

## SEDIMENTOLOGIA QUIMICA DE LOS SEDIMENTOS MIOCENOS CON DIATOMEAS DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

M. A. Bustillo \* y M. J. López García \*

### RESUMEN

La composición química de elementos mayores es utilizada para analizar las características composicionales y sedimentológicas en 24 afloramientos de sedimentos miocenos con diatomeas de la Cuenca del Guadalquivir. En función de las biozonas de diatomeas, se consideran tres episodios de sedimentación diatomítica (Inferior, Medio y Superior) que reflejan un medio de sedimentación de alta productividad biogénica ocasionada por corrientes ascensionales costeras («coastal upwelling»).

Los grandes márgenes de variación de los tres óxidos más importantes  $\text{SiO}_2$  (12,18-78,00),  $\text{CaO}$  (1,60-43,73) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,76-10,32) definen la gran variación que presentan los tres componentes mayoritarios de estos sedimentos: Opalo A, calcita y minerales de la arcilla-terrágenos. A través de cálculos normativos en función de la composición mineralógica de las muestras y de los análisis de difracción de RX, se ha definido el porcentaje de sílice biogénica. El estudio de los máximos y mínimos de sílice biogénica ha puesto de manifiesto su relación con tipos dominantes de diatomeas, la estructura de la roca y la posición geográfica dentro de la Cuenca.

La proyección de las muestras en los diagramas triangulares  $\text{SiO}_2$  biogénica- $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{CaO}$  ha revelado que el Episodio Superior es el que manifiesta mayor proporción relativa de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (arcillas-componentes terrígenos). Los diagramas  $\text{SiO}_2$  biogénica/ $\text{CaO}$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  han demostrado que existe frecuentemente una asociación preferente entre el plancton calcáreo y los minerales de arcilla-terrágenos. La proyección de las muestras en el diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , junto con la pendiente de la recta de regresión  $\text{Fe}$  (y) -  $\text{Al}$  (x) indican que todas las series se pueden considerar de plataforma continental existiendo zonas con mayor o menor influencia del continente. La relación  $\text{MnO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , se ha utilizado para medir la tasa sedimentación; los valores obtenidos (entre 1,7 y 180 mm/ $10^3$  años) concuerdan con los hallados en otras zonas de corrientes ascensionales costeras, encontrándose diferencias en función de la estructura de la roca, las diatomeas dominantes y los episodios considerados.

Palabras clave: *Geoquímica, elementos mayores, diatomeas, «coastal upwelling».*

### ABSTRACT

The chemical data of major elements is used to study the precise lithological composition and the sedimentology of Miocene diatomaceous sediments from 24 sections of the Guadalquivir Basin. Three main episodes (Lower, Middle and Upper), defined on the basis of diatom zones have been studied. They record a highly productive coastal upwelling regime in the area during the Miocene. The wide range of variation of  $\text{SiO}_2$  (12.18-78.00),  $\text{CaO}$  (1.60-43.73) and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2.76-10.32) contents reflects the important variations of the main components: Opal A, calcite (mainly biogenic) and clay minerals-terrigenous components.

Biogenic silica has been estimated by using normative calculations after determination of the mineralogical compositions of the samples by means of X-ray diffraction. Maximum and minimum contents in biogenic silica are related to the dominant diatom taxa, the structure of the rock and the geographical location in the basin. The ternary diagrams  $\text{SiO}_2$  biogenic- $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{CaO}$  reveal that the Upper Episode has the highest amounts of clay minerals-terrigenous components. Plots of  $\text{SiO}_2$  biogenic/ $\text{CaO}$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  show a relation between the biogenic calcite and the clay-minerals-terrigenous components. The plots of  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  show that most of the samples may

\* Museo Nacional de Ciencias Naturales José Gutiérrez Abascal, 2, 28006-Madrid.

be interpreted as deposited in a continental margin environment. The data obtained from the slope of linear regressions Fe (y) – Al (x) are indicative of areas with varying influence of a terrigenous source.

The MnO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio is used to estimate rates of sedimentation of the diatomaceous sediments. The range is between 1.7 and 180 mm/10<sup>3</sup> years, which is consistent with the sedimentation rate values from sediments formed in coastal upwelling regimes. The rate of sedimentation varies in relation to the structure of the rock, the dominant diatom taxa and the age of the episodes.

Key words: *Geochemistry, major elements, diatoms, «coastal upwelling».*

## Introducción

El estudio de la composición química de los elementos mayores se utiliza en los sedimentos biosilíceos para deducir características sedimentológicas que no pueden abordarse fácilmente por las técnicas usuales en sedimentología (cuantificación de las partículas que componen el sedimento, estudio de los cuerpos sedimentarios, interpretación de estructuras, etc.). Se trata de procedimientos geoquímicos para identificar ambientes deposicionales por comparación de las características geoquímicas de las rocas silíceas con datos conocidos de sedimentos marinos actuales y antiguos, obtenidos a través de sondeos en los fondos oceánicos (DSDP y ODP) o en secuencias en el continente (Murray, 1994). Estos criterios son de utilización rápida porque emplean simplemente los datos derivados de un análisis total de roca, sin que sea necesario metodologías complicadas de separación de fracciones o minerales.

En este trabajo se aplica esta metodología a los sedimentos con diatomeas de la Cuenca del Guadalquivir, en los que, debido a la aparente uniformidad litológica (se han definido genéricamente como margas con diatomeas), la mala calidad de los afloramientos y su complejidad tectónica, son difíciles los estudios sedimentológicos tradicionales. La escasa evolución diagenética de estos sedimentos propicia este tipo de análisis. En ellos, el ópalo A de las diatomeas se mantiene y el ópalo C-T aparece ocasionalmente por lo que la movilización diagenética de la sílice que podría implicar a otros elementos químicos (Ca, Mn, Mg, P, K y Na) es muy pequeña.

## Contexto geológico y paleoceanográfico

Durante el Mioceno, la Cuenca del Guadalquivir era una amplia zona denominada Estrecho Norbético (Colom y Gamundi, 1951). Constituía en un principio la última expresión de una amplia cuenca remanente (foredeep) que evolucionó posteriormente a una cuenca de antepaís (foreland) (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Su límite septentrional era un

borde pasivo que se inclinaba suavemente hacia el sur. Sin embargo, su límite meridional era muy pendiente debido a su posición frontal respecto a las unidades prebética y subbética del cinturón bético. Este borde meridional era un sector muy móvil, situado en el frente de los nuevos relieves que se estaban formando como resultado de la penetración y empuje de las Zonas Internas Béticas. En este borde se originaban y caían a la cuenca masas olistotrómicas procedentes de la rotura del frente del sistema de mantos.

Los sedimentos con diatomeas de la Cuenca del Guadalquivir son una parte del registro sedimentario en el Estrecho Norbético y se caracterizan por la abundante presencia de plancton tanto silíceo (diatomeas, radiolarios y silicoflagelados) como calcáreo (foraminíferos y nanoplancton). Recientemente, López García (1993) y López García y Bustillo (1994) han realizado un amplio estudio litológico y bioestratigráfico de estos sedimentos y han definido en ellos tres episodios, cuya edad fue determinada por aplicación de la biozonación de diatomeas de Barron (1985), definida en el Pacífico ecuatorial, teniendo en cuenta la adaptación de ésta al Atlántico norte efectuada por Baldauf (1986).

El Episodio Inferior representa el comienzo de la sedimentación diatomítica en la zona y comprende desde el Langhiense medio al Serravaliense inferior (biozonas *Cestodiscus peplum* y *Coscinodiscus lewisianus*). Después de que en gran parte del Serravaliense no se hayan acumulado sedimentos con diatomeas (ausencia de la biozona *Coscinodiscus gigas* var. *diorama*), la sedimentación diatomítica se reemprende en el Episodio Medio que comprende desde la parte superior del Serravaliense hasta el Tortoniense inferior (biozonas *Craspedodiscus coscinodiscus* y *Actinocyclus moronensis*). El Episodio Superior corresponde al Tortoniense medio (biozona *Thalassiosira yabei*). El límite entre estos dos últimos episodios no viene marcado por la ausencia de ninguna biozona, sino que se determina por la discordancia existente entre las Unidades de Castro del Río y Porcuna, reconocida en la parte noreste de la cuenca (Roldán *et al.*, 1991 a y b). Geográficamente este último episodio tiene una extensión más reducida que los dos anteriores, loca-

lizándose preferentemente en la parte noreste de la cuenca.

El Estrecho Norbético estaba situado entre dos márgenes que, durante el Serravaliense, distaban en la zona de estudio alrededor de 150 km, de acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas y palimpsestas de Sanz de Galdeano y Vera (1992). Datos paleogeográficos precisos sobre el Estrecho Norbético para el Mioceno medio y superior hay muy pocos, debido a la complejidad tectónica de la zona. El emplazamiento de olitostromas, la compartimentación en cuencas del fondo del estrecho y la migración con el tiempo de los depocentros hacia el norte, son sus rasgos característicos.

El Estrecho Norbético, junto con el Rifeño, eran los únicos lugares de intercambio entre las aguas oceánicas atlánticas y mediterráneas durante el Mioceno. En un sentido paleoceanográfico, la sedimentación diatomítica y su contenido específico de diatomeas es indicativa de un mecanismo de corrientes ascensionales costeras («coastal upwelling») (Berggren *et al.*, 1976; Molina *et al.*, 1987;

Monjanel, 1987; López García y Bustillo, 1994). El afloramiento de las aguas ricas en nutrientes, que permitieron la proliferación de diatomeas, se produjo dentro de un contexto en el que la circulación oceánica entre el Atlántico norte y el Mediterráneo era inverso al actual (Sierro y Flores, 1992). Tuvo relación con modelos paleohidrológicos complejos en los que influyeron factores globales, como la intensificación de la circulación oceánica profunda a consecuencia de deterioros climáticos y factores locales como la morfología de la costa, la topografía del fondo de la cuenca y el progresivo angostamiento del Estrecho Norbético.

López García (1995) ha reconocido en cada uno de los episodios anteriormente mencionados, características paleohidrológicas peculiares que influyeron en la paleoproduktividad en el antiguo estrecho. Durante el Episodio Inferior las aguas en el Estrecho Norbético fueron cálidas y las corrientes ascensionales moderadas; durante el Episodio Medio se reconoce un enfriamiento progresivo de la superficie del agua y unas corrientes ascensionales más

