U.E.I. GEOLOGIA MARINA
INSTITUTO JAIME ALMERA
C.S.I.C.

FACULTAD DE GEOLOGIA
UNIVERSIDAD DE BARCELONA

GEOQUIMICA Y SEDIMENTOLOGIA DE LOS SEDIMENTOS PROFUNDOS DEL MEDITERRANEO SUROCCIDENTAL: SIGNIFICADO PALEOCEANOGRAFICO

Marcelino FARRAN VERT

Tesis de Licenciatura

U.E.I. GEOLOGIA MARINA, INSTITUTO JAIME ALMERA
UNIVERSIDAD DE BARCELONA, FACULTAD DE GEOLOGIA

TESIS DE LICENCIATURA
presentada por
Marcelino FARRAN VERT

GEOQUIMICA Y SEDIMENTOLOGIA DE LOS SEDIMENTOS PROFUNDOS DEL MEDITERRANEO SUROCCIDENTAL: SIGNIFICADO PALEOCEANOGRAFICO

Dirigida por:
Dr. Andrés MALDONADO LOPEZ
Profesor de Investigación

Tribunal de Tesis

Presidente: Dr.D. Oriol Riba Arderiu
Catedrático Numerario y Jefe del Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Geología Universidad de Barcelona

Vocales: Dr. D. Ramón Vaquer Navarro
Profesor Titular Numerario del Departamento de Petrología y Geoquímica y Decano de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona

Dr. D. Andrés Maldonado López
Profesor de Investigación, Jefe de la U.E.I. de Geología Marina y Vicedirector del Instituto Jaime Almera de Investigaciones de Barcelona.

Presentada y leída con fecha
Obtuvo la calificación de

I N D I C E

AGRADECIMIENTOS 5
RESUMEN 7
INTRODUCCION 8
MARCO GEOLOGICO Y OCEANOGRAFICO..... 14
FISIOGRAFIA..... 14
ENCUADRE GEOLOGICO 16
CARACTERISTICAS HIDROLOGICAS DEL MEDITERRANEO..... 18
METODOLOGIA 21
CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS DE TOMA DE MUESTRAS 21
ANALISIS Y MUESTREO DE LOS TESTIGOS 22
ANALISIS DE LAS MUESTRAS 22
Análisis granulométricos 22
Fracción arena 22
Análisis de la fracción pelítica (50 micras)... 23
ANALISIS GEOQUIMICOS..... 24
Determinación del contenido en carbonato 24
Determinación del contenido en metales en la fracción soluble en agua regia 24
Esencia del método 25
Digestión de la muestra 25
Patrones.. 26
TRATAMIENTO ESTADISTICO..... 26
Cálculo de los parámetros granulométricos 26
Media aritmética o primer momento 27
Desviación típica o clasificación y segundo momento 27
Asimetría y tercer momento 28
Angulosidad y cuarto momento 30
Tratamiento estadístico de los datos 31
Parámetros estadísticos fundamentales 31
Coeficiente de correlación 31
Análisis de componentes principales 32
Análisis factorial de tipo Q o análisis de asociaciones 33

TIPOS DE SEDIMENTOS 35
INTRODUCCION..... 35
SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS 35
Lodos calcáreos oxidados 36
Lodos calcáreos claros 36
Lodos grises 37
Lodos marrones 38
Protosapropeles o lodos calcáros orgánicos 38
Lodos de color naranja a marrón con óxidos metálicos 39
Arenas de foraminíferos (sed. hemipelágicos retrab).. 39
SEDIMENTOS GRAVITATIVOS..... 40
Lodos gravitativos y lodos de talud 41
Sedimentos turbidíticos 41
LOS CICLOS HEMIPELAGICOS DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL 41
SITUACION Y CARACTERISTICAS DE LOS TESTIGOS 43
AREAS MUESTREADAS Y OBJETIVOS 43
CAMPAÑA CO-80-4 43
CAMPAÑA EASTWARD-3D-78 48
CAMPAÑA CO-81-2 (MAR DE ALBORAN) 48
RESULTADOS DEL TRATAMIENTO ESTADISTICO DEL CONJUNTO DE PARAMETROS GRANULOMETRICOS Y GEOQUIMICOS 52
APROXIMACION ANALITICA 52
TRATAMIENTO ESTADISTICO GLOBAL 52
Coeficientes de correlación 52
Componentes principales 56
TRATAMIENTO ESTADISTICO DE LAS VARIABLES GEOQUIMICAS..... 60
ENSAYO DE CLASIFICACION DE LOS SEDIMENTOS MEDIANTE EL ANALISIS DE ASOCIACIONES 62
CARACTERISTICAS TEXTURALES 67
INTRODUCCION..... 67
FRACCIONES GRANULOMETRICAS 67
Porcentaje de arena 67
Porcentaje de limo 70
Porcentaje de arcilla 71
PARAMETROS TEXTURALES..... 72
Media en phi 72
Desviacion en phi 74
Asimetría 76

