

# Reconstrucción de paleotemperaturas en el golfo de León durante los estadios isotópicos 6 y 7 utilizando la técnica de los análogos modernos

*Paleotemperature estimates in the Gulf of Lions during Marine Isotope Stages 6 and 7 based on the modern analog technique*

B. González-Mora <sup>(1)</sup>, F.J. Sierro <sup>(1)</sup> y S. Berné <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca. mora@usal.es.

<sup>(2)</sup> IFREMER, Géosciences Marines, BP 70. 29280 Plouzané. France.

## ABSTRACT

Planktonic foraminifer assemblages from core PRGL1-4 have been studied to reconstruct sea surface temperatures (SST) in the Gulf of Lions during Marine Isotope Stages 6 and 7 based on the modern analog technique. This method consists of a comparison between core and modern sample assemblages assuming that similar planktonic foraminifer assemblages develop under the same ecological conditions and that foraminifer ecological preferences have not changed in time. During stage 6 (glacial) a strong millennial variability is observed in SST, whereas in stage 7 (interglacial) the astronomical forcing controls SST. These features have been already reported in temperature records from other areas out of the Mediterranean Sea, which means that SST in the Gulf of Lions during stages 6 and 7 was influenced by global climate changes. Moreover, some differences exist between paleotemperature records from different areas in the Mediterranean region. In the Gulf of Lions temperature records are more extreme since this area is directly influenced by Mistral and Tramontane winds, which cause important water cooling during cold periods. Furthermore, this study suggests that seasonality in the Gulf of Lions is not influenced by Northern Hemisphere summer insolation.

**Key words:** Modern analog technique, sea surface temperatures, Gulf of Lions, Marine Isotope Stages 6 and 7.

Geogaceta, 44 (2008), 75-78  
ISSN: 0213683X

## Introducción

La temperatura es uno de los parámetros que controlan la densidad de las masas de agua y, por lo tanto, su movimiento. Por este motivo, la estimación de las paleotemperaturas del agua superficial en un área determinada es muy importante para la reconstrucción de las corrientes que afectaron a esa zona. A lo largo de las últimas décadas se han desarrollado diferentes métodos que permiten estimar dichas paleotemperaturas, siendo uno de ellos la conocida como técnica de los análogos modernos (MAT, *Modern Analog Technique*; Hutson, 1979). Este método asume que las preferencias ecológicas de las especies han permanecido constantes a lo largo de los últimos cientos de miles de años (Principios del Actualismo y el Uniformismo) y que similares asociaciones de flora y fauna se desarrollan bajo regímenes climáticos similares. Además, este método

considera que la temperatura superficial del agua es una variable que determina los cambios en las asociaciones de foraminíferos o que puede ser correlacionada con otras variables que determinan esos cambios.

La aplicación de este método consiste en comparar la asociación encontrada en cada nivel del sondeo que se está estudiando con una gran cantidad de muestras modernas, recogidas en una base de datos, con el objeto de determinar los análogos modernos, es decir, las muestras actuales que más se asemejan a las del sondeo estudiado. La importancia de esta técnica está en que las condiciones oceanográficas de los análogos seleccionados son aplicables a las muestras del sondeo en cuestión, permitiéndonos estimar la temperatura y la salinidad del agua superficial en el pasado. Al aplicar este método se obtiene un índice de disimilitud para cada análogo seleccionado que permite conocer las muestras actuales que

más se asemejan a la del sondeo. Este índice puede tener valores entre 0 y 1, indicando el 0 una similitud total entre el análogo y la muestra estudiada, y el 1 muy poca similitud entre ambas asociaciones faunísticas. Se consideran aceptables para las estimaciones de las variables ambientales los análogos con una disimilitud de hasta 0,2.