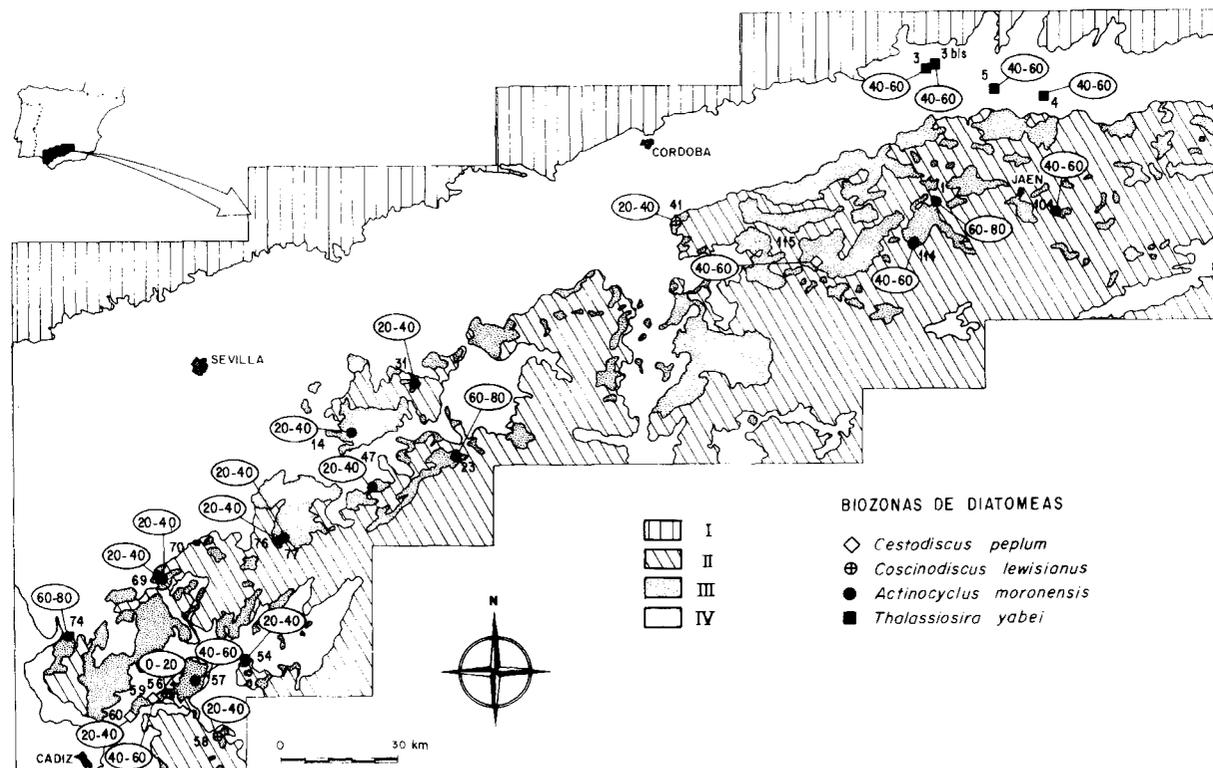


Fig. 1.—Situación de los afloramientos y con indicación de los intervalos de los valores máximos de sílice biogénica (modificado de López García y Bustillo, 1994). I. Macizo Hespérico. II. Cordilleras Béticas incluidos los olitostromas del valle del Guadalquivir. III. Materiales del Langhiense-Tortonense medio y que pueden estar implicados en los olitostromas como matriz. IV. Materiales del Tortonense superior, Messiniense y Cuaternario.

Puntos estudiados: 1: Martos; 3: Andújar 1 y 2; 4: Mengíbar; 5: Cerro de las Albarizas; 14: Fuente de la Grana-1; 23: Cañada Real-1; 31: Marchena-3; 41: Santa Cruz; 47: Morón-2; 54: Arcos-3; 56: Jerez-2; 57: Jerez-3; 58: Paterna; 59: Lomopardo; 60: Cerro de Liebre; 69: Lebrija-2; 70: Lebrija-3; 74: Sanlúcar-3; 76: Palmar-1; 77: Palmar-2; 104: Jaén; 114: Bobadilla, y 115: Baena.

importantes y generalizadas que en el anterior; en el Episodio Superior se determina un aumento en la temperatura del agua, siendo la productividad biológica mucho más restringida geográficamente y manifestándose menor diversidad de especies planctónicas.

## Materiales y Métodos

Este estudio se ha realizado sobre 201 muestras recogidas en 24 afloramientos distintos y han sido seleccionadas en función de su edad y posición geográfica dentro de la cuenca (fig. 1). Las muestras estudiadas corresponden únicamente a los tramos de las series que poseen diatomeas, evitando intercalaciones de otras litologías (turbiditas calcáreas, niveles arcillosos, etc.). La mayoría de las series levantadas presentan una potencia entre 5 y 20 m, menos el afloramiento de Martos que tiene unos 35 m y el de Jaén que tiene unos 200 m de potencia.

La apariencia de estos sedimentos con diatomeas es muy monótona, distinguiéndose, sin embargo, tres tipos de estructura: masiva, laminada y bandeada. El término banda se ha utilizado para definir niveles de pequeño espesor (0,5-1 cm), pero de mayor potencia que la lámina. Frecuentemente las bandas presentan diferente coloración, alternando rítmicamente y pueden exhibir a su vez estructura interna laminada. Con objeto de analizar estas estructuras, en algunas series se han obtenido muestras de detalle correspondientes a diferentes bandas.

Sólo se utilizan en este trabajo los contenidos en elementos mayores, pues se ha tratado de cuantificar los principales componentes mineralógicos de las muestras y hacer un estudio global de toda la Cuenca del Guadalquivir. La determinación y cuantificación de los elementos mayores (Si, Al, Ti, Fe [total], Mg, Mn, Ca, Na y K) se ha efectuado por espectrofotometría de Absorción Atómica (Perkin Elmer 2380). El P se ha determinado por absorciometría en solución (colorimetría) (Perkin Elmer 35). El contenido en sustancias volátiles se ha obtenido por calcinación.

La determinación de sílice biogénica se ha realizado utilizando conjuntamente la difracción de RX y el análisis químico global de la roca. La sílice biogénica se ha usado preferentemente en la elaboración de los diferentes índices y diagramas de este trabajo, ya que la sílice total tiene menos significado interpretativo al ser representativa de varios minerales. Una vez conocida la composición mineralógica de las muestras, la fórmula establecida para la determinación de la sílice biogénica ha sido:

$$\text{SiO}_2 (\text{biogénica}) = \text{SiO}_2 (\text{total}) - \text{SiO}_2 (\text{arcillas}) - \text{SiO}_2 (\text{cuarzo}) \text{ (Brewster, 1983)}$$

La sílice ligada a las arcillas se ha determinado por cálculos normativos, a partir de los análisis químicos globales, según los coeficientes propuestos por Eggiman *et al.* (1980) de acuerdo con el tipo de arcilla. La proporción de cuarzo se ha obtenido realizando análisis cuantitativos con patrones sobre los diagramas de difracción de RX. La sílice correspondiente a los terrígenos siliciclásticos no se ha considerado debido a su pequeña proporción.

## Características mineralógicas y geoquímicas generales

La composición mineralógica de los sedimentos con diatomeas de la Cuenca del Guadalquivir es muy variable (López García y Bustillo, 1994). Están constituidos por ópalo A (10-85 %), calcita (5-80 %), minerales de la arcilla (5-40 %) (esmectita que

predomina sobre illita y caolinita en menores proporciones) y cuarzo (< 15 %). Otros minerales que aparecen ocasionalmente o en proporciones muy pequeñas son: ópalo CT, dolomita, halita, yeso, feldespatos y micas. La mineralogía de arcillas es bastante constante en el conjunto de muestras. El mineral mayoritario es esmectita dioctaédrica; illita e interestratificados esmectita-illita aparecen en menor proporción, aunque en alguna muestra pueden predominar sobre la esmectita. La caolinita suele ser muy frecuente pero siempre en cantidades menores.

La composición química de estos sedimentos es muy variable ya que refleja la gran diferencia cuantitativa de los componentes mineralógicos (ver Anexo). Los intervalos de variación de los porcentajes de los diferentes óxidos son: SiO<sub>2</sub> (12,18-78,00), CaO (1,60-43,73), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,76-10,32), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,72-5,08), MgO (0,36-2,86), Na<sub>2</sub>O (0,06-1,99), K<sub>2</sub>O (0,13-2,15), TiO<sub>2</sub> (0,00-0,42), MnO (0,01-1,40), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,01-0,29). La matriz de correlación entre los óxidos de la totalidad de las muestras sólo refleja una correlación positiva y alta entre el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y el K<sub>2</sub>O (+ 0,90), indicando su asociación dentro de ciertas partículas siliciclásticas y de las arcillas. El resto de los coeficientes de correlación son sólo moderados debido a las distintas asociaciones de minerales que constituyen las muestras y a la pertenencia de la mayoría de los óxidos a diferentes minerales. Así, se dan correlaciones moderadas sólo entre: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> (+ 0,65); K<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub> (+ 0,55); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe total (+ 0,65); K<sub>2</sub>O-MgO (+ 0,63) y K<sub>2</sub>O-Fe total (+ 0,62). Por series, los coeficientes de correlación mejoran sólo débilmente.

La proporción de SiO<sub>2</sub> en las muestras estudiadas se reparte entre el ópalo A, los minerales de la arcilla y otros componentes siliciclásticos (cuarzo, feldespatos, micas...). Debido a la proporción media de los minerales en las rocas, la mayor parte de la sílice corresponde al ópalo A (de éste más del 90 % son frústulas de diatomeas), en segundo lugar a las arcillas y en tercer lugar al cuarzo terrígeno; el resto de los siliciclásticos sólo incluyen sílice en cantidades insignificantes.

El porcentaje de CaO representa principalmente a la calcita, que es sobre todo de origen biogénico (foraminíferos y nanoplacton), aunque ocasionalmente también puede proceder de los componentes calcáreos bioclásticos (aportados frecuentemente por corrientes turbidíticas) o de la calcita inorgánica (micrita y/o esparita). La proporción de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se considera principalmente representativa de los minerales de arcilla, ya que aunque también está incluida en otros componentes terrígenos, éstos son poco abundantes.

Observando la distribución de los valores máximos de sílice biogénica (fig. 1) se advierte que, fre-

cuentemente, las series situadas en la mitad nor-oriental de la cuenca son las que llegan a tener mayor proporción de sílice biogénica con independencia de su edad. Si se consideran únicamente los afloramientos atribuidos a la biozona *Actinocyclus moronensis*, donde el número de éstos es elevado y están distribuidos por toda la cuenca, esta característica queda claramente reflejada. Cuando en una misma columna se diferencian facies masivas y laminadas, se observa que estas últimas son las que poseen mayor proporción de sílice biogénica. En las muestras con estructura bandeada, las bandas claras presentan mayor cantidad de sílice biogénica que las oscuras. En relación al CaO y al Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> no se observa una distribución geográfica clara y dentro de las series suelen manifestar comportamientos antagónicos con la sílice biogénica, sobre todo el CaO.

En la tabla 1 se expresan numéricamente y por afloramientos la dispersión de las muestras en los diagramas triangulares SiO<sub>2</sub> biogénica-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO, según el eje CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fig. 2). Se observa que en gran cantidad de series (60 %) existe poca dispersión según dicho eje, por lo que hay una relación bastante constante entre los componentes calcáreos y los arcillosos-terrigenos. En estas series lo que varía principalmente entre las muestras es el porcentaje de sílice biogénica. Este hecho se observa también cuando se analizan comparativamente las bandas claras y oscuras entre las cuales frecuentemente la relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es poco variable. También se pone de manifiesto en la tabla 1 que existe una tendencia en las series a ser más ricas en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en relación al CaO cuando la biozona a que se atribuyen es más moderna. Es decir, los sedimentos con diatomeas correspondientes a la biozona *Thalassiosira yabei* son los más ricos en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e indicando principalmente mayor proporción de arcillas. Por el contrario, los valores menores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se observan en los afloramientos atribuidos a las

Tabla 1.—Valores extremos resultantes de la proyección de las muestras de las series según el eje CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> del diagrama SiO<sub>2</sub> bio-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO (fig. 2). El valor 0 corresponde al vértice del triángulo correspondiente al máximo de CaO y 10 sería el vértice del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Biozona <i>Thalassiosira yabei</i>	
Afloramientos	Dispersión de valores en el eje CaO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Cerro Albarizas	3,6 y 4,2
Andújar-1	2,7-7,7
Andújar-2	4,2-5,3
Mengíbar	2,7-8,4

Biozona <i>Actinocyclus moronensis</i>			
Parte superior		Parte inferior	
Afloramientos	Dispersión de valores en el eje CaO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Afloramientos	Dispersión de valores en el eje CaO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Arcos-3	3,1-4,4	Cañada Real-1	2-2,8
Bobadilla	2-2,7	Jaén-1	0,9-2,2
Fuente Grana	1,8-2,6	Jerez-3	2,2-2,9
Marchena-3	2,2-2,8	Lebrija-2	1,7-2,7
Morón-2	2,2-3,3	Lebrija-3	2,2-2,9
		Martos-1	1,3-4
		Palmar-1	2,2-3,2
		Palmar-2	2,7-2,9
		Sanlúcar-3	1,8-4,5

