os 2 momentos anteriores de retrocesso, constatamos uma redução de mais de 100 m em relação ao 1º momento (moreia dos Covões) e de mais de 50 m em relação ao 2º momento (moreia do Espinhaço do Cão).

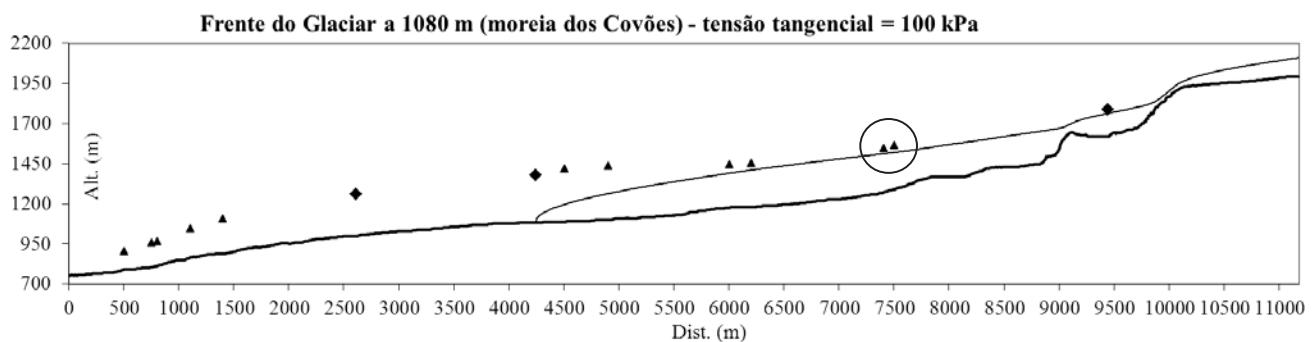


Figura 5. Recuo do glaciar para 1080 m, próximo da moreia dos Covões, com $\tau = 100$ kPa. (Glacier snout at 1090m with $\tau = 100$ kPa)

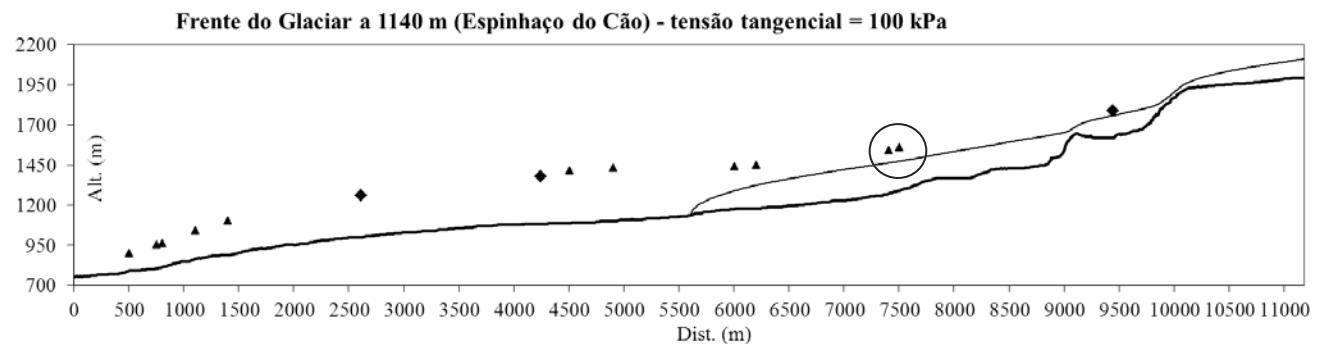


Figura 6. Recuo do glaciar para 1140 m, próximo da moreia do Espinhaço do Cão, com $\tau = 100$ kPa. (Glacier snout at 1140m with $\tau = 100$ kPa)

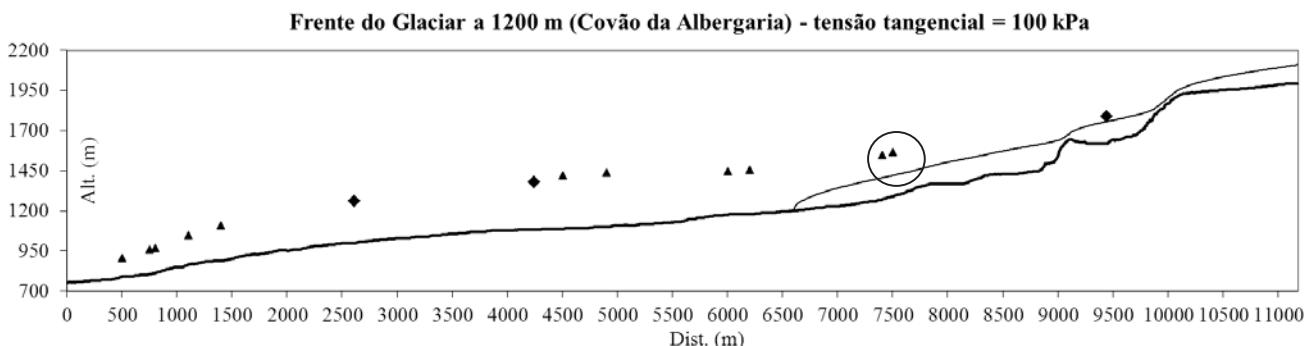


Figura 7. Recuo do glaciar para 1200 m, próximo da moreia a jusante do Covão da Albergaria, com $\tau = 100$ kPa. (Glacier snout at 1200m with $\tau=100$ kPa)

3.3. Perfis do glaciar com uma tensão tangencial basal de 120 kPa

Com uma tensão tangencial de 120 kPa, também se regista uma forte diminuição da espessura do gelo e a perda de contacto com as moreias do Poio do Judeu – Lagoa Seca, quando o glaciar recua para próximo do Covão da Albergaria.