El golfo de León se encuentra en la parte noroeste del mar Mediterráneo y está constituido principalmente por una plataforma continental en cuyo talud se han desarrollado numerosos cañones submarinos. Más de diez ríos desembocan en este golfo, siendo el Ródano el más importante, constituyendo el 80 % del total de aportes fluviales. La sedimentación en esta zona está muy ligada a la dinámica del río Ródano, de forma que durante el Plioceno y el Cuaternario ha tenido lugar una intensa progradación. Tanto la plataforma como el talud del golfo de León se ven afectados por la Corriente del Norte

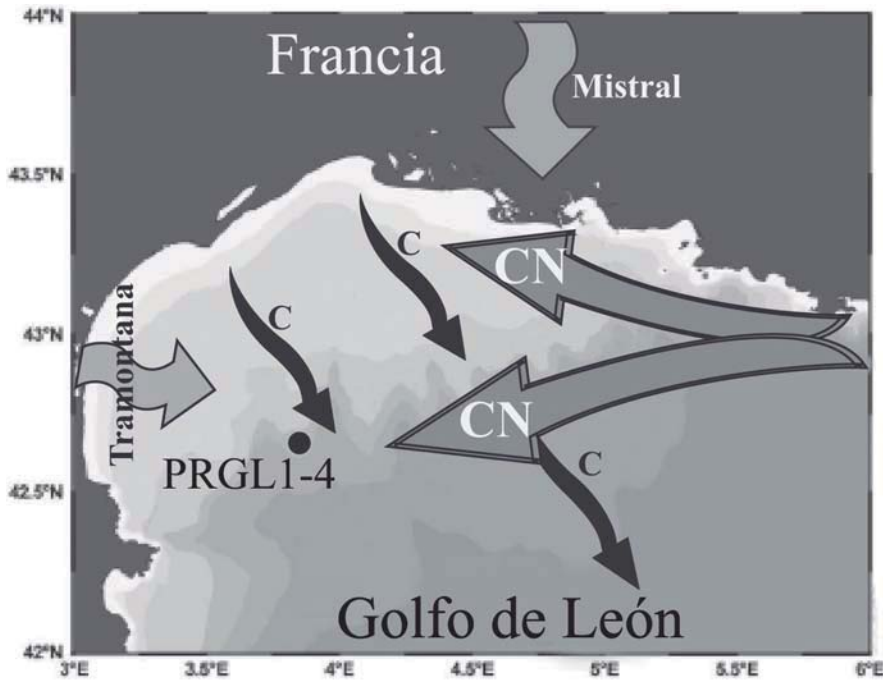


Fig. 1.- Situación del sondeo PRGL1-4 en el golfo de León (Mediterráneo noroccidental) y esquema de las principales corrientes atmosféricas y oceánicas de la zona (Basado en Millot, 1990 y Palanques *et al.*, 2006).

Fig. 1.- Location of core PRGL1-4 in the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean) and esqueme of the main atmospheric and oceanic currents in the area (Based on Millot, 1990 y Palanques *et al.*, 2006).

(CN) o Liguro-Provenzal (Fig. 1), que entra por el este y fluye a lo largo del golfo en dos ramas diferenciadas (Millot, 1990). La CN varía de magnitud y dirección a lo largo del año en función de la estratificación estacional y los vientos, de forma que durante el invierno su flujo duplica al de verano. La interacción entre esta corriente y la compleja morfología del fondo provoca la aparición de corrientes oscilantes a lo largo de los cañones.

La circulación dentro del golfo de León está fuertemente controlada por el régimen atmosférico. Los vientos Mistral y Tramontana enfrían las aguas superficiales del golfo (Fig. 1), haciéndolas más densas y provocando su hundimiento masivo con velocidades de hasta 10 cm/s en amplias áreas de mar abierto, cuyos diámetros llegan a una decena de kilómetros (Millot, 1990). Este proceso da lugar a la formación del Agua Profunda del Mediterráneo y es uno de los motores de la circulación de masas de agua en el mar Mediterráneo. Durante los inviernos muy intensos en los que se prolongan los periodos de vientos fríos y secos, éstos enfrían las aguas superficiales de la plataforma continental que aumentan su densidad y se hunden (Palanques *et al.*, 2006), generando masas de agua denominadas *Dense Shelf Water Cascading* (DSWC). Estas aguas frías discurren por la plata-