Biozona <i>Coscinodiscus lewisianus</i>		Biozona <i>Cestodiscus peplum</i>	
Afloramientos	Dispersión de valores en el eje CaO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Afloramientos	Dispersión de valores en el eje CaO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Jerez-3	0,5-1	Baena	1,6-2,8
Paterna	1,1-1,5	Cerro Liebre	0-1,8
Santa Cruz	0,9-1,5	Lomopardo	0,8-1,5

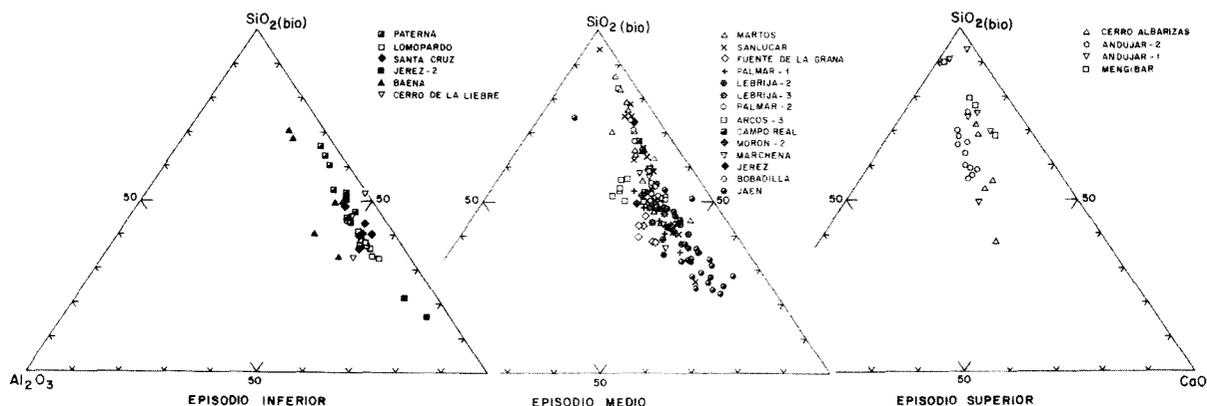


Fig. 2.—Proyección de las muestras en los diagramas triangulares SiO<sub>2</sub> biogénica-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO.

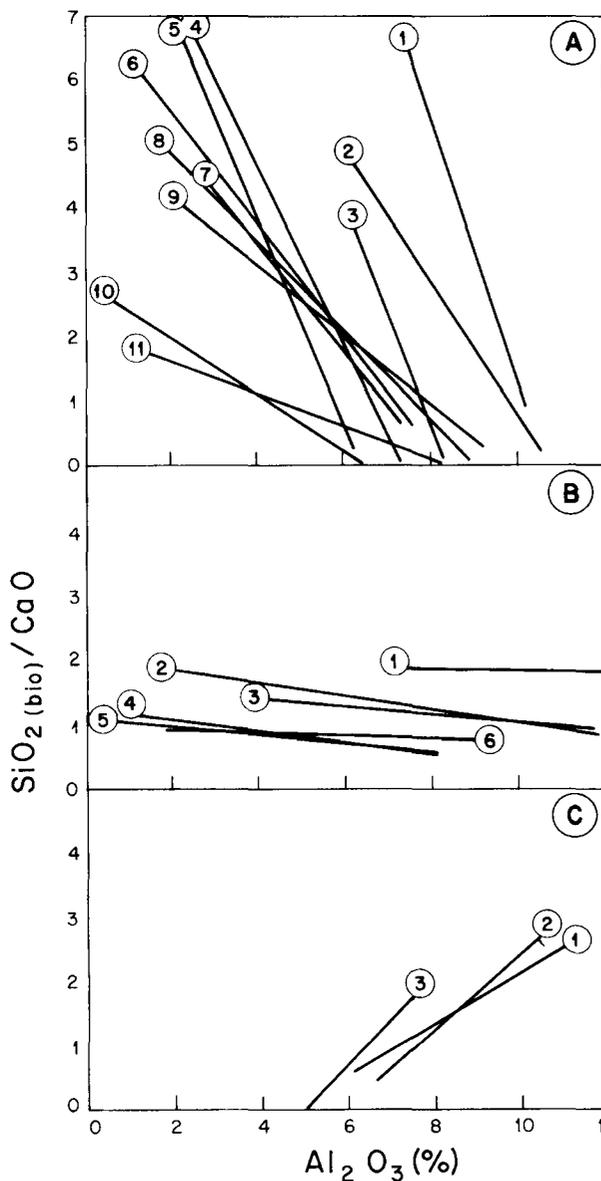


Fig. 3.—Rectas de regresión correspondientes a la proyección de las muestras de las diferentes series en el diagrama  $\text{SiO}_2$  biogénica/OCa versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . A) Rectas con pendientes negativas: 1. Andújar-2; 2. Albarizas; 3. Palmar-2; 4. Cañada Real-1; 5. Martos-6; 6. Jerez-3; 7. Bobadilla; 8. Baena; 9. Marchena; 10. Lomopardo, y 11. Sanlúcar-3. B) Rectas con pendientes próximas a 0: 1. Arcos-3; 2. Lebrija-3; 3. Fuente de la Grana-1; 4. Santa Cruz; 5. Cerro de la Liebre, y 6. Lebrija-2. C) Rectas con pendientes positivas: 1. Morón-2; 2. Palmar-1, y 3. Mengíbar.

biozonas más antiguas (*Cestodiscus peplum* y *Coscinodiscus lewisianus*).

Los diagramas  $\text{SiO}_2$  biogénica/CaO frente a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  reflejan fundamentalmente la relación de los componentes biogénicos silíceos y calcáreos frente

a los componentes terrígenos (fig. 3). En gran parte de las series (Cerro de las Albarizas, Andújar 1 y 2, Baena, Bobadilla, Cañada Real, Jerez-3, Marchena-3, Martos, Palmar-2, Paterna y Sanlúcar), las rectas de regresión tienen pendientes negativas relativamente altas, lo que indica que la relación  $\text{SiO}_2$  biogénica/CaO aumenta cuando disminuye el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Es decir, que el plancton calcáreo se relaciona preferentemente con los componentes terrígenos. En otras series (Arcos-3, Cerro de la Liebre, Fuente de la Grana-1, Lebrija-2, Paterna y Santa Cruz) se observa que la relación  $\text{SiO}_2$  biogénica/CaO se mantiene casi constante mientras se modifica la proporción de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , indicando que, estabilizada la producción biogénica, calcárea y silíceo, varían los terrígenos. Pendientes positivas sólo se observaron en Mengíbar, Morón-2 y Palmar-1.

#### Distancia al borde de cuenca y ambientes de sedimentación

Estas características sedimentológicas se han abordado aplicando diferentes índices y diagramas utilizados en sedimentos biosilíceos marinos.

El estudio de las pendientes de las rectas de regresión Fe-Al se utiliza para determinar la mayor o menor distancia a un borde de cuenca (Steinberg y Mpodozis, 1978; Baltuck, 1982; Steinberg *et al.*, 1983; Hein *et al.*, 1983) ya que indica un acercamiento o alejamiento a las fuentes de aportes detríticos siempre que exista una buena correlación entre el Fe y el Al y la estructura de la cuenca no sea muy complicada. Este método está basado en el diferente ambiente geoquímico del Al y el Fe. El aluminio se considera asociado a los terrígenos del área fuente continental y el hierro de origen oceánico. Cuando se incrementa la distancia a las fuentes terrígenas continentales la relación Fe/Al se incrementa y la pendiente de la recta de regresión aumenta.

Los valores de los coeficientes de correlación y la pendiente de la recta de regresión agrupando los afloramientos atribuidos a cada una de las biozonas se encuentran en la tabla 2. Aunque para la totalidad de las muestras el coeficiente de correlación Fe-Al tiene un valor de 0,69, si se calcula este coeficiente por series, en muchos casos existen mejores correlaciones. Las series de Martos y Jaén se han desdoblado en dos grupos de muestras que representan la parte inferior y superior a causa de la mayor potencia de estas series y al mayor número de cuerpos sedimentarios implicados.

Los resultados numéricos de las pendientes de las rectas de regresión de los afloramientos atribuidos a la biozona *Cestodiscus peplum* evidencian una gran

Tabla 2.—Valores de las pendientes de las rectas de regresión y de los coeficientes de correlación entre el Fe (y) y el Al (x) en cada una de las series.

Biozona <i>Thalassiosira yabei</i>					
Afloramientos	Pendiente		Coeficiente de correlación		
Cerro Albarizas	0,25		0,96		
Andújar-1	0,32		0,84		
Andújar-2	0,89		0,67		
Mengfbar	12,53		0,87		

Biozona <i>Actinocyclus moronensis</i>					
Parte superior			Parte inferior		
Afloramientos	Pendiente	Coeficiente de correlación	Afloramientos	Pendiente	Coeficiente de correlación
			Cañada Real-1	0,34	0,87
			Jaén-1	0,13	0,94
Arcos-3	0,60	0,86	Parte Inferior	1,56	0,99
Bobadilla	0,22	0,99	Superior		
Fuente Grana	0,64	0,83	Jerez-3	0,34	0,78
Marchena-3	0,50	0,87	Lebrija-2	0,38	0,89
Morón-2	0,60	0,97	Lebrija-3	0,20	0,55
			Martos-1	0,43	0,94
			Parte Inferior	0,30	0,80
			Superior	0,30	0,92
			Palmar-1	0,07	0,16
			Palmar-2		
			Sanlúcar-3	0,45	0,92
			Parte Inferior		

Biozona <i>Coscinodiscus lewisianus</i>			Biozona <i>Cestodiscus peplum</i>		
Afloramientos	Pendiente	Coeficiente de correlación	Afloramientos	Pendiente	Coeficiente de correlación
Jerez-2	0,45	1,00	Baena	0,28	0,93
Paterna	0,30	0,88	Cerro Liebre	0,75	0,96
Santa Cruz	0,99	0,94	Lomopardo	0,80	0,87

diferencia entre el afloramiento de Baena, situado en la zona noroeste de la cuenca, y los de Lomopardo y Cerro de la Liebre, situados en el sureste. Estos últimos son los que tienen una pendiente mayor y por lo tanto representarían zonas con menor influencia continental. Sin embargo, los resultados de los afloramientos atribuidos a la biozona *Coscinodiscus lewisianus* ponen en evidencia que el afloramiento de Santa Cruz, situado en la zona norte, tiene mayor pendiente en relación con los afloramientos de Paterna y Jerez-2, situados en el suroeste de la cuenca. Los resultados de los afloramientos atribuidos a la biozona *Actinocyclus moronensis* revelan que entre las dos partes en que se puede subdividir informalmente la biozona (López García, 1993) existe una diferencia impor-

tante en el valor de las pendientes, que son generalmente mayores en la parte superior. La única excepción, el afloramiento de Bobadilla, aparece alejado geográficamente de todos los demás (fig. 1). Por último, los resultados obtenidos en los afloramientos atribuidos a la biozona *Thalassiosira yabei* señalan que la variación de pendientes es grande. Sin embargo, los valores numéricos altos no se consideran representativos porque están ocasionados por acumulaciones diagenéticas de hierro en ciertos niveles.

El Mn es otro de los elementos que se utiliza para medir la distancia al continente porque se reconoce que el MnO aumenta gradualmente al incrementarse la distancia. Los minerales de Mn precipitados en el fondo marino son diluidos por la sedimentación

Tabla 3.—Márgenes de variación de las relaciones MnO/TiO<sub>2</sub>, en cada una de las series.