Angulosidad 79
EL CONTENIDO EN CARBONATO. VARIABLES ASOCIADAS 82
INTRODUCCION 82
CARBONATO CALCICO : SIGNIFICADO PALEOCEANOGRAFICO..... 82
ATRIBUTOS DEL SEDIMENTO LIGADOS CON EL CARBONATO TOTAL 86
Arena 86
Calcio y Magnesio 87
Estroncio 91
Plomo 93
LOS METALES DE TRANSICION Y EL CONTENIDO EN ARCILLA DE LOS SEDIMENTOS: SIGNIFICADO GEOQUIMICO 98
INTRODUCCION 98
PROCESOS DE INCORPORACION DE METALES A LOS SEDIMENTOS 98
Origen de los metales 98
Precipitación de compuestos 99
Intercambio catiónico y adsorción 101
Adsorción en arcillas 102
Adsorción y coprecipitación con hidróxidos de hierro y óxidos de manganeso 103
Coprecipitación de metales pesados en sulfuros de hierro 106
PROCESOS DE REMOVILIZACION DE METALES RELACIONADOS CON LA OXIDACION DE LA MATERIA ORGANICA 108
Reacciones de oxidación-reducción de la materia 108
orgánica durante la diagénesis 108
Migración de metales en relación con la oxidación de la materia orgánica 111
LAS ACUMULACIONES DE OXIDOS METALICOS EN LOS SEDIMENTOS DEL MEDITERRANEO SUROCCIDENTAL 113
Acumulaciones relacionadas con variaciones de la tasa de sedimentación 113
Acumulaciones relacionadas con estancamiento de aguas profundas 115
Metales pesados en los sedimentos estudiados. 116
Concentraciones y relaciones entre estos 116
Hierro 116
Manganeso 117
Cobalto 121

Níquel 124
Cobre 125
CONCLUSIONES..... 127
TIPOS DE SEDIMENTOS 127
EVOLUCION ESTRATIGRAFICA 127
CARACTERISTICAS SEDIMENTOLOGICAS 131
CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS 132
BIBLIOGRAFIA 138
APENDICES..... 150
APENDICE I : TABLA DE SITUACION DE LOS TESTIGOS
APENDICE II : DESCRIPCION GRAFICA DE LOS TESTIGOS
APENDICE III : RESULTADOS DE LOS ANALISIS GEOQUIMICOS Y GRANULOMETRICOS
APENDICE IV : CLASIFICACION Y CARACTERISTICAS DE LAS MUESTRAS

AGRADECIMIENTOS

Al termino de esta memoria quiero mostrar mi agradecimiento a todos aquellos que con su ayuda, consejos e interés han hecho posible la realización de este trabajo.

Mis agradecimientos se dirigen en primer lugar a los miembros de este tribunal:

Dr. D. Oriol Riba Arderiu, al que debo mi formación inicial en el transcurso de mis estudios y que me ha hecho el honor de aceptar la presidencia de este Tribunal.

Dr. D. Ramón Vaquer Navarro a quien agradezco el interés que siempre ha demostrado en este tema, poniendo a mi disposición el laboratorio de análisis geoquímico que dirige, brindándome consejos inestimables durante la realización de los trabajos, así como en la redacción de la memoria.

Dr. D. Andrés Maldonado López, a quien agradezco el haberme acogido en el seno de la unidad que dirige, prestándome ayuda con todos los medios a su alcance para llevar a término este trabajo realizado bajo su dirección.

Dr. D. Jordi Serra Raventós a quien debo mis primeras nociones de la Geología Marina y el interés que en mi supo despertar en este campo.

Agradezco igualmente a las personas y organismos sin cuya ayuda material y científica no habría sido posible la realización de este trabajo:

A la Dra. Isabel Zamarreño Herrero, la ayuda y consejos que siempre ha estado dispuesta a proporcionarme.

A mis compañeros de la Unidad de Geología Marina: Miguel Canals (hoy en la Universidad de Barcelona), Belén Alonso, José I. Díaz, Salvador Giró, Albert Palanques, Antonio Vázquez, Elisenda Vergés, Carlota Escutia y Moisés Serra, los cuales me han animado y prestado siempre la ayuda necesaria, soportando la sobrecarga de trabajo generada durante tiempo de dedicación a este estudio demostrando en todo momento su compañerismo. En especial debo a José I. Díaz las innumerables y productivas discusiones sobre el objeto de este trabajo, y los comentarios críticos a la redacción de esta Memoria.

A los Doctores J.J.Pueyo y M. Inglés, del Departamento de Geoquímica y a Rosa Mª Marimón, Eulalia Balart y Jaume Sanchez del Servicio de Análisis Geoquímico por su asesoramiento y ayuda en el manejo del espectrómetro de absorción atómica.

A Josep Llopis y al Dr. Lluis Solé Sugrañes, por su colaboración en el tratamiento estadístico de los datos en el Servicio de Cálculo del Instituto Jaime Almera.

A María Teresa Solans, por la eficiente labor mecanográfica y de composición de los textos de esta memoria.

A Eduardo Clavero por su cuidado trabajo de delineación y dibujo.

A los científicos, oficiales y tripulaciones, que han colaborado en el desarrollo de las campañas a bordo del R.S. Eastward y Cornide de Saavedra.