forma y, a través de los cañones, llegan a zonas más profundas incluso por debajo de 1000 m. Este fenómeno se conoce como *cascading*, suele ocurrir durante inviernos especialmente fríos y lleva asociada una importante transferencia de sedimento desde la plataforma hasta el fondo de la cuenca, que puede jugar un papel importante en el funcionamiento de los ecosistemas profundos puesto que hay un gran trasvase de materia orgánica hacia el fondo.

#### Material y métodos

Las muestras estudiadas pertenecen al sondeo PRGL1-4, recogido durante la campaña del Promess1 en el golfo de León (Mediterráneo noroccidental) en el interfluvio de los cañones Bourcart y Hérault a una profundidad de 298 m (Fig. 1). El sondeo ha sido muestreado cada 30 cm aproximadamente, a lo largo de 60 metros, de forma que se han estudiado un total de 163 muestras. De cada una de ellas se separaron unos 15 gramos de sedimento seco que se lavaron con un tamiz de 63  $\mu\text{m}$  de luz de malla, despreciando la fracción menor. A continuación, cada muestra fue secada y separada en dos fracciones utilizando un tamiz de 150  $\mu\text{m}$ . Para la elaboración de este trabajo se ha estudiado la fracción mayor tras haber

sido cuarteada varias veces hasta separar 400 individuos aproximadamente. Esta cantidad es suficiente para que el estudio tenga un 95 % de probabilidad de detectar todas las especies cuya abundancia relativa sea superior a 0,7 % (Patterson y Fishbein, 1989). A continuación, se identificaron y contaron todos los foraminíferos planctónicos presentes siguiendo la clasificación taxonómica de Hemleben *et al.* (1989).

El modelo de edad utilizado es el elaborado por Sierro *et al.* (enviado), basado en la correlación entre los registros del  $\delta^{18}\text{O}$  de *Globigerina bulloides* del sondeo PRGL1-4 y del sondeo de hielo NorthGrip.

El programa informático utilizado para elaborar las reconstrucciones de paleotemperaturas ha sido PaleoAnalog 2.0, desarrollado por la Universidad de Salamanca (Theron *et al.*, 2004) y que se puede descargar gratuitamente de la página <http://212.128.144.60/~paleotools/index.php>. La estimación de las variables ambientales se ha llevado a cabo utilizando los análogos con disimilaridad menor que 0,2 y ponderando los valores de los mismos. La base de datos utilizada ha sido la elaborada por Kallel *et al.* (1997), que contiene un total de 253 muestras, 123 de las cuales pertenecen al Atlántico Norte y 130 al Mediterráneo.

#### Resultados

Según el modelo de edad utilizado, el tramo estudiado comprende el intervalo entre 250 y 120 ka, es decir, los estadios isotópicos marinos (*Marine Isotope Stage*, MIS) 6 y 7. La resolución temporal del muestreo varía mucho del estadio glacial 6 al interglacial 7 debido a que las tasas de sedimentación son muy diferentes en ambos intervalos (Fig. 2). Durante el estadio glacial ésta fue de 75 cm/ka, mientras en el interglacial la lejanía del punto de muestreo a la línea de costa, debido al ascenso del nivel del mar, provocó un descenso en la sedimentación hasta 14 cm/ka.

Debido a las limitaciones del MAT, existen varios intervalos en los que las muestras no tienen asignado ningún valor de temperatura puesto que no existen análogos con una asociación de especies similar dentro de la base de datos actual utilizada.