Biozona <i>Thalassiosira yabei</i>	
Afloramientos	MnO/TiO <sub>2</sub>
Cerro Albarizas	0,11-0,25
Andújar-1	0-4
Andújar-2	0,32-0,70
Mengíbar	0-0,21

Biozona <i>Actinocyclus moronensis</i>			
Parte superior		Parte inferior	
Afloramientos	MnO/TiO <sub>2</sub>	Afloramientos	MnO/TiO <sub>2</sub>
Arcos-3	0,09-1,63	Cañada Real	0-3
Bobadilla	0,11-0,20	Jaén-1	0,07-2
Fuente Grana-1	0,1-0,67	Jerez-3	0,14-1,17
Marchena-3	0,08-0,57	Lebrija-2	0,22-3,5
Morón-2	1,4-2,25	Lebrija-3	0,15-4,67
		Martos-1	0-4,5
		Palmar-1	0,12-0,75
		Palmar-2	0,18-0,45
		Sanlúcar-3	0,11-1,75

Biozona <i>Coscinodiscus lewisianus</i>		Biozona <i>Cestodiscus peplum</i>	
Afloramientos	MnO/TiO <sub>2</sub>	Afloramientos	MnO/TiO <sub>2</sub>
Jerez-2	0-0,75	Baena	0,19-0,4
Paterna	0,18-2	Cerro Liebre	0-0,62
Santa Cruz	0-0,43	Lomopardo	0-1,22

terrágena y biogénica. Sugisaki (1984) considera que en zonas de plataforma alrededor de Japón, la concentración de MnO no supera el 0,1 % (dato recalculado sobre la base de eliminar agua). En el conjunto de series analizadas la mayoría de los datos cuantitativos son inferiores a 0,1, con las únicas excepciones de los afloramientos de Morón (0,29-0,45 %) y Andújar y Lomopardo que superan levemente este valor de 0,1 %. Por lo tanto nos encontramos entre los valores normales de un ambiente de plataforma.

Cuando existe una deposición biogénica importante los minerales de Mn quedan diluidos por ella y es necesario utilizar la relación MnO/TiO<sub>2</sub>, que refleja la velocidad de sedimentación de los componentes terrígenos e indirectamente, del conjunto del sedimento. Esta relación aumenta con la distancia y es independiente de la profundidad de la columna de agua (Sugisaki, 1984). En las series estudiadas las relaciones MnO/TiO<sub>2</sub> son en muchos casos excesivamente altas si comparamos con los valores obtenidos por Sugisaki (*op. cit.*) en los sondeos del DSDP y en el mar del Japón. De acuerdo con los ábacos elaborados por este autor, los valores por

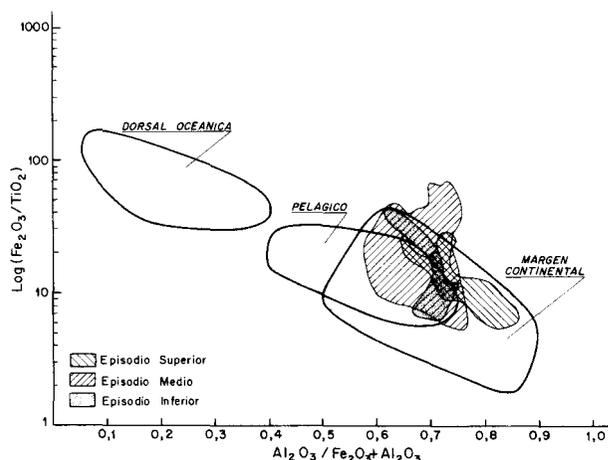


Fig. 4.—Zonas de proyección en el diagrama de Murray (1994), de las muestras correspondientes a los diferentes episodios de sedimentación diatomítica.

encima de 0,15, que en este estudio son frecuentes (tabla 3), indican distancias de más de 300 km que no son lógicas en este contexto paleogeográfico.

Murray (1994), en diagramas Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 100/SiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 100/SiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO, delimita campos para cherts de ambientes pelágicos, de margen continental y formados cerca de una dorsal oceánica. Los campos correspondientes a margen continental y pelágico se solapan en una gran zona de los diagramas, pero las zonas extremas de ambos ambientes quedan bien diferenciadas. La zona de solapamiento, de acuerdo con Murray (1994), puede resolverse mediante el análisis de tierras raras.

El diagrama Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 100/SiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 100/SiO<sub>2</sub> no ha podido ser utilizado debido a que la mayoría de las muestras presentan relaciones Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> excesivamente altas y caen fuera de los campos delimitados. En el diagrama Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO (fig. 4) que elimina la influencia del porcentaje de los terrígenos, la situación de las muestras respecto a los campos determinados por Murray (1994) se expresa en la tabla 4. Debido a que de cada serie existen varias muestras, se ha tenido en cuenta la posición de cada una de ellas y por eso hay señaladas varias alternativas para una misma serie. En conjunto se observa que ninguna de las muestras puede considerarse como pelágica y que todas las series tienen muestras dentro del campo definido para el margen continental.

La proyección de las series considerando su pertenencia a las distintas biozonas de diatomeas y a los episodios diferenciados en la Cuenca del Guadalquivir (López García y Bustillo, 1994) (fig. 4) deja patente que el Episodio Superior (biozona *Thalassiosira yabei*) es el que se extiende en mayor

Tabla 4.—Campos del diagrama  $Fe_2O_3/TiO_2$  versus  $Al_2O_3/Al_2O_3 + Fe_2O_3$  (Murray, 1994) en los que se proyectan las diferentes series. (Ver también representación en fig. 4).

Biozona <i>Thalassiosira yabei</i>			
Afloramientos	Margen continental	Solapamiento	Fuera de los campos definidos
Cerro Albarizas	x	x	x
Andújar-1	x		
Andújar-2	x		
Mengibar	x		x

Biozona <i>Actinocyclus moronensis</i>			
Afloramientos	Margen continental	Solapamiento	Fuera de los campos definidos
Arcos-3	x	x	
Bobadilla	x	x	
Fuente Grana	x	x	x
Marchena-3	x	x	x
Morón-2	x		
Cañada Real-1		x	x
Jaén-1	x	x	x
Jerez-3	x	x	
Lebrija-2		x	x
Lebrija-3	x	x	
Martos	x	x	x
Palmar-1	x	x	x
Palmar-2	x	x	
Sanlúcar-3	x	x	x

Biozona <i>Cestodiscus peplum</i>			
Afloramientos	Margen continental	Solapamiento	Fuera de los campos definidos
Baena	x	x	
Cerro Liebre		x	x
Lomopardo		x	

Biozona <i>Coscinodiscus lewisianus</i>			
Afloramientos	Margen continental	Solapamiento	Fuera de los campos definidos
Jerez-2			x
Paterna	x	x	x
Santa Cruz	x		

medida por el campo definido claramente como margen continental.

### Tasa de sedimentación

De acuerdo con Sugisaki (1984), el contenido de Mn en los sedimentos se correlaciona inversamente

con la tasa de sedimentación cuando los rangos de tasa de sedimentación están por debajo de  $30 \text{ mm}/10^3$  años. Por encima no existe una correlación inversa porque con alta velocidad de sedimentación los minerales de Mn que precipitan desde el agua son diluidos por los sedimentos y la mayoría del Mn del medio es heredado de los componentes terrígenos. En ambientes con alta actividad biológica la velocidad de sedimentación es rápida debido a la deposición de restos biológicos. Para este tipo de materiales la estimación de la velocidad de sedimentación se hace indirectamente usando la velocidad de sedimentación de la fracción terrígena a través de índices como  $MnO/Al_2O_3$  o  $MnO/TiO_2$ . El otro condicionante importante para la utilización del Mn como medida de la velocidad de sedimentación es que no existan importantes removilizaciones diagenéticas que afecten a la proporción de este elemento. Sugisaki (1984) estima que en todo el ámbito del Pacífico se puede utilizar este elemento desde el Cretácico Medio a la actualidad.

Matsumoto e Iijima (1983) aplican la relación entre el índice  $MnO/Al_2O_3$  y el grado de sedimentación de barros marinos a cherts biogénicos formados en diferentes contextos (mar marginal de pocos cientos de kilómetros de anchura, y zonas externas de plataforma) donde se mezcla la sedimentación biosilíceas (diatomeas en el Mioceno) y los aportes terrígenos. En este trabajo utilizamos el diagrama propuesto por estos autores ya que ha sido aplicado a componentes y ambientes no muy dispares de los existentes en la Cuenca del Guadalquivir y porque utiliza la relación  $MnO/Al_2O_3$ , que en este caso es más apropiada que la relación  $MnO/TiO_2$ , debido al método analítico utilizado.

Los valores extremos de las relaciones  $MnO/Al_2O_3$  para las diferentes series se expresan en la tabla 5. Utilizando el diagrama de Matsumoto e Iijima (1983) como ábaco, se han calculado las tasas de sedimentación a partir de las relaciones  $MnO/Al_2O_3$ , obteniéndose valores entre  $1,7$  y  $180 \text{ mm}/10^3$  años, aunque a partir de  $128$  están fuera del diagrama. Con objeto de organizar la disparidad de los valores obtenidos se han agrupado los afloramientos estudiados en tres categorías. Las series incluidas en el grupo con tasas de sedimentación mayores de  $20 \text{ mm}/10^3$  años pertenecen exclusivamente a las biozonas *Actinocyclus moronensis* y *Thalassiosira yabei*. Existe en estas series una correlación positiva moderada entre la velocidad de sedimentación y el porcentaje de  $K_2O$  y el porcentaje de  $CaO$ . Las series incluidas en el grupo con tasas de sedimentación mayores de  $8 \text{ mm}/10^3$  años pueden llegar a tener muestras con tasas sedimentación tan altas como las de la categoría anterior pero la mayoría presentan tasas de sedimentación más

Tabla 5.—Tasa de sedimentación de las series deducidas a partir de la relación  $MnO/Al_2O_3$  (Matsumoto e Iijima, 1983).

MnO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> menor de 100 x 10 <sup>-4</sup> ⇒ Tasa de sedimentación mayor de 20 mm/10 <sup>3</sup> años		
Afloramientos	MnO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x 10 <sup>-4</sup>	Mayor tasa relacionada (+) con...
Cerro Albarizas	40-90	K <sub>2</sub> O, CaO <sub>6</sub>
Bobadilla	51-75	K <sub>2</sub> O
Fuente Grana	38-84	—
Lebrija-3	57-75	K <sub>2</sub> O
Marchena-3	39-69	K <sub>2</sub> O, CaO
Palmar-1	37-93	CaO
Palmar-2	37-65	CaO

MnO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> menor de 200 x 10 <sup>-4</sup> ⇒ Tasa de sedimentación mayor de 8 mm/10 <sup>3</sup> años		
Afloramientos	MnO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x 10 <sup>-4</sup>	Mayor tasa relacionada (+) con...
Andújar-1	33-108	—
Andújar-2	110-150	K <sub>2</sub> O, CaO
Baena	91-178	SiO <sub>2</sub> bio, K <sub>2</sub> O
Cañada Real-1	57-146	SiO <sub>2</sub> bio
Jerez-3	47-152	K <sub>2</sub> O, CaO
Martos-1	27-180	K <sub>2</sub> O
Mengíbar	17-129	SiO <sub>2</sub> bio
Paterna	77-140	SiO <sub>2</sub> bio, K <sub>2</sub> O
Santa Cruz	74-105	—
Sanlúcar	44-145	K <sub>2</sub> O, CaO

MnO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mayor de 200 x 10 <sup>-4</sup> ⇒ Tasa de sedimentación por debajo de 8 mm/10 <sup>3</sup> años		
Afloramientos	MnO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x 10 <sup>-4</sup>	Mayor tasa relacionada (+) con...
Arcos-3	33-529	—
Cerro Liebre	138-285	—
Jaén-1	21-231	K <sub>2</sub> O, SiO <sub>2</sub> bio
Lebrija-2	60-576	K <sub>2</sub> O, SiO <sub>2</sub> bio
Morón-2	353-477	CaO, SiO <sub>2</sub> bio
Lomopardo	251-571	K <sub>2</sub> O, CaO

bajas, llegando a 8 mm/10<sup>3</sup> años. En este grupo están representadas todas las biozonas y existe, según los casos, correlaciones positivas moderadas entre la tasa de sedimentación y los porcentajes de SiO<sub>2</sub> biogénica, CaO y K<sub>2</sub>O. Las series incluidas en el grupo de baja velocidad de sedimentación presentan muchas muestras con tasas de sedimentación por debajo de 8 mm/10<sup>3</sup> años, llegando a tasas de 1,7 mm/10<sup>3</sup> años. Son series que pertenecen únicamente a las biozonas *Cestodiscus peplum* y *Actinocyclus moronensis* y la mayor tasa de sedimentación se correlaciona positivamente con el porcentaje de sílice biogénica en una mayor proporción de

casos que en las categorías anteriores. Todos los afloramientos incluidos en esta categoría, a excepción del de Jaén, aparecen situados en la zona sur de la cuenca.