Al proyecto del Comité Conjunto Hispano-Norteamericano para la Cooperación Científica y Técnica: Investigación cooperativa de la Paleoceanografía del Mar Balear durante el Neógeno.

A todos los que inconscientemente haya omitido, mi sincero agradecimiento.

RESUMEN

En este trabajo se analizan 234 muestras de sedimentos procedentes de veinte testigos de pistón, obtenidos en el Margen Balear, Escarpe de Mazarrón y Mar de Alborán. Los testigos están constituídos en su mayor parte por alternancias de distintos tipos de lodos hemipelágicos con algunas intercalaciones de sedimentos gravitativos. Las alternancias de lodos hemipelágicos se caracteriza por su caracter cíclico. Los ciclos están constituídos por un término basal de lodos grises que pasan bruscamente y a través de una delgada capa de acumulaciones de óxidos metálicos a lodos calcáreos claros o bien, en el techo de los testigos, a lodos calcáreos oxidados. El análisis de componentes principales pone de manifiesto la existencia de dos factores independientes, el primero de los cuales está constituido por las variables dependientes de la relación entre componentes terrígenos y biógenos. Dicha relación depende de la tasa de sedimentación relativa de cada una de las dos fracciones. A partir de datos conocidos de tasas de sedimentación absoluta de los lodos grises y lodos calcáreos, y de los contenidos medios en carbonato de cada uno de estos, se deduce una mayor productividad en la zona fótica en los periodos de mayor tasa de sedimentación como consecuencia del mayor aporte de nutrientes. Sin embargo dicho incremento de la productividad viene enmascarado en el sedimento por el efecto de dilución en los componentes terrígenos.

El segundo factor del análisis de componentes principales agrupa a los metales con la única excepción del plomo cuya concentración depende de la proporción y características de los componentes biógenos. La distribución de las acumulaciones de óxidos metálicos en la columna sedimentaria sugiere que estas se han desarrollado como consecuencia de cambios bruscos en las características de la sedimentación y concretamente en el contenido en materia orgánica oxidable acumulada en el sedimento.

Las condiciones suboxidantes, en las cuales los óxidos de manganeso son utilizados para la oxidación de la materia orgánica, y las condiciones reductoras, en las que los óxidos de hierro actuan como dadores de oxígeno, se dan en los niveles de lodos grises acumulados en los periodos de mayor productividad y mayor espesor de la zona de contenido mínimo en oxígeno en la columna de agua. Dichas condiciones junto con la reducción de la porosidad por efecto de la compactación del sedimento favorecen la migración hacia arriba de los iones disueltos a los fluidos intersticiales. La acumulación de estos se da en la zona de la columna sedimentaria en la cual la materia orgánica se encuentra oxidada, y en la que por tanto existe oxígeno disuelto. Este favorece la precipitación de las fases sólidas en la interfase entre la zona deficiente en oxígeno y la zona oxidante. Dichas acumulaciones se dan tambien en los márgenes continentales del Atlántico y del Pacífico, allí donde la influencia de las fluctuaciones climático-eustáticas es lo suficientemente marcada como para condicionar la tasa de acumulación de materia orgánica en el sedimento. Por tanto dichas acumulaciones no pueden atribuirse a estratificaciones de la masa del agua. Por el contrario las acumulaciones de óxidos intercalados a lodos calcáreos finamente laminados (protosapropeles), con claros indicios de condiciones anóxicas en el fondo, se interpreta como precipitados bien en la intersección de una picnoclina con la superficie del fondo en el margen continental o bien como resultado del restablecimiento de las condiciones de mezcla vertical, dando lugar a la precipitación masiva de los metales disueltos por debajo de la superficie de estratificación de las masas de agua.

INTRODUCCION

INTRODUCCION

Los sedimentos profundos cubren más de la mitad de la superficie de la tierra y son netamente diferentes de aquellos depositados en las plataformas o en las zonas continentales. El primer estudio importante de estos sedimentos fué el realizado por los científicos de la expedición del HMS Challenger (1873-1876) que sentaron las bases de la Geología Marina. Posteriormente muchas han sido las expediciones que han sido realizadas, aumentando el interés por estos estudios exponencialmente, en particular durante las últimas décadas (Warme et al., 1981; Kennett, 1982).

El espesor de los sedimentos que cubre las zonas profundas varía localmente con la topografía, así como de una cuenca a otra. Hasta muy recientemente, sólo una pequeña parte del espesor total del sedimento había podido ser muestreada, por medio del sacatestigos de pistón tipo KULLENBERG, que permite obtener testigos de hasta 50 metros. No fué hasta que se inició el proyecto de perforación de los mares profundos (DSDP) en 1968, que se obtuvieron secciones más completas de la columna sedimentaria. Sin embargo antes del DSDP se había realizado ya un extensivo muestreo de las capas superficiales de los sedimentos profundos, particularmente en los océanos Pacífico y Atlántico. El material recolectado permitió establecer las características sedimentológicas, mineralógicas y geoquímicas de estos sedimentos y proponer modelos para su desarrollo y evolución.