En la reconstrucción de temperaturas para las distintas estaciones se observa un cambio importante al pasar del estadio 7 al 6 en el tipo de ciclicidad, de forma que durante el interglacial las variaciones de

temperatura están relacionadas con ciclos astronómicos, mientras en el glacial domina la variabilidad milenaria.

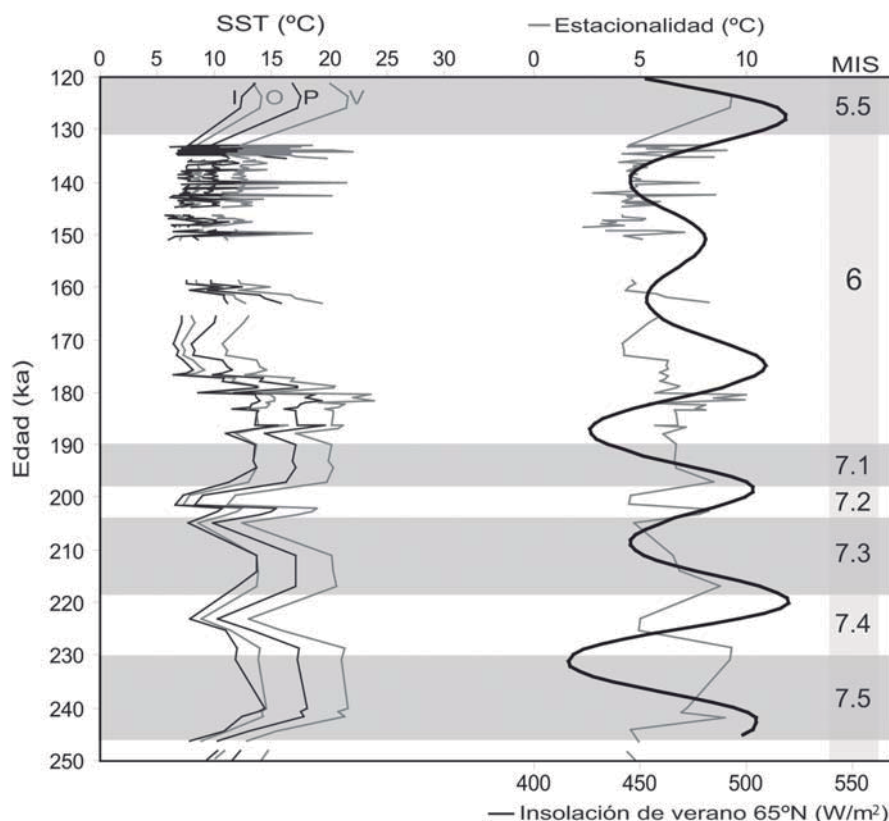
Durante el interglacial, las temperaturas máximas estimadas para el verano y la primavera son ligeramente más bajas que en el glacial, aunque la temperatura media es más alta durante el interglacial. Las temperaturas máximas del otoño y el invierno se dan durante el estadio 6. Por otro lado, las temperaturas mínimas estimadas para las cuatro estaciones se observan en el glacial, correspondiendo las más bajas a las estaciones de invierno y primavera. La amplitud térmica registrada en cada estación es mayor durante el glacial, superándose en todas ellas los 10 °C de variación térmica intraestacional. Tanto en el glacial como en el interglacial la mayor amplitud térmica se observa en verano, mientras el menor rango de variabilidad intraestacional se registra en los inviernos del glacial y en las primaveras del interglacial.

Durante el periodo glacial las temperaturas máxima y mínima absolutas son 23,8 y 5,7 °C, respectivamente, mientras en el interglacial son 21,5 y 6,5 °C; por lo tanto, la amplitud térmica es de 18 °C en el periodo glacial y 15 °C en el interglacial. La temperatura media durante el glacial es de 11,2 °C, mientras la del interglacial es de 13,7 °C. La estacionalidad (diferencia entre las temperaturas de verano e invierno) presenta una variabilidad milenaria muy marcada durante el glacial.