Contudo, mesmo na fase do Espinhaço de Cão pode ter havido condições para acumulação nos sectores inferiores das moreias dos 1500 m.

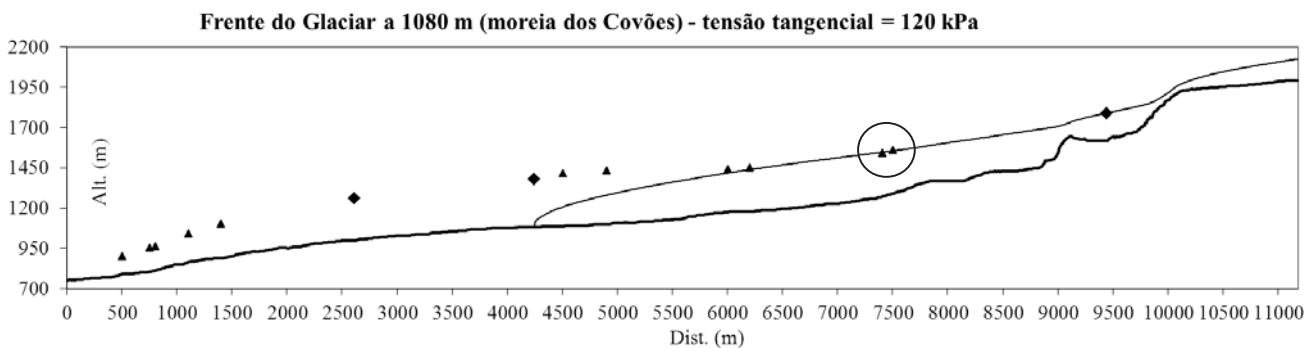


Figura 8. Recuo do glaciar para 1080 m, próximo da moreia dos Covões, com $\tau = 120$ kPa. (Glacier snout at 1090m with $\tau=120$ kPa)

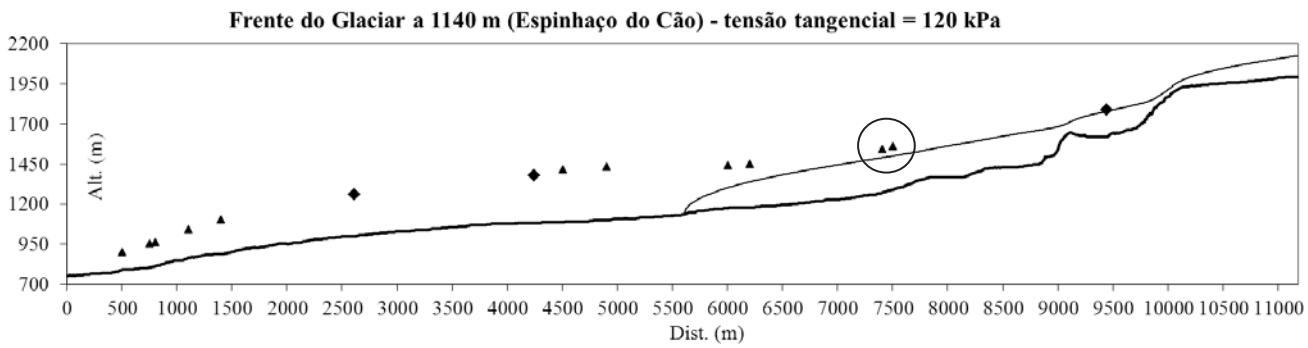


Figura 9. Recuo do glaciar para 1140 m, próximo da moreia do Espinhaço do Cão, com $\tau = 120$ kPa. (Glacier snout at 1140m with $\tau=120$ kPa)