La clasificación de los sedimentos profundos ha tenido una serie de dificultades, generando toda una serie de términos inconsistentes que pueden encontrarse en la literatura. Uno de los ejemplos clásicos de terminología confusa es el término sajón "red clay", hasta el punto de que alguno de los sedimentos definidos con este término no eran rojos e incluso no eran arcillas (Chester y Aston, 1976). Tradicionalmente se ha establecido una distinción fundamental entre sedimentos profundos no biogénicos, para aquellos que contienen menos de un 30% de estos componentes y los biogénicos. Estos últimos en la terminología sajona son denominados "oozes" independientemente de cuales sean los componentes biógenos constituyentes. El término castellano equivalente es el de lodos.

Se sabe por otra parte que los componentes de los sedimentos profundos pueden encontrarse en proporciones muy variables, lo que se traduce en una gran variedad de tipos de sedimentos. En función de su génesis se distinguen dos tipos fundamentales, siendo muchos los términos aplicados para su denominación. Los más usados son los términos "pelágicos" y "no pelágicos" (o hemipelágicos). Es difícil establecer con precisión el límite entre los dos tipos y los intentos más recientes para definirlos comprenden dos de los parámetros más importantes en relación con los aportes derivados del continente a los sedimentos profundos: tamaño de las partículas e índices de sedimentación. Así, en las partículas no orgánicas de los sedimentos profundos predominan los materiales de tamaño inferior a las 2 micras, que generalmente constituyen entre el 60 y el 70% del sedimento total en los "pelágicos".

Turekian (1968) se basa en la distinción citada para establecer una definición de los sedimentos profundos pelágicos y no pelágicos. Propuso que el término pelágico fuera aplicado a aquellos sedimentos cuyas partículas minerales derivadas del continente son sedimentadas a partir de suspensiones diluídas, en las cuales las partículas tienen un largo periodo de residencia en la columna de agua antes de alcanzar el fondo muy lentamente. Por el contrario los sedimentos no pelágicos son considerados aquellos cuyas partículas terrígenas no han estado en suspensión durante periodos largos de tiempo en las capas de aguas superiores y que han alcanzado las aguas profundas por procesos que han tenido lugar en el fondo (Chester y Aston, 1976). Estos dos mecanismos de acumulación se caracterizan cada uno de ellos por su duración, así el primero puede ser considerado como un proceso contínuo, mientras que el segundo es discontínuo.

Los componentes de la sedimentación contínua incluyen partículas biógenas, tanto de origen planctónico como bentónico, y partículas minerales muy finas. Estas pueden proceder de descargas fluviales costeras, transporte eólico, cenizas volcánicas, materiales muy finos puestos en suspensión, capas nefeloides, así como suspensiones procedentes de corrientes marinas y corrientes de turbidez distales. Pueden contener a su vez componentes autigénicos formados en la columna de agua, en la interfase agua-sedimento o en la columna sedimentaria. Obviamente la cantidad total de material en suspensión varía en función de la frecuencia de

fluctuaciones cortas de algunos factores, tales como descargas fluviales que pueden ser de tipo estacional. Sin embargo las fluctuaciones de largo periodo, relacionadas con ciclos climáticos son mucho más importantes desde la perspectiva geológica (Einsele, 1982).

Los materiales procedentes del continente alcanzan el mar mediante varios mecanismos, que incluyen el transporte fluvial, eólico y glacial. El material es redistribuido mediante otros mecanismos, entre los que cabe distinguir las corrientes superficiales, que pueden arrastrar partículas en suspensión hasta zonas profundas y procesos de profundidad tales como las corrientes de turbidez. En el primer caso las partículas permanecen en suspensión un largo periodo de tiempo. Durante los máximos glaciales, el nivel eustático alcanza las cotas mínimas, con lo que el efecto de trampa de la plataforma continental queda reducido al mínimo, mientras que la carga en suspensión de la capa nefeloide es reforzada (Rona, 1973). Por otra parte debe recordarse que en todos los oceanos, los periodos de mayor influencia continental, al alcanzar los mínimos eustáticos, coinciden con periodos de fuerte circulación de las masas de agua, que presumiblemente debe traducirse en un aumento de la productividad biológica. Un incremento de este tipo genera a su vez un aumento de la demanda de oxigeno en la zona subfótica, influyendo en el quimismo del agua intermedia al provocar la ampliación de la zona de mínimo contenido en oxigeno ("oxigen minimum layer") en el oceano. Este aumento se refleja en las características químicas de los ambientes de deposición y en los tipos de bioturbación de los sedimentos (Berger, 1970).

Así pues la tasa de sedimentación de los componentes biógenos puede aumentar a la par que aumentan los componentes detríticos. Con todo las diferencias de magnitud entre los dos efectos, da como resultado una reducción en peso de la fracción biógena por unidad de masa del sedimento (Gorsline, 1980; Einsele, 1982). Efectos similares se detectan en el contenido en materia orgánica. Cuando la tasa de aportes de materiales detríticos aumenta en un cierto orden de magnitud, los cambios registrados por los complejos sistemas bioquímicos, son generalmente 2 o 3 ordenes inferiores. Domina pues el efecto de dilución de los materiales detríticos en los sedimentos oceánicos de los márgenes continentales donde la cantidad de aportes es relativamente alta (Gorsline, 1980).