Al analizar los resultados según los distintos episodios (tabla 6), se observa que las muestras de los afloramientos atribuidos al Episodio Inferior (biozonas *Cestodiscus peplum* y *Coscinodiscus lewisianus*) no llegan a reflejar grandes tasas de sedimentación, aunque existe un cierto aumento de la velocidad de sedimentación en la mitad superior del episodio (biozona *Coscinodiscus lewisianus*). En los otros dos episodios la dispersión es muy grande y no se pueden establecer pautas generales.

Por último, al comparar los valores de las muestras dentro de una misma serie y en relación a las estructuras, se advierte que en general los tramos masivos presentan mayor velocidad de sedimentación que los laminados.

## Discusión

La variabilidad cuantitativa de los tres componentes principales (sílice biogénica, carbonatos en parte biogénicos, y componentes arcillosos-terrágenos) es debida a distintos factores tectónicos, paleoceanográficos y sedimentológicos, que estuvieron incidiendo con diversa importancia en el momento de la sedimentación de las facies diatomíticas estudiadas. Para explicar la composición de cada una de las muestras hay que tener en cuenta dichos factores.

En primer lugar, hay que considerar que la cuenca ha ido cambiando morfológicamente con el tiempo en amplitud y topografía del fondo debido al contexto geodinámico. En segundo lugar, hay que tener en cuenta la posición original del lugar muestreado y la relación, en su caso, con aparatos turbidíticos que, aunque distales, interferirían con la sedimentación de los componentes autóctonos del sedimento. En tercer lugar, no hay que olvidar que los factores paleoceanográficos son los que han estado controlando la paleoproductividad y que éstos han variado con el tiempo. También hay que considerar la posición relativa entre los centros de las corrientes ascensionales y el lugar donde se estaba produciendo la sedimentación. Cada serie representa una cierta magnitud de tiempo durante la cual los factores antes mencionados posiblemente fueran variando. Por último, habría que considerar que las distintas velocidades de acumulación de la sílice biogénica y de los carbonatos son un reflejo de cambios, a corto y largo plazo, en la composición y productividad del plancton existente sobre un punto determinado de la cuenca. En líneas generales,

Tabla 6.—Márgenes de variación de la tasa de sedimentación según las diferentes biozonas, deducidos a partir de la relación MnO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Matsumoto e Iijima, 1983).

Biozona <i>Thalassiosira yabei</i>	Desde (+128, fuera de ábaco) a 11 mm/10 <sup>3</sup> años
Biozona <i>Actinocyclus moronensis</i>	Desde (+128, fuera de ábaco) a 1,7 mm/10 <sup>3</sup> años
Biozona <i>Coscinodiscus lewisianus</i>	Desde 35 a 12 mm/10 <sup>3</sup> años
Biozona <i>Cestodiscus peplum</i>	Desde 25 a 1,7 mm/10 <sup>3</sup> años

puede considerarse que, cuando aumenta la fertilidad por el aumento de nutrientes en la superficie del agua, el plancton silíceo reemplaza al plancton calcáreo (Hay y Brock, 1992) y aumenta la acumulación de sílice opalina.

En la mitad noreste de la actual Cuenca del Guadalquivir las series estudiadas llegan a adquirir, en ciertos niveles, una mayor cantidad de sílice biogénica que las situadas en la mitad suroccidental (fig. 1). Considerando lo anteriormente expuesto, esto significaría que los nutrientes habrían sido genéricamente más abundantes en la mitad noreste, ocasionando una fertilidad mayor del plancton silíceo. Sin embargo, hay que tener en cuenta también que la mayor parte de los afloramientos estudiados en el noreste de la cuenca pertenecen al Episodio Superior. Este episodio, geográficamente muy localizado, presenta un predominio del diluyente arcilloso-terrágeno sobre el carbonatado y un cierto incremento de las diatomeas bentónicas, en particular las pertenecientes al género *Delphineis* (López García y Bustillo, 1994). Ello parece indicar que el enriquecimiento en nutrientes de las aguas de superficie además de estar producido por corrientes ascensionales, como en el resto de los episodios, era debido a una mayor incidencia del aporte de los ríos, en un medio de sedimentación posiblemente más somero y cercano al borde de cuenca.

La serie con menor proporción de sílice biogénica en la mitad noreste de la cuenca corresponde a Santa Cruz, con una composición del plancton con abundante *Denticulopsis hustedtii* (López García, 1995). Esta es una diátomea propia de latitudes medias y altas, no relacionada con corrientes ascensionales, lo que significa que cuando en la asociación de diatomeas son más abundantes las especies no propias de áreas de corrientes ascensionales, la proporción de sílice biogénica de la roca disminuye. Por el contrario, las series con una mayor proporción de sílice biogénica en la mitad suroeste de la cuenca corresponden a lugares como Lomopardo,

Jerez-3 y Sanlúcar-3 (fig. 1), en los que hay muestras que tienen una mayor presencia de *Thalassiothrix longissima* (López García, 1995) especie propia de aguas frías o templado-frías asociada a corrientes ascensionales ricas en nutrientes.

En los diagramas triangulares SiO<sub>2</sub> bio-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO (fig. 2), la relativa constancia de la relación entre los carbonatos (CaO) y las arcillas-terrágenos (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) en muchas de las series (tabla 1) puede reflejar una posición paleogeográfica invariable de éstas mientras la fertilidad del agua de la superficie iba variando, apareciendo niveles más ricos o más pobres en sílice biogénica. Las series con dispersión de valores se encuentran en todos los episodios y son consecuencia de la presencia de estructuras bandeadas en las rocas o bien se trata de series, como Martos y Jaén, de gran potencia en las que están presentes diferentes cuerpos sedimentarios.

Comparando los tres episodios (tabla 1) se manifiesta un cambio en la relación entre los carbonatos y las arcillas-terrágenos, pudiéndose reconocer un aumento de estos últimos con el tiempo, que se hace más acusado en muchas de las series pertenecientes al Episodio Superior. Durante el Episodio Inferior, una mayor amplitud del Estrecho Norbético y la temperatura cálida del agua justificarían una mayor proporción de carbonatos frente a las arcillas-terrágenos. Las series quedan durante esta época más alejadas de las fuentes de aportes detríticos y el plancton calcáreo era más abundante al ser moderada la intensidad de las corrientes ascensionales ricas en nutrientes. Durante el Episodio Medio, la emersión parcial y erosión de la Cordillera a consecuencia de la fase tectónica finiserravaliense (Sanz de Galdeano y Vera, 1992) debe haber incidido en un aumento de las arcillas-terrágenos. El enfriamiento del agua, a su vez, originaría en este período mayor proliferación del plancton silíceo a expensas del carbonatado. Durante el Episodio Superior las condiciones ya mencionadas sobre la procedencia de los nutrientes y el ambiente más somero y cercano al borde septentrional de la cuenca justifican el fuerte incremento en las arcillas-terrágenos frente a los carbonatos.

Los diagramas SiO<sub>2</sub>/CaO frente a Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fig. 3) evidencian en muchas series una asociación entre los carbonatos y las arcillas-terrágenos. Se puede suponer entonces que, en los lugares y momentos en los que la disponibilidad de nutrientes fuera menor, una velocidad de sedimentación biosilíceica más lenta favorecería la acumulación de arcillas-terrágenos y carbonatos, tal y como expone Issacs (1984). Sin embargo, en otras series se ha observado que, mientras la productividad carbonática/silíceica está estabilizada, varía la cantidad de compo-

nentes terrígenos, lo que llevaría a pensar en una posible influencia de aparatos turbidíticos.

Los valores que presenta el MnO y la proyección de las muestras en el diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  frente a  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  reflejan que la sedimentación diatomítica se realizó siempre en un ambiente de plataforma continental (Murray, 1994). Dentro de este contexto, se han podido establecer algunas matizaciones, deducidas a partir de la diversidad de valores que presentan las series estudiadas respecto a las rectas de regresión Fe (y) – Al (x). La pendiente de la recta de regresión Fe (y) – Al (x) establece una polaridad frente a un área fuente continental y un ambiente pelágico en una cuenca sencilla. En el Estrecho Norbético, la existencia de dos áreas fuente y la compartimentación en subcuencas (Roldán y Rodríguez Fernández, 1991) hace problemática la determinación de zonas proximales y distales, pudiéndose indicar sólo zonas de mayor o menor influencia continental cuya existencia viene sugerida por los valores numéricos de la pendiente. En la biozona *Actinocyclus moronensis*, el número de series es elevado y se puede intentar contrastar los valores obtenidos con los datos paleogeográficos existentes (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Así, las pendientes correspondientes a la parte inferior de la biozona *Actinocyclus moronensis* indican en general bastante influencia continental, que podría estar relacionada con la emersión de la Cordillera al final del Serravaliense. Por el contrario, los valores menores de las pendientes en la parte superior de dicha biozona pueden ser interpretadas como una disminución de la influencia continental, que pudiera ser reflejo de la transgresión que comienza en el Tortoniense.

En general, las tasas de sedimentación obtenidas para estas rocas a partir de la comparación de las relaciones  $\text{MnO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  con el diagrama de Matsu-moto e Iijima (1983) son altas, si se comparan con los valores usuales de la sedimentación de barros silíceos pelágicos, que oscilan entre 2 y 10  $\text{mm}/10^3$  años (Berger, 1974). Sin embargo, son normales si se considera el registro de la sedimentación diatomítica de otras zonas de corrientes ascensionales costeras como es la Formación Monterey (California). En esta formación, las tasas de sedimentación oscilan entre 96 y 500  $\text{mm}/10^3$  años (Issacs, 1984), aunque forman parte de ella no sólo términos silíceos sino también carbonatados y arcillosos. En líneas generales se interpreta que, dentro de cada serie, los tramos masivos presentan mayor tasa de sedimentación que los laminados, porque en estos últimos aumenta la proporción de terrígenos.

Relacionando las tasas de sedimentación con los datos cuantitativos del contenido en diatomeas conocidos en algunas de las series (López García,

1995) se observan dos situaciones distintas. En el grupo con series que tienen tasas de sedimentación bajas (series de Cerro de la Liebre y Lomopardo), abundan las especies *Crucidentacula micobarica*, *Crucidentacula punctata* y *Denticulopsis hustedtii*, que son diatomeas de ambiente oceánico. En el grupo con series que tienen tasas de sedimentación altas (series de Cerro de las Albarizas, Fuente de la Grana, Lebrija-3, Marchena y Palmar-1), existe un aumento de la especie *Thalassionema nitzschioides*, que es una diatomea propia de zonas de corrientes ascensionales. Por lo tanto, las series con diatomeas propias de ambiente oceánico tienen tasas de sedimentación más bajas que las que incluyen mayor proporción de diatomeas propias de corrientes ascensionales, confirmándose que en estos últimos ambientes la velocidad de sedimentación es alta (Summerhayes *et al.*, 1992).