### Interpretación

En la reconstrucción de paleotemperaturas realizada con el método de los análogos modernos se distinguen de forma clara el estadio isotópico 6 del 7, así como los diferentes subestadios que constituyen el MIS 7 (Fig. 2). Este resultado difiere del obtenido en otras zonas de la región mediterránea como el mar de Alborán o Grecia, en las que se han registrado temperaturas muy similares durante los subestadios 7.1, 7.2 y 7.3 (Tzedakis *et al.*, 2003). Estas diferencias podrían deberse al efecto directo que tienen sobre el enfriamiento de las aguas del golfo los vientos fríos y secos que dominan en los subestadios fríos, en contraposición con el efecto diluido que llega a otras zonas de la región mediterránea.

Según el MAT, dentro del estadio isotópico 7 las temperaturas más elevadas se registran durante el subestadio 7.5. Dicho resultado coincide con el obtenido por González-Mora *et al.* (2006) para el



**Fig. 2.- Reconstrucción de paleotemperaturas en el golfo de León durante los estadios isotópicos marinos 6 y 7 para las cuatro estaciones (V: verano; O: otoño; P: primavera; I: invierno), utilizando la técnica de los análogos modernos (sondeo PRGL1-4). Comparación con la insolación de verano en el Hemisferio Norte (65°N) y con la estacionalidad.**

**Fig. 2.- Paleotemperature estimates in the Gulf of Lions during marine isotope stages 6 and 7 for the four seasons (V: summer; O: autumn; P: spring; I: winter,) based on the modern analog technique (core PRGL1-4). A comparison with Northern Hemisphere summer insolation (65°N) and seasonality.**

mar de Alborán por el mismo método de estimación. Alrededor de los 182 ka, dentro del periodo glacial, las paleotemperaturas estimadas superan los valores obtenidos para el interglacial. Es posible que en ese punto se haya producido una sobreestimación de la temperatura. Hay que tener en cuenta que las reconstrucciones de temperatura hechas a partir de las asociaciones de foraminíferos a veces pueden estar exageradas debido a la existencia de máximos muy pronunciados de determinadas especies que no responden a cambios de temperatura, sino a otros factores como la disponibilidad de nutrientes o la estratificación de la columna de agua. Éste puede ser el caso de las altas temperaturas marcadas por el MAT alrededor de los 182 ka, donde se registra un aumento importante en la abundancia relativa de varias especies de aguas templado-cálidas que, probablemente, no sea una respuesta proporcional al aumento de la temperatura del agua.

El rasgo que más destaca en las estimaciones de temperatura del agua superficial durante el periodo estudiado es el cambio drástico en la variabilidad al pasar de un estadio a otro. En principio, esto podría relacionarse con el cambio en la resolución temporal del estudio que tiene lugar en el mismo punto, pero no parece ser esta la explicación puesto que otras estimaciones de paleotemperaturas realizadas para el mismo periodo, en otras áreas y con otras técnicas presentan el mismo patrón (p.e., Martrat *et al.*, 2004). Este hecho confirma la teleconexión existente entre diferentes áreas del planeta y sugiere que la temperatura del agua superficial en el golfo de León durante este periodo estuvo controlada principalmente por las variaciones climáticas globales.

La gran amplitud térmica observada durante el periodo glacial sugiere la existencia de unas condiciones climáticas mucho más extremas durante dicho periodo, en contraposición con una mayor estabilidad durante el interglacial. Por otro lado,

si comparamos la amplitud térmica obtenida en el golfo de León con la estimada en el mar de Alborán con el mismo método, se observa que dicha amplitud es mayor en el golfo de León. Esto puede ser debido a la influencia de los vientos Mistral y Tramontana sobre la oceanografía del golfo de León. En la actualidad, un aumento en la intensidad de estos vientos durante periodos largos provoca una gran mezcla en las aguas del golfo y un enfriamiento muy importante de las mismas, en cambio, cuando su intensidad es muy baja, se favorece la estratificación de las aguas en esa zona, provocando así su calentamiento. En cambio, en el mar de Alborán no se dan situaciones tan extremas como las anteriores, sino que se alternan periodos de mezcla de las aguas con intervalos de relativa estratificación, sin llegar a producirse enfriamientos tan acusados como en el golfo de León.