A excepción de algunas zonas afectadas por corrientes de convección vertical o estancamientos, la totalidad de los mares actuales estan bien oxigenados. La oxigenación está relacionada con los climas actuales, los cuales no permiten la estabilización prolongada de las picnoclinas que actúan impidiendo la mezcla de masas estratificadas de agua. Estas sólo llegan a estabilizarse estacionalmente en cortos periodos de tiempo. Las aguas frías de origen polar descienden y circulan hacia las zonas ecuatoriales. Este y otros procesos físicos controlados por el clima, hacen que el agua efectúe un ciclo completo en el oceano en un periodo comprendido entre centenares y miles de años. A esta velocidad el oxigeno molecular es suministrado a las zonas profundas más lentamente de lo que es consumido por la oxidación de la materia orgánica en el fondo (Kennett, 1982).

Durante periodos cálidos duraderos o en el desarrollo de cuencas confinadas, las picnoclinas pueden estabilizarse de modo que pueden ascender o descender en respuesta a los cambios estacionales, actividad tectónica y otras perturbaciones en el ambiente. En estas condiciones el oxigeno molecular puede ser abundante en la zona eufótica, pero disminuye gradualmente hacia abajo, alcanzando, por debajo de la picnoclina, un valor núlo. Este fenómeno dá lugar al desarrollo de cuencas euxínicas, en las que no pueden vivir la mayoría de organismos bentónicos y en las que el oxigeno molecular puede ser sustituído por ácido sulfhídrico (Degens y Stoffers, 1976).

Existe una sucesión de estadios en el proceso de descomposición de la materia orgánica cuando el oxigeno desaparece del fondo como resultado del aprovechamiento, por las bacterias, de sustancias progresivamente menos energéticas. En otras palabras la oxidación de la materia orgánica y su transformación en CO_2 se produce siempre y cuando exista oxigeno molecular diluido en el medio. Sin embargo, si este es consumido totalmente, otras sustancias menos energéticas son utilizadas. Esto da una sucesión de procesos de descomposición de la materia orgánica: consumo de oxigeno (respiración), reducción de nitratos, reducción de sulfatos y formación de metano. Los ambientes correspondientes a estos procesos son respectivamente: oxidante, post-oxidante, sulfhídrico y metánico. Dependiendo de la cantidad de materia orgánica disponible, un sedimento puede pasar, durante la deposición y posterior enterramiento, a través

de cada uno de estos ambientes (Froelich et al., 1979; Emerson et al., 1980; Klinkhammer et al., 1982).

Los sedimentos profundos del Mediterráneo presentan una sedimentación cíclica caracterizada en el Mediterráneo oriental por alternancias de lodos calcáreos y delgadas capas de sedimentos ricos en materia orgánica, que muestran pruebas de una reducción parcial, denominados sapropeles. Estos materiales han sido relacionados con los cambios climático--eustáticos del Cuaternario (Ryan, 1972; Maldonado, 1978). Los sapropeles se atribuyen a los estadios cataglaciales en los que se produce un incremento de la temperatura, restablecimiento de la comunicación con el mar Negro al sobrepasarse el umbral de los 40 m durante el ascenso eustático y desarrollo de las cuencas de escorrentia de los grandes ríos. Las condiciones de clima húmedo producen una disminución de la salinidad del agua superficial, produciéndose una marcada estratificación, que conduce a una situación de anoxia en la cuenca oriental y ventilación parcial de las aguas profundas en la cuenca occidental. Los sapropeles y lodos oscuros se forman en el ámbito de las diferentes cuencas mediterráneas, encontrándose pruebas sedimentológicas de inversión de corrientes en la cuenca Algero-Balear, Mar de Alborán y Estrecho de Sicilia (Huang y Stanley, 1972; Maldonado y Stanley, 1976; Maldonado, 1978).

Al final del periodo cataglacial se produce un descenso de la picnoclina, lo que condiciona el depósito de elementos metálicos (Fe y Mn) disueltos en el agua profunda de bajo pH formándose una capa de color ocre o rojo. Se instauran a partir de este momento las condiciones oceanográficas actuales, características de los estadios interglaciales, dando lugar en el registro sedimentario a lodos calcáreos oxidados y bioturbados (Maldonado, 1978).

En el Mediterráneo occidental los niveles de sapropeles no están tan bien desarrollados, lo cual no es de extrañar ya que estos incluso no se distribuyen uniformemente en toda la cuenca oriental (Olausson, 1971; Thunell et al., 1977). No se encuentran sapropeles bien desarrollados al oeste del estrecho de Sicilia. Por lo tanto si bien parecen haber existido algunos cambios oceanográficos relativamente simultáneos en todo el ámbito mediterráneo, esto no puede generalizarse excesivamente (Canals, 1980).