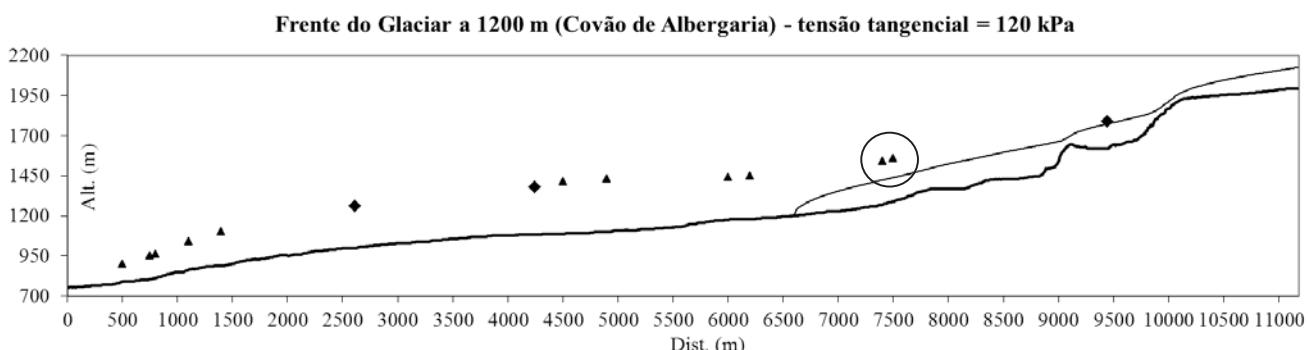


Figura 10. Recuo do glaciar para 1200 m, próximo da moreia a jusante do Covão da Albergaria, com a tensão tangencial basal de 120 kPa. (Glacier snout at 1200m with $\tau=120$ kPa)

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O modelo mostra que valores de tensão tangencial basal de 100 e 120 kPa permitiriam a alimentação das moreias do Poio do Judeu – Lagoa Seca em fases muito posteriores ao UMGSE. Com estes valores de tensão tangencial basal, estas moreias continuariam a ter condições para ser alimentadas pelo glaciar, sobretudo nas 2 primeiras fases de recuo, ou seja com a frente do glaciar a 1080 m (junto à moreia do Covões) e a 1140m (junto ao Espinhaço do Cão) – figuras 5, 6, 8 e 9.

A 3^a fase de recuo do glaciar, com a sua frente a 1200 m de altitude, a jusante do Covão da Albergaria, levanta mais dúvidas no que concerne à relação entre o glaciar e as moreiras acima dos 1500 m. Nesta fase, para qualquer dos 3 valores de tensão tangencial ensaiados, é notório um afastamento entre a superfície do glaciar e essas moreias (figuras 4, 7 e 10). Em nenhum dos casos o perfil coincide com as referidas moreias embora haja uma ligeira aproximação com $\tau = 120$ kPa.

Em relação à tensão tangencial mais baixa (80 kPa), apenas numa primeira fase de recuo (moreia do Covões) se verifica uma correspondência próxima do perfil com as moreiras acima dos 1500 m.

Os perfis calculados sugerem ainda uma possível interrupção da alimentação glaciária a partir do planalto. Numa fase posterior ao UMGSE a alimentação terá sido sobretudo a partir do gelo disponível nos círculos glaciários e vales afluentes. Note-se a reduzida espessura do gelo no planalto e sobretudo na área de transição para o vale, quando comparada com o que ocorre ao longo do vale.

Os resultados que aqui apresentamos renovam o interesse no estudo geomorfológico das moreias da Serra da Estrela e, em especial das moreias do sector Poio do Judeu – Lagoa Seca, bem como do complexo morénico da Nave de Santo António. A possibilidade de algumas destas moreias terem estado activas numa fase pós-máximo glaciário é especialmente importante e pode ajudar a explicar a sua grande dimensão e volume de material. A fase seguinte deste estudo consistirá em efectuar novas datações destas moreias por métodos como os isótopos cosmogénicos, de modo a clarificar a cronologia da deglaciação da Serra da Estrela.

5. REFERÊNCIAS

- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa, J. , Willenbring, J.K. (2012). "The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology". *Geomorphology*. 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.019>.
- Daveau, S. (1971). "La glaciation de la Serra da Estrela". *Finisterra* 6, 5 – 40.
- Evans, D.J.A., Rea, B.R., Hansom, J.D., Whalley, W.B. (2002). "Geomorphology and style of plateau icefield deglaciation in fjord terrains: the example of Troms-Finnmark, north Norway". *Journal of Quaternary Science* 17, 221–239.
- Lautensach, H. (1929). "Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal)". *Zeitschrift für Gletscherkunde* 17, 324 – 369.
- Locke, W. (1995). "Modelling of icecap glaciation of the northern Rocky Mountains of Montana". *Geomorphology* 14, 123–130.
- Nye, J.F. (1952). "A method of calculating the thickness of ice-sheets." *Nature* 169, 529–530.
- Schilling, D.H., Hollin, J. (1981). "Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps". In: Denton, G.H., Hughes (Eds.), *The Last Great Ice Sheets*. Wiley, New York, 207–220.
- Vieira, G. (2004). Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Vieira, G. (2008). "Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal". *Geomorphology* 97, 190-207.
- Vieira, G. & Palacios, D. (2010). "New cosmogenic isotope datings for the Serra da Estrela glaciation." Preliminary results. V Congresso Nacional de Geofisiologia, Porto, 8-10 Dezembro 2010.
- Weertman (1971). "Shear stress at the base of a rigidly rotating cirque glacier". *Journal of Glaciology* 10, 31-37.

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

C		R	
Correia, A.....	723	Ramos, M.	723, 727
D		T	
De Pablo, M. A.	723, 727	Trindade, A.....	723
M		V	
Molina, A.	723, 727	Vieira, G.	723, 727, 731
Moreira, A.....	731		