La curva de la estacionalidad también presenta el mismo patrón que las temperaturas, de forma que durante el glacial domina la variabilidad milenaria y durante el interglacial, la astronómica. Aunque en este caso, es muy probable que este cambio se deba a la diferencia de resolución temporal del estudio en ambos estadios. Además, según estos resultados no parece que en el golfo de León la estacionalidad esté relacionada con la insolación de verano en el Hemisferio Norte como en otras zonas del Mediterráneo.

### Conclusiones

La técnica de los análogos modernos es válida para estimar paleotemperaturas en el golfo de León puesto que sus resultados son similares a los obtenidos en es-

tudios anteriores realizados en otras áreas del Mediterráneo durante el mismo periodo.

Existe una variabilidad milenaria muy marcada durante el estadio 6 (glacial), mientras en el estadio 7 (interglacial) la variabilidad astronómica ejerce mayor control sobre la temperatura del agua superficial. Ambos rasgos han sido observados en estudios dentro y fuera del Mediterráneo, de forma que la temperatura del agua en el golfo de León durante el periodo estudiado responde a variaciones climáticas globales.

En algunas zonas de la región mediterránea se han registrado temperaturas muy similares durante los subestadios 7.1, 7.2 y 7.3, en cambio, en el golfo de León, durante el subestadio 7.2 se obtienen temperaturas frías propias similares a las del 7.4, lo que puede ser debido a un enfriamiento de las aguas provocado por los vientos Mistral y Tramontana en esta zona. Por este mismo efecto de los vientos, la amplitud térmica registrada en el golfo de León es mayor que en otras zonas de la región mediterránea como el mar de Alborán.

La estacionalidad en esta zona no parece estar relacionada con la insolación de verano en el Hemisferio Norte.

### Agradecimientos

La extracción del sondeo PRGL1-4 en el golfo de León ha sido financiada por el proyecto Promess1 de la Comisión Europea (EVR1-CT-2002-40024). Este estudio ha podido llevarse a cabo gracias a la financiación obtenida con los proyectos GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067), CGL 2005-00642/BTE y CGL2006-10593 del Ministerio de

Ciencia y Tecnología, y SA008C05 de la Junta de Castilla y León; y con la beca FPU del Ministerio de Educación y Ciencia concedida a Beatriz González Mora (AP20033094).

### Referencias

- González-Mora, B., Sierro, F.J. y Flores, J.A. (2006). *Geogaceta*, 40, 219-222.
- Hemleben, C.H., Spindler, M. y Anderson, O.R. (1989). *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag New York Inc., 365pp.
- Hutson, W. H. (1979). *Science*, 207, 64-66.
- Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J. C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M. y Pierre, C. (1997). *Oceanologica Acta*, 20, 697-712.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. y Hodell, D. A. (2004). *Science*, 306, 1762-1765.
- Millot, C. (1990). *Continental Shelf Research*, 10, 885-894.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S. y Bonnin, J. (2006). *Marine Geology*, 234, 43-61.
- Patterson, R. T. y Fishbein, A. (1989). *Journal of Paleontology*, 63, 245-248.
- Sierro, F.J., Berné, S., Dennielou, B., Flores, J.A. *Science Express* (enviado).
- Theron, R., Paillard, D., Cortijo, E., Flores, J. A., Vaquero, M., Sierro, F. J. y Waelbroeck, C. (2004). *Micropaleontology*, 50, 391-395.
- Tzedakis, P. C., McManus, J. F., Hooghiemstra, H., Oppo, D. W. y Wijmstra, T. A. (2003). *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 197-212.