Todos los testigos utilizados para este trabajo están situados en el talud y en el ascenso continental, en zonas relativamente próximas a la plataforma continental, si bien se han utilizado testigos obtenidos en escarpes y altos topográficos en los que la tasa de sedimentación es mínima. El fin es obtener un registro sedimentario de mayor escala de tiempo. Sin embargo, la contribución de los aportes detríticos, acumulados a partir de deslizamientos gravitativos de baja densidad, puede ser importante constituyendo incluso, en ocasiones, la totalidad del registro sedimentario. En otros casos se intercalan con los sedimentos pelágicos, enmascarando la ciclicidad de la sedimentación puesta de manifiesto por varios autores (Thunell et al., 1977; Maldonado, 1978; Stanley y Maldonado, 1979, y otros).

En definitiva, en este trabajo se aborda, en base al análisis sedimentológico y geoquímico combinado con técnicas estadísticas, el estudio de los sedimentos profundos del margen Sur Balear y su continuación en el escarpe de Mazarrón, a fin de definir las características geoquímicas, los procesos sedimentarios y paleoceanográficos relacionados con su depósito durante el Cuaternario asi como los procesos diagenéticos que afectan a estos materiales.

MARCO GEOLOGICO Y OCEANOGRAFICO

MARCO GEOLOGICO Y OCEANOGRAFICO

FISIOGRAFIA

La plataforma balear es una estructura somera orientada de NE a SW y de aproximadamente 440 km de longitud, que se extiende desde el Cabo San Antonio, en el sureste de la Península Ibérica, en el extremo de las Cordilleras Béticas, hasta la Isla de Menorca. Está formada por dos plataformas someras subhorizontales: una más pequeña (55 x 80 km) occidental, en la que se sitúan Ibiza y Formentera; otra mayor, al este, que incluye Mallorca y Menorca (Fig. 1). La plataforma de Ibiza y Formentera está separada de la península por una estrecha y profunda depresión (900 m de prof. max.) y de la de Mallorca y Menorca por una amplia depresión N-S.

El margen norte de la plataforma limita con la Fosa de Valencia, con una pendiente que aumenta hacia el NE, pasando de 2° al norte de Ibiza a 8° en la zona norte de Mallorca (Stanley et al., 1976). El talud en esta zona está formado por una sucesión de altos fondos y depresiones de dirección NW-SE, donde afloran materiales volcánicos (Mauffret y Sancho, 1970). El margen continental de Menorca, orientado NW-SE y N-S, está condicionado por un accidente de la misma dirección y que se traduce en la topografía por un escarpe de más de 2000 m sobre la llanura abisal (Mauffret, 1970).

Desde el borde sur de la plataforma de Menorca y Mallorca en dirección SW existe un escarpe con pendientes de 15° o más, denominado escarpe de Emile-Boudot; éste tiene alrededor de 275 km de longitud entre las coordenadas 4°E - $39^{o}45'$N y 2° E - $37^{o}55'$ N. El escarpe de Emile--Boudot pierde su caracter abrupto hacia el W en un punto situado a 220 km de la costa de la península a la latitud de Murcia. Hacia el E, el escarpe de Emile-Boudot es truncado por otro accidente morfológico: la Dorsal de Menorca, que se extiende de N a S hasta cerca del paralelo 38° desde la plataforma de Mallorca-Menorca.

El ascenso continental Balear, localizado entre el talud Sur de

Mallorca y Menorca y el fondo de la cuenca Algero-Balear tiene una extensión de 15000 km^2 y desciende desde los 1600 m a los 2600 m de profundidad a partir de los cuales es considerado como llanura abisal. El ascenso continental es denominado Abanico de Menorca por sus características genéticas y morfológicas. Está afectado por varios accidentes morfológicos de los cuales el más importante es un cañón submarino que se extiende hacia el S, desde cerca de la Dorsal de Menorca entre Mallorca y Menorca (4° E, $39^o40'$N). Cerca del centro del ascenso continental el valle cambia su dirección hacia el SW, alcanzando los 150 km desde el borde de la plataforma hasta la llanura abisal (Stanley et al., 1976).

El margen meridional de Ibiza y Formentera se orienta en dirección E-W y su pendiente media es de 3°. Desde la costa de la península tres cañones de dirección NW-SE se encajan en el margen de Ibiza-Formentera, el cual se prolonga hacia el oeste hasta el meridiano de Cartagena donde recibe el nombre de Escarpe de Mazarrón.