## Conclusiones

1. La situación de los máximos de sílice biogénica en la parte noreste del Estrecho Norbético se interpreta como consecuencia de un mayor aporte de nutrientes en esta zona en la que se localiza preferentemente el denominado Episodio Superior. Durante este Episodio, a los nutrientes aportados por las corrientes ascensionales se uniría una mayor incidencia de los nutrientes provenientes del aporte de los ríos, ya que dicho Episodio representa un medio de sedimentación más somero. Este hecho se constata a su vez con el predominio del diluyente arcilloso-terrígeno sobre el carbonato (relaciones  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -CaO altas) y por las asociaciones de diatomeas, que indican ambientes más cercanos a la costa.

2. Existe una relación entre los máximos y mínimos de sílice biogénica, la estructura de la roca y las asociaciones de diatomeas. Los sedimentos con estructura laminada y las bandas claras de la estructura bandeada son los que tienen mayor proporción de sílice biogénica, reflejando períodos de mayor productividad biológica. Las diatomeas propias de áreas de corrientes ascensionales se asocian a las mayores proporciones de sílice biogénica, mientras que las oceánicas a las menores proporciones.

3. La proyección de las muestras de los diferentes episodios en los diagramas triangulares  $\text{SiO}_2$  bio- $\text{Al}_2\text{O}_3$ -CaO (fig. 2), revela que la sedimentación diatomítica va recibiendo mayor proporción de terrígenos a medida que se hace más reciente. En muchos casos el factor que más varía dentro de una serie es la  $\text{SiO}_2$  biogénica, interpretándose que los máximos de sílice biogénica coinciden con etapas de aumento de nutrientes, ya que en estas etapas el

plancton silíceo reemplaza al calcáreo. En otros casos se advierte que hubo una productividad biológica estabilizada (relaciones  $\text{SiO}_2$  biogénica/ $\text{CaO}$  relativamente constantes), existiendo una variación de los componentes terrígenos ( $\% \text{Al}_2\text{O}_3$ ) que puede ser interpretado por la influencia de aparatos turbidíticos.

4. La proyección de las muestras en los diagramas paleogeográficos de Murray (1994) revela que la sedimentación diatomítica tuvo lugar en un ambiente de plataforma continental. Dentro de este ambiente de plataforma se pueden determinar zonas de mayor o menor influencia continental utilizando los valores de las pendientes de la recta de regresión  $\text{Fe (y)} - \text{Al (x)}$ . El aumento generalizado de esta pendiente en las series que corresponden a la parte superior del Episodio Medio podría estar relacionado con cierta profundización del medio como consecuencia de la transgresión Tortonense.

5. Las tasas de sedimentación obtenidas a través del índice  $\text{MnO}/\text{Al}_2\text{O}$  concuerdan con los valores de otras zonas de corrientes ascensionales costeras, encontrándose diferencias de valores en función de la estructura de los sedimentos analizados, de la proporción de diferentes tipos de diatomeas y de los episodios.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por la DGICYT a través del proyecto PB-920069. Los autores expresan su agradecimiento a J. Arroyo, M. Castillejo, A. Viloria y M.<sup>a</sup> C. Sendra por su asistencia técnica en delineación, preparación de láminas delgadas y mecanografía. M.<sup>a</sup> A. Vallejo y M.<sup>a</sup> I. Ruiz realizaron los análisis químicos.

#### Referencias

- Baldauf, J. (1986). Diatom biostratigraphic and palaeoceanographic interpretations for the middle to high latitude of North Atlantic Ocean. En: C. P. Summerhayes y N. J. Shackleton (eds.), *North Atlantic Palaeoceanography*, Geological Society Special Publication, 21, 243-252.
- Baltuck, M. (1982). Provenance and distribution of Tethyan pelagic and hemipelagic siliceous sediments, Pindos Mountains, Greece. *Sedimentary Geol.*, 31, 63-88.
- Barron, J. (1985). Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific Ocean. *Init. Reports DSDP*, 85, 413-456.
- Berger, W. H. (1974). Deep-sea sedimentation. En: C. A. Burx y C. D. Drake (eds.), *The Geology of Continental Margin*, Springer-Verlag, Nueva York, 213-241.
- Berggren, W.; Benson, R. H.; Haq, Bu.; Riechel, W. R.; Sanfilippo, A.; Schrader, H. J., y Tjasma, R. C. (1976). The El Cuervo Section (Andalusia, Spain): micropaleontologic anatomy of an Early Late Miocene lower bathyal deposit. *Marine Micropal.*, 1, 175-247.
- Brewster, N. A. (1983). The determination of biogenic opal in high latitude Deep Sea Sediments. En: A. Iijima, J. R. Hein y R. Siever (eds.), *Siliceous Deposits in the Pacific Region, Development in Sedimentology*, 36, 317-333.
- Colom, G., y Gamundi, J. (1951). Sobre la extensión e importancia de las moronitas a lo largo de las formaciones aquitano-burdigalienses del Estrecho Nortbético. *Estudios Geol.*, 7, 14, 331-335.
- Eggimann, D. W.; Manheim, F., y Betzer, P. R. (1980). Dissolution and analysis of amorphous silica in marine sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 50, 215-225.
- Hay, W., y Brock, J. C. (1992). Temporal variation in intensity of upwelling off southwest Africa. En: C. P. Summerhayes, W. L. Prell y K. C. Emeis (eds.), *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*, Geological Society Special Publication, 64, 463-498.
- Hein, J. R.; Kuijpers, E. P.; Denyer, P., y Sliney, R. E. (1983). Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene cherts from Western Costa Rica. En: A. Iijima, J. R. Hein y R. Siever (eds.), *Siliceous Deposits in the Pacific Region, Developments in Sedimentology*, 36, 143-175.
- Issacs, C. M. (1984). Hemipelagic deposits in a Miocene basin, California: toward a model of lithologic variation an sequence. En: D. A. V. Stow y D. J. V. Piper (eds.), *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*, Geological Society Special Publication 15 Blackwell Scientific Publications, 481-496.
- López García, M. J. (1993). *La sedimentación diatomítica miocena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid (inédita).
- López García, M. J., y Bustillo, M. A. (1994). Los sedimentos con diatomeas del Mioceno en la cuenca del Guadalquivir: edad y composición litológica. *Estudios Geol.*, 50, 71-90.
- López García, M. J. (1995). Resultados paleoceanográficos deducidos a partir del contenido en diatomeas de los sedimentos silíceos miocenos («moronitas») en la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios Geol.*, 51, 29-41. 389 págs.
- Molina, J. M.; Bustillo, M. A., y Ruiz Ortiz, P. A. (1987). The marine diatomite-dominated sediments of the Guadalquivir Basin in the Jaen Province (Upper Miocene, southern Spain). *IAS 8th Regional Meeting of sedimentology*, Abstracts Book, Túnez, 353-354.
- Matsumoto, R., e Iijima, A. (1983). Chemical sedimentology of some Permo-Jurassic and Tertiary bedded cherts in Central Honshu Japan. En: A. Iijima, J. R. Hein y R. Siever (eds.), *Siliceous Deposits in the Pacific Region, Developments in Sedimentology*, 36, 175-174.
- Monjanel, A. L. (1987). *Les diatomées Oligocenes a Holocenes de l'Atlantique nord et de la Méditerranée occidentale: Biostratigraphie et Paleoceanographie*. Tesis Doctoral, Brest, 38, 320 págs.
- Murray, R. W. (1994). Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90, 213-232.
- Roldán, F. J.; Lupiani, E., y Villalobos, M. (1991a). Cartografía y Memoria de la Hoja Geológica n.º 945 (Castro del Río), del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000. ITGE.
- Roldán, F. J.; Lupiani, E., y Villalobos, M. (1991b). Cartografía y Memoria de la Hoja Geológica n.º 926

- (Mengíbar), del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000. ITGE.
- Roldán, F. J., y Rodríguez Fernández (1991). Un ejemplo de cuenca piggy back asociada a la evolución neógena del frente de las zonas Externas Béticas. *I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Vic, Comunicaciones, 297-300.
- Sanz de Galdeano, C., y Vera, J. A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4, 21-36.
- Sierro, F. J., y Flores, J. A. (1992). Evolución de las fosas Bética y Rifeña y la comunicación Atlántico-Mediterráneo durante el Mioceno. *II Congr. Geol. de España y VIII Congr. Latinoam.*, Salamanca, Resúmenes, tomo 2, 563-567.
- Steinberg, M., y Mpdosis Marín, C. (1978). Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléo-océanographique. *Oceanologica Acta*, 1, 359-367.
- Steinberg, M.; Bonnot-Courtois, C., y Tlig, S. (1983). Geochemical contribution to the understanding of bedded chert. En: A. Iijima, J. R. Hein y R. Siever (eds.), *Siliceous Deposits in the Pacific Region, Development in Sedimentology*, 36, 193-211.
- Sugisaki, R. (1984). Relation between chemical composition and sedimentation rate of Pacific ocean-floor sediments deposited since the middle Cretaceous: basic evidence for chemical constraints on depositional environments of ancient sediments. *J. Geol.*, 92, 235-259.
- Summerhayes, C. P.; Prell, W. L., y Emes, K. C. (1992). Evolution of upwelling systems since the Early Miocene. En: C. P. Summerhayes, W. L. Prell y K. C. Emes (eds.), *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*, Geological Society Special Publication, 64, 1-8.

Recibido el 14 de julio de 1995  
Aceptado el 20 de diciembre de 1995

## Anexo

Composición química de los diferentes tipos de sedimentos con diatomeas.

Andújar-1						
Muestra	LEG-8	LEG-9	LEG-1	LEG-3	LEG-5	LEG-7
SiO <sub>2</sub>	63,70	49,00	66,21	78,00	44,00	59,30
TiO <sub>2</sub>	—	0,14	—	0,01	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,91	10,38	1,54	5,35	5,54	7,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,33	3,55	0,72	2,41	3,51	3,23
MnO	0,02	0,06	0,01	0,04	0,06	0,04
MgO	0,98	2,14	1,23	0,72	7,02	1,98
CaO	10,56	14,14	4,26	1,60	14,16	8,93
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,34	0,87	0,16	0,22	0,26
K <sub>2</sub> O	1,14	2,02	0,15	0,78	0,99	1,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,17	0,04	0,11	0,21	0,19
P.I.	14,85	17,91	24,72	10,66	24,00	17,01

Baena					
Muestra	BA-2	BA-3	BA-4	BA-5	BA-6
SiO <sub>2</sub>	38,90	57,60	54,35	41,50	35,40
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,32	0,24	0,24	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,03	5,28	5,45	8,49	7,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	2,07	2,01	2,92	3,00
MnO	0,09	0,06	0,05	0,09	0,10
MgO	0,68	0,61	0,66	1,12	1,09
CaO	26,06	14,68	16,22	21,06	26,00
Na <sub>2</sub> O	0,97	0,62	0,97	0,78	0,43
K <sub>2</sub> O	0,59	0,68	0,65	1,45	1,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,11	0,13	0,16	0,19
P.I.	25,01	17,77	18,97	22,07	24,68

Andújar-2						
Muestra	AND-2.3,osc	AND-2.5,osc	AND-3.1,cl	AND-3.2,osc	AND-4	AND-2.6
SiO <sub>2</sub>	54,52	52,39	52,18	49,10	57,00	57,25
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,29	0,23	0,26	0,20	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,40	8,84	8,94	9,85	8,39	8,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,10	3,43	2,87	5,37	2,25	2,39
MnO	0,14	0,11	0,11	0,15	0,11	0,10
MgO	3,30	4,55	2,61	3,19	3,23	2,43
CaO	8,70	8,48	12,48	10,88	9,72	10,22
Na <sub>2</sub> O	1,90	2,90	1,76	2,59	1,47	1,25
K <sub>2</sub> O	1,85	1,94	1,73	2,04	1,51	1,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,19	0,19	0,19	0,21	0,26
P.I.	14,47	16,68	16,83	16,30	15,65	14,96