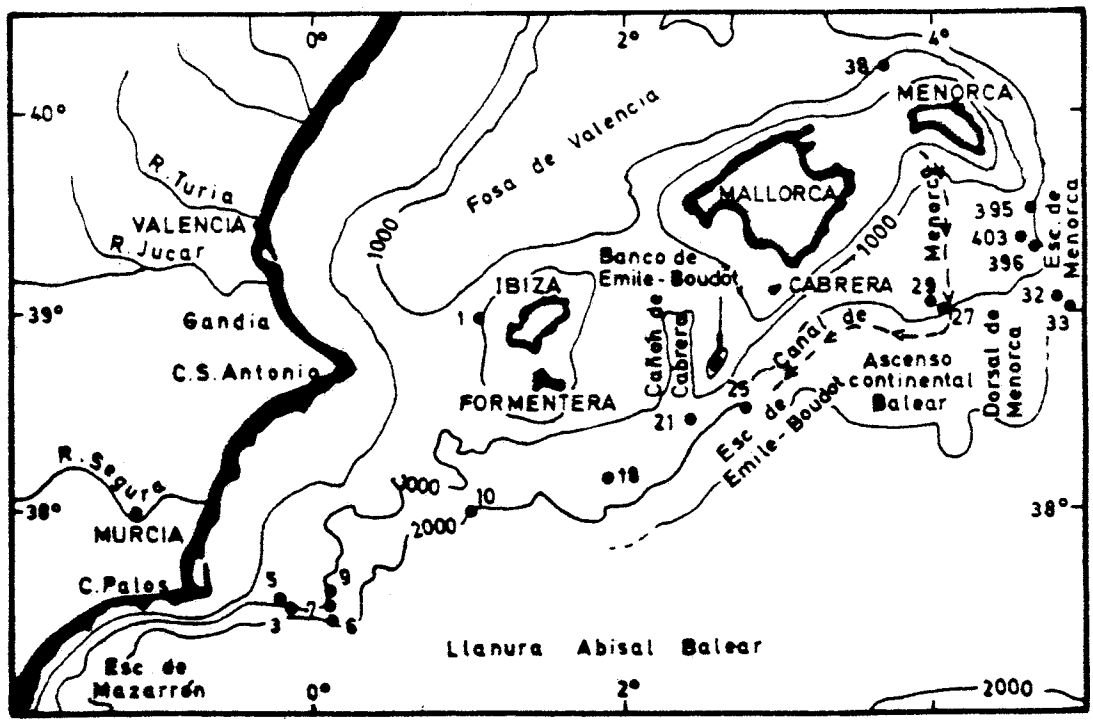


Figura 1.- Fisiografía de los márgenes continentales de las Baleares y del sector horizontal de la Peninsula Ibérica. Los números corresponden a los testigos objeto de este trabajo que se encuentra en este sector. (Modificado de Stanley et al., 1976).

ENCUADRE GEOLOGICO

El extremo occidental del Sistema Bético en el sureste de la península Ibérica y en las Islas Baleares, forma una entidad geológica por las similaridades estratigráficas y un estilo estructural común en ambas regiones. Las alineaciones principales de las unidades tectónicas y estratigráficas siguen una dirección NE-SW, observable en el esquema geológico de la zona (Fig. 2).

Las principales unidades geológicas incluyen: (1) un basamento, emplazado tectónicamente, representado como "autóctono" y que comprende las unidades premesozóicas (Nevado-Filabrides, Alpujarrides y Malagüides) y las unidades mesozóicas; (2) las series "alóctonas" emplazadas durante el Neógeno (que incluyen la zona Pre-Bética y Sub-Bética) y (3) las unidades post-orogénicas constituidas por formaciones neógenas sujetas a deformaciones estructurales desde el Mioceno hasta el presente. La alineación principal de los pliegues y fallas en la zona occidental de las Béticas se orienta NE-SW. Hay además pequeñas fallas tranversales en dirección N-S afectando a las primeras y que indica un desplazamiento lateral significativo a favor de estructuras pre-miócenas durante el Plioceno y el Cuaternario. Algunas de estas fallas son todavía activas (Stanley et al., 1976). La configuración estratigráfica y estructural de las islas Baleares es comparable en muchos aspectos a la de la cordillera Bética. La alineación principal sigue la dirección NE-SW así como NW-SE.

La importancia de la reactivación de fallas hercínicas NW-SE durante el Terciario ha sido puesta de manifiesto por varios autores (Bourrouilh, 1972; Alvarez, 1976; Solé Sugrañes en Anadón et al., 1979), estos movimientos han continuado hasta el Messiniense (Bizon, 1973) o incluso posteriormente (Mauffret et al., 1972).

Los estudios geofísicos en la zona balear sugieren que al este de las Béticas junto al bloque Balear, las alineaciones principales siguen una dirección NW-SE. Estas pueden relacionarse con movimientos rotacionales Oligo-Miocenos asociados con el origen de la cuenca mediterránea. Hay además una alineación de dirección NE-SE que se interpreta

como más recientes (Mioceno-Cuaternaro) y se relaciona con movimientos mayores de la placa africana respecto a la placa europea (Mauffret et al., 1972; Auzende et al., 1973). Los estudios geofísicos parecen demostrar que la presente fisiografía de los márgenes es el resultado de estos movimientos post-miócenos recientes (Stanley et al., 1976).