Bobadilla						
Muestra	MA-13.1,osc	MA-13.3,osc	MA-13.4,cl	MA-13.5,osc	MA-13.6,cl	MA-13.7,osc
SiO <sub>2</sub>	39,50	44,26	50,00	42,30	54,10	41,00
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,32	0,27	0,31	0,26	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,03	6,07	5,57	6,62	4,67	6,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,67	2,97	2,14	2,85	1,48	1,99
MnO	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04
MgO	1,86	1,55	1,30	1,59	1,20	1,95
CaO	20,28	19,12	15,78	20,30	15,14	19,50
Na <sub>2</sub> O	1,73	1,16	1,10	0,97	0,82	1,54
K <sub>2</sub> O	1,01	0,94	0,93	1,06	0,76	0,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,19	0,15	0,15	0,13	0,15
P.I.	25,27	23,18	22,63	23,56	21,18	26,38

Muestra	AND-2.1,osc	AND-2.4,cl	AND-1,cl	AND-1,osc	AND-2.2,cl
SiO <sub>2</sub>	49,36	64,20	54,00	53,20	58,50
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,31	0,23	0,25	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,74	6,63	9,91	9,52	8,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	1,65	1,65	3,70	2,98
MnO	0,12	0,10	0,14	0,11	0,13
MgO	2,79	1,63	2,48	2,54	3,45
CaO	12,14	8,62	11,40	11,42	7,96
Na <sub>2</sub> O	2,67	1,02	0,88	0,90	1,95
K <sub>2</sub> O	1,73	1,33	1,94	1,87	1,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,15	0,23	0,20	0,17
P.I.	16,23	14,31	16,17	15,99	13,98

Muestra	MA-13.8,cl	MA-13.9,osc	MA-13.10,osc	MA-11	MA-13.11,cl	MA-13.11,osc
SiO <sub>2</sub>	47,59	45,72	42,63	42,10	59,00	48,52
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,30	0,31	0,26	0,15	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,47	6,00	6,05	5,57	4,20	5,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	2,54	2,71	2,50	1,82	2,70
MnO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
MgO	1,36	1,36	1,69	1,14	0,99	1,27
CaO	19,08	20,00	20,92	22,68	14,46	18,90
Na <sub>2</sub> O	0,87	0,75	1,03	0,45	0,66	0,75
K <sub>2</sub> O	0,95	1,05	1,03	0,89	0,70	1,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,18	0,16	0,18	0,15	0,16
P.I.	21,79	21,86	23,33	24,06	17,66	20,62

Arcos-3							
Muestra	AR-1	AR-2	AR-3	AR-4	AR-5	AR-6	AR-7
SiO <sub>2</sub>	46,90	50,41	47,30	47,20	49,80	49,00	45,00
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,16	0,29	0,16	0,32	0,32	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,54	9,54	9,42	9,65	8,87	8,39	8,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,26	3,41	3,71	4,35	3,47	3,30	2,74
MnO	0,49	0,04	0,33	0,03	0,47	0,03	0,28
MgO	2,19	1,31	1,53	1,63	1,56	1,32	1,14
CaO	13,86	14,26	15,48	14,52	14,32	15,34	18,84
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,40	0,33	0,77	0,47	0,46	0,28
K <sub>2</sub> O	1,43	1,22	1,26	1,45	1,27	1,30	1,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,19	0,03	0,24	0,03	0,20	0,03
P.I.	18,89	19,04	20,06	19,64	19,34	20,24	21,86

Muestra	MA-13.12,osc	MA-13.14,osc	MA-13.13,cl	MA-12	MA-14
SiO <sub>2</sub>	44,43	43,80	53,50	45,00	43,29
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,23	0,20	0,31	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,29	6,86	5,47	7,29	5,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,91	3,01	2,64	2,88	2,57
MnO	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03
MgO	1,38	1,60	1,61	1,59	1,29
CaO	20,80	19,66	15,90	19,54	22,58
Na <sub>2</sub> O	0,62	1,06	0,68	0,86	0,38
K <sub>2</sub> O	1,07	1,25	0,95	1,29	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,19	0,15	0,20	0,17
P.I.	21,92	22,14	18,92	20,89	22,36

Cerro Albarizas						
Muestra	AL-1	AL-2	AL-3	AL-4	AL-5	AL-6
SiO <sub>2</sub>	50,00	50,91	61,10	59,70	53,24	46,09
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,32	0,29	0,25	0,36	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,50	8,20	6,90	7,20	9,16	10,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,16	2,83	2,62	2,42	3,06	3,28
MnO	0,09	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05
MgO	1,97	2,41	1,32	1,35	1,85	2,27
CaO	14,41	15,23	10,83	11,84	13,03	16,25
Na <sub>2</sub> O	0,53	0,28	0,21	0,13	0,59	0,20
K <sub>2</sub> O	1,84	1,62	1,18	1,08	1,61	1,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,14	0,12	0,11	0,14	0,14
P.I.	18,03	17,99	15,34	15,78	16,83	19,30

Muestra	FG-7	FG-8	FG-9	FG-10	FG-11
SiO <sub>2</sub>	37,00	41,91	39,82	44,10	37,05
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,33	0,12	0,26	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,13	8,89	9,68	6,87	5,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,70	3,17	5,08	3,31	2,24
MnO	0,05	0,05	0,06	0,03	0,03
MgO	1,50	0,99	1,56	0,79	0,63
CaO	21,60	19,80	18,34	19,93	26,02
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,23	0,31	0,42	0,29
K <sub>2</sub> O	1,51	1,25	1,51	0,94	0,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,16	0,19	0,16	0,12
P.I.	24,20	22,76	23,18	22,80	26,33

Cerro de la Liebre			
Muestra	PAT-10	PAT-11	PAT-12
SiO <sub>2</sub>	35,05	37,80	28,77
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,14	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,88	0,05	6,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	2,14	3,64
MnO	0,10	0,08	0,09
MgO	0,62	0,61	1,71
CaO	29,56	26,60	29,30
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,14	0,26
K <sub>2</sub> O	0,51	0,91	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,09	0,13
P.I.	28,27	26,42	28,49

Jaén						
Muestra	JA-24	JA-25	JA-27	JA-28.1	JA-28.2	JA-28.3
SiO <sub>2</sub>	33,00	42,42	34,68	23,00	39,11	29,00
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,15	0,35	0,03	0,11	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,80	5,39	6,55	2,72	5,69	6,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	2,57	2,09	2,86	2,52	2,81
MnO	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05
MgO	1,66	1,30	1,52	3,09	1,31	1,82
CaO	25,68	22,64	26,38	28,54	24,72	29,98
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,16	0,19	0,10	0,17	0,16
K <sub>2</sub> O	1,19	0,76	1,14	0,23	0,80	0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,16	0,03	0,02	0,03
P.I.	28,03	24,19	26,78	38,78	25,06	28,45

Cañada Real-1					
Muestra	CR-1	CR-2	CR-3	CR-4	CR-5
SiO <sub>2</sub>	41,25	45,20	69,25	50,92	52,39
TiO <sub>2</sub>	0,21	—	—	—	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,66	7,53	3,07	5,24	4,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	3,13	1,53	2,37	2,89
MnO	0,05	0,11	0,02	0,03	0,03
MgO	0,67	0,93	0,36	0,92	0,98
CaO	22,98	19,44	10,02	18,05	16,88
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,22	0,16	0,47	0,36
K <sub>2</sub> O	0,88	1,17	0,47	0,76	0,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,16	0,08	0,13	0,12
P.I.	24,48	22,09	14,51	21,05	20,55

Muestra	JA-29	JA-30	JA-31	JA-34	JA-35	JA-36
SiO <sub>2</sub>	41,46	27,86	31,60	26,10	28,23	32,00
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,29	0,30	0,24	0,22	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,30	5,92	5,80	5,19	5,19	6,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	2,06	1,97	1,92	1,80	2,41
MnO	0,05	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06
MgO	1,23	1,61	1,61	1,65	1,59	1,80
CaO	22,66	30,60	31,02	33,00	31,90	26,60
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,20	0,21	0,21	0,19	0,23
K <sub>2</sub> O	0,91	1,13	1,18	1,00	0,99	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,16	0,17	0,18	0,16	0,16
P.I.	23,62	29,93	25,54	30,38	29,65	29,09

Fuente de la Grana-1						
Muestra	FG-1	FG-2	FG-3	FG-4	FG-5	FG-6
SiO <sub>2</sub>	40,50	42,80	39,50	40,00	42,80	37,00
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,37	0,29	0,09	0,28	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,32	6,69	6,26	9,17	7,06	9,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,29	3,17	2,51	4,39	2,90	3,75
MnO	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,06
MgO	1,24	0,91	1,09	1,45	0,86	1,62
CaO	18,75	21,44	21,12	18,88	21,06	21,34
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,39	1,08	0,30	0,20	0,46
K <sub>2</sub> O	1,44	0,95	1,06	1,60	1,09	1,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,18	0,14	0,15	0,15	0,23
P.I.	22,92	22,85	26,17	23,50	23,10	24,48

Muestra	JA-37	JA-38.1,el	JA-38.2,osc	JA-38.3,osc	JA-38.4
SiO <sub>2</sub>	27,30	49,20	35,20	37,50	39,50
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,09	0,10	0,13	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,45	5,15	5,69	6,13	5,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	3,18	2,67	2,95	2,84
MnO	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06
MgO	1,82	1,07	1,47	1,45	1,35
CaO	30,80	18,18	28,10	22,94	23,64
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,11	0,15	0,32	0,13
K <sub>2</sub> O	1,20	0,63	0,79	1,00	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,01	0,02	—	0,02
P.I.	29,61	21,66	25,72	27,39	25,36

Jerez-2		
Muestra	JE-3	JE-4
SiO <sub>2</sub>	17,15	12,18
TiO <sub>2</sub>	0,04	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90	2,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	1,43
MnO	0,03	0,02
MgO	0,74	0,57
CaO	39,32	43,73
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,19
K <sub>2</sub> O	0,42	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,07
P.I.	35,52	38,31

Lomopardo						
Muestra	PAT-1	PAT-2,cl	PAT-2,osc	PAT-4,cl	PAT-4,osc	PAT-5
SiO <sub>2</sub>	44,00	46,72	44,13	36,50	34,61	34,90
TiO <sub>2</sub>	0,22	—	—	0,16	—	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,83	2,10	2,51	2,96	3,42	3,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	1,90	3,07	1,20	2,12	1,42
MnO	0,13	0,12	0,09	0,12	0,10	0,11
MgO	0,46	0,52	0,70	0,45	0,92	0,70
CaO	24,94	22,78	24,04	28,90	28,70	28,90
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,28	0,25	0,24	0,61	0,71
K <sub>2</sub> O	0,31	0,23	0,31	0,36	0,47	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,05	0,07	0,04	0,09	0,06
P.I.	25,16	25,03	24,83	28,91	28,96	28,73

Jerez-3						
Muestra	JE-5	JE-6,cl	JE-6,osc	JE-7	JE-8,osc	JE-8,cl
SiO <sub>2</sub>	40,54	47,22	43,64	55,00	38,96	51,48
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,22	0,28	0,18	0,31	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,28	5,88	7,72	4,02	7,62	4,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	2,55	3,07	1,34	3,12	2,80
MnO	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,07
MgO	1,00	0,97	1,29	0,67	1,38	0,93
CaO	22,84	19,32	18,96	15,78	19,98	14,26
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,25	0,58	1,99	1,17	2,26
K <sub>2</sub> O	1,37	1,34	0,94	0,84	0,81	0,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,16	0,06	0,17	0,09
P.I.	24,47	22,12	23,19	19,95	25,77	22,46

Muestra	PAT-6	PAT-7	PAT-8	PAT-9
SiO <sub>2</sub>	34,00	36,71	27,44	34,20
TiO <sub>2</sub>	0,19	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,60	4,35	3,21	4,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	2,81	2,17	2,86
MnO	0,14	0,12	0,16	0,12
MgO	0,79	1,07	1,45	0,94
CaO	29,18	25,79	30,74	28,28
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,24	0,46	0,26
K <sub>2</sub> O	0,73	0,67	0,51	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,12	0,09	0,15
P.I.	28,48	28,02	33,61	27,58

Lebrija-2						
Muestra	LB-1	LB-2	LB-3	LB-4	LB-5	LB-6
SiO <sub>2</sub>	36,92	29,70	35,15	36,80	34,70	32,34
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,21	0,07	0,23	0,21	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,44	5,89	6,02	8,31	6,94	5,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,94	2,18	2,59	3,42	2,59	2,65
MnO	0,32	0,23	0,05	0,05	0,40	0,14
MgO	1,26	0,93	1,09	1,44	1,17	1,03
CaO	23,68	29,44	26,04	22,72	26,22	28,12
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,23	0,43	0,48	0,40	0,35
K <sub>2</sub> O	1,14	0,92	0,93	1,34	1,14	1,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,15	0,20	0,03	0,16
P.I.	25,14	29,65	27,16	24,95	26,10	27,54

Marchena-3						
Muestra	CNM-2	CNM-3	CNM-4	CNM-5	CNM-6	CNM-7
SiO <sub>2</sub>	48,51	36,20	41,00	47,87	42,43	47,70
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,15	0,35	0,07	0,25	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,98	8,52	7,55	6,27	7,31	5,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	4,20	3,02	2,67	2,97	2,69
MnO	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04
MgO	0,84	1,35	0,95	0,96	1,22	0,96
CaO	17,77	22,76	22,42	19,58	21,16	19,83
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,31	0,21	0,19	0,17	0,25
K <sub>2</sub> O	0,86	1,27	1,08	1,02	1,15	0,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,12	0,14	0,13	0,15	0,12
P.I.	20,71	25,00	23,02	21,20	23,05	21,62

Lebrija-3				
Muestra	LT-1	LT-2	LT-3	LT-4
SiO <sub>2</sub>	41,35	38,24	37,05	38,00
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,30	0,27	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,03	7,83	6,81	8,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	2,59	3,15	3,38
MnO	0,05	1,40	0,04	0,05
MgO	1,14	1,62	1,49	1,56
CaO	21,04	20,10	22,92	20,90
Na <sub>2</sub> O	1,50	1,40	1,40	0,92
K <sub>2</sub> O	0,99	1,25	1,06	1,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,03	0,19	0,22
P.I.	24,56	24,99	25,40	24,73

Martos						
Muestra	MAR-1.2	MAR-1.3	MAR-2	MAR-3,cl	MAR-3,osc	MAR-4
SiO <sub>2</sub>	50,35	61,00	27,84	71,29	49,50	16,00
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,10	0,04	0,06	0,14	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,82	3,80	2,32	2,42	4,74	1,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	1,18	2,49	0,96	1,98	0,69
MnO	0,05	0,03	0,12	0,03	0,05	0,18
MgO	2,07	1,40	1,28	0,70	1,37	0,86
CaO	16,22	13,28	40,18	8,88	18,46	53,56
Na <sub>2</sub> O	1,49	1,29	0,13	0,30	0,43	0,09
K <sub>2</sub> O	1,14	0,78	0,49	0,50	0,76	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,09	0,18	0,05	0,10	0,15
P.I.	19,78	16,71	24,49	14,63	21,90	26,40

Muestra	MAR-5	MAR-6	MAR-7	MAR-8	MAR-9	MAR-10
SiO <sub>2</sub>	49,50	49,40	47,00	41,77	60,50	37,75
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,21	0,12	0,23	0,02	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,07	6,47	4,70	7,49	3,27	4,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,18	2,83	2,43	2,99	1,30	2,32
MnO	0,08	0,03	0,08	0,05	0,02	0,07
MgO	1,01	1,09	0,86	1,44	1,76	1,70
CaO	19,42	16,50	21,36	20,10	13,26	26,00
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,31	0,20	0,20	1,16	0,57
K <sub>2</sub> O	0,81	0,86	0,91	1,23	0,57	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,10	0,13	0,16	0,07	0,13
P.I.	21,05	22,02	21,99	23,81	17,73	26,36

Muestra	MAR-11,cl	MAR-11,osc	MAR-11	MAR-12	MAR-13
SiO <sub>2</sub>	62,63	51,36	62,40	59,20	21,40
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,08	0,13	0,04	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90	4,79	3,97	7,29	7,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,58	2,80	1,33	2,71	2,76
MnO	0,04	0,06	0,03	0,02	0,06
MgO	1,16	1,62	3,35	1,37	2,75
CaO	11,00	15,50	10,32	11,24	38,38
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,59	1,43	0,22	0,85
K <sub>2</sub> O	0,48	0,87	0,86	1,28	1,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,08	0,09	0,12	0,14
P.I.	18,90	21,60	15,67	16,02	25,14

Mengíbar				
Muestra	MEN-0	MEN-1	MEN-2	MEN-3
SiO <sub>2</sub>	57,20	59,40	64,00	65,20
TiO <sub>2</sub>	—	0,12	0,08	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,41	5,69	5,81	6,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	2,43	2,30	10,71
MnO	0,07	0,02	0,01	0,03
MgO	1,10	1,85	1,25	2,17
CaO	15,66	9,97	8,30	1,16
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,44	0,44	0,27
K <sub>2</sub> O	1,01	1,12	1,00	1,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,10	0,13	0,05
P.I.	17,52	18,24	16,09	12,22

Morón				
Muestra	MO-5	MO-6	MO-7	MO-8
SiO <sub>2</sub>	44,13	41,50	35,70	44,25
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,12	0,15	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,79	7,14	7,00	7,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,68	2,76	2,50	2,96
MnO	0,42	0,27	0,27	0,28
MgO	1,51	1,19	1,06	1,22
CaO	17,74	21,94	25,14	18,92
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,27	0,27	0,28
K <sub>2</sub> O	1,33	1,17	0,98	1,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,02	0,02
P.I.	21,66	23,27	26,65	22,20

Paterna						
Muestra	PA-1	PA-2	PA-3	PA-4	PA-5	PA-6
SiO <sub>2</sub>	33,00	27,90	31,05	29,38	26,54	27,28
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,17	0,26	0,11	0,20	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,98	4,16	4,39	5,14	3,97	4,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,12	1,83	2,03	2,06	1,71	2,88
MnO	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05
MgO	0,53	0,49	0,49	0,58	0,48	0,86
CaO	28,80	32,96	30,46	30,64	34,48	31,80
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,16
K <sub>2</sub> O	0,59	0,51	0,52	0,75	0,75	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,13	0,14	0,16	0,13	0,16
P.I.	29,48	31,57	29,88	30,78	31,63	31,49

Muestra	PA-7	PA-8	PA-9
SiO <sub>2</sub>	26,78	29,19	27,89
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,10	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,60	4,37	4,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	1,89	2,73
MnO	0,05	0,05	0,04
MgO	0,53	0,47	0,88
CaO	33,12	32,14	31,00
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,11	0,17
K <sub>2</sub> O	0,60	0,65	0,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,08	0,18
P.I.	32,04	30,86	31,09

Santa Cruz								
Muestra	SC-1	SC-2	SC-3	SC-4	SC-5	SC-6	SC-7	SC-8
SiO <sub>2</sub>	29,42	28,14	30,00	30,56	36,10	36,64	35,59	27,39
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,07	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,72	5,36	3,12	4,03	4,08	4,01	4,13	2,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	4,03	1,25	2,41	2,68	2,73	2,82	2,97
MnO	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
MgO	0,85	0,99	0,36	0,68	0,70	0,73	0,77	0,60
CaO	30,57	30,50	32,62	31,27	28,00	27,77	28,15	34,20
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,17	0,09	0,23	0,20	0,18	0,20	0,13
K <sub>2</sub> O	0,77	0,81	0,52	0,68	0,67	0,68	0,73	0,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,12	0,05	0,10	0,10	0,10	0,09	0,08
P.I.	30,17	29,43	31,73	29,84	27,36	27,13	27,34	31,90

Sanlúcar-3							
Muestra	SL-2	SL-3	SL-4	SL-5	SL-6	SL-7	SL-8.4
SiO <sub>2</sub>	42,71	36,53	41,00	40,71	39,00	31,00	49,79
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,21	0,19	0,37	0,20	0,17	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,86	7,07	6,98	7,11	6,61	5,68	2,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,92	2,82	2,86	3,07	2,60	2,33	1,20
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04
MgO	2,86	1,32	1,64	2,66	1,36	2,29	1,11
CaO	16,70	24,82	20,70	20,20	22,12	20,76	14,08
Na <sub>2</sub> O	0,76	0,40	0,69	0,25	1,02	0,78	2,67
K <sub>2</sub> O	1,03	0,98	1,09	1,00	0,99	0,83	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,16	0,04	0,05	0,14	0,13	0,04
P.I.	25,20	24,90	24,74	24,09	25,30	35,88	27,15

Muestra	SL-9	SL-10	SL-11	SL-12	SL-13.cl	SL-13.osc	SL-14
SiO <sub>2</sub>	67,40	40,00	51,40	35,50	54,00	41,57	30,70
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,08	0,07	0,28	0,04	0,04	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,06	4,65	4,84	6,79	3,80	5,11	7,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,99	2,10	1,83	2,42	1,70	2,03	2,79
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,07	0,05
MgO	0,93	1,32	0,74	1,08	0,93	1,29	1,13
CaO	2,99	13,30	18,36	25,80	14,48	19,30	28,40
Na <sub>2</sub> O	0,99	3,32	0,94	0,25	1,38	0,40	0,38
K <sub>2</sub> O	0,20	0,73	0,66	1,47	0,49	1,28	1,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,08	0,09	0,03	0,06	0,03	0,16
P.I.	20,27	34,55	20,99	26,16	22,88	28,51	27,07

Palmar-1								
Muestra	PAL-1	PAL-2	PAL-3	PAL-4	PAL-5	PAL-6	PAL-7	PAL-8
SiO <sub>2</sub>	40,00	30,22	37,70	42,75	38,40	35,92	43,70	41,50
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,15	0,29	0,17	0,24	0,08	0,14	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,85	7,49	7,93	8,60	7,90	7,10	8,30	7,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,13	2,86	3,07	3,27	2,97	2,77	3,09	2,83
MnO	0,04	0,03	0,05	0,08	0,03	0,06	0,04	0,03
MgO	1,06	1,07	1,20	1,37	1,15	1,09	1,13	1,08
CaO	21,62	25,72	22,86	17,28	22,10	24,38	18,78	20,30
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,23	0,20	0,58	0,24	0,26	0,37	0,38
K <sub>2</sub> O	0,93	0,92	1,11	1,10	1,02	0,93	1,06	0,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,02	0,13	0,15	0,02	0,02	0,16	0,15
P.I.	24,68	31,10	24,78	24,57	25,89	27,27	23,13	24,63

Palmar-2			
Muestra	PAL-9	PAL-10	PAL-11
SiO <sub>2</sub>	42,30	41,50	43,05
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,15	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,65	8,08	7,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,09	3,23	3,30
MnO	0,04	0,03	0,05
MgO	1,12	1,26	1,12
CaO	20,52	20,48	19,70
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,33	0,31
K <sub>2</sub> O	1,01	1,09	1,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,15
P.I.	23,34	23,54	23,09