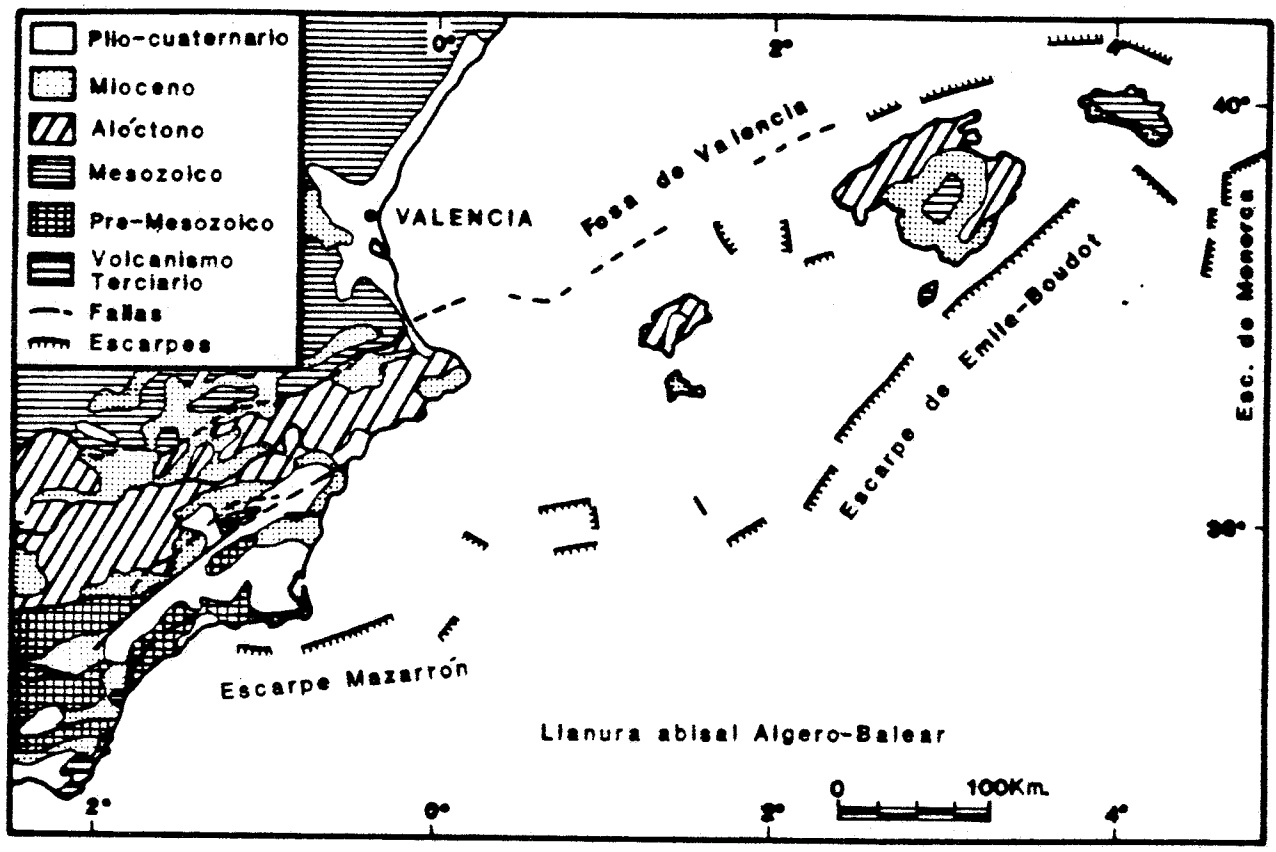


Figura 2.- Esquema geológico del margen continental Balear y Bético (Stanley et al., 1976).

CARACTERISTICAS HIDROLOGICAS DEL MEDITERRANEO

En el Mediterráneo hay un flujo de entrada de agua atlántica y un flujo de salida de agua mediterránea a través del Estrecho de Gibraltar. La causa principal de este sistema de corrientes es la disminución del nivel en el Mediterráneo como consecuencia de un exceso de evaporación frente a las precipitaciones y a los aportes fluviales. El agua atlántica entra en el Mediterráneo formando una capa superficial, para compensar la pérdida de nivel, al tiempo que hay una corriente compensatoria de salida de agua mediterránea hacia el Atlántico. Por efecto de la fuerza de Coriolis la mayor parte del agua atlántica circula hacia el este, muy cercana a la costa africana, presentando ramificaciones hacia el norte en las diferentes cuencas. A causa de los efectos de mezcla y evaporación el agua superficial pierde las propiedades originales del agua superficial atlántica (ASA), pero en general la capa superficial con menor densidad que las capas inferiores está presente a lo largo de toda la cuenca (Fig. 3) (Rodriguez, 1982).

Por debajo de este sistema de corrientes y hasta unos 500 m de profundidad existe un segundo sistema de corrientes determinado por la formación de "agua levantina invernal" de los mares Egeo y de Levante. El agua levantina invernal se origina por la mezcla vertical, bajo la acción de masas de aire polar continental, formándose una capa entre 100 y 500 m de profundidad en la que se funden el agua superficial de finales del verano, cálida y salada, y el agua situada bajo la termoclina, marcada por la influencia atlántica. Las características de esta masa de agua son una temperatura de 15.7^{o}C y una salinidad de 39‰. Parte de esta agua vierte en la cuenca occidental, mezclándose y formando el agua intermedia mediterránea (AIM) caracterizada por valores de T=13.4^{o}C y S=38.55‰ en la cuenca Provenzal. La circulación del agua intermedia presenta una distribución compleja, aunque mucho menos dinámica que la del agua superficial (Fig. 3) (Rodriguez, 1982).

Por debajo del agua intermedia existe una capa denominada "agua profunda mediterránea" (APM) que debe su origen a hundimientos de agua como consecuencia de su aumento de densidad. Ahora bien, si el agua oriental debe su aumeno de densidad a un aumento de la salinidad, en el caso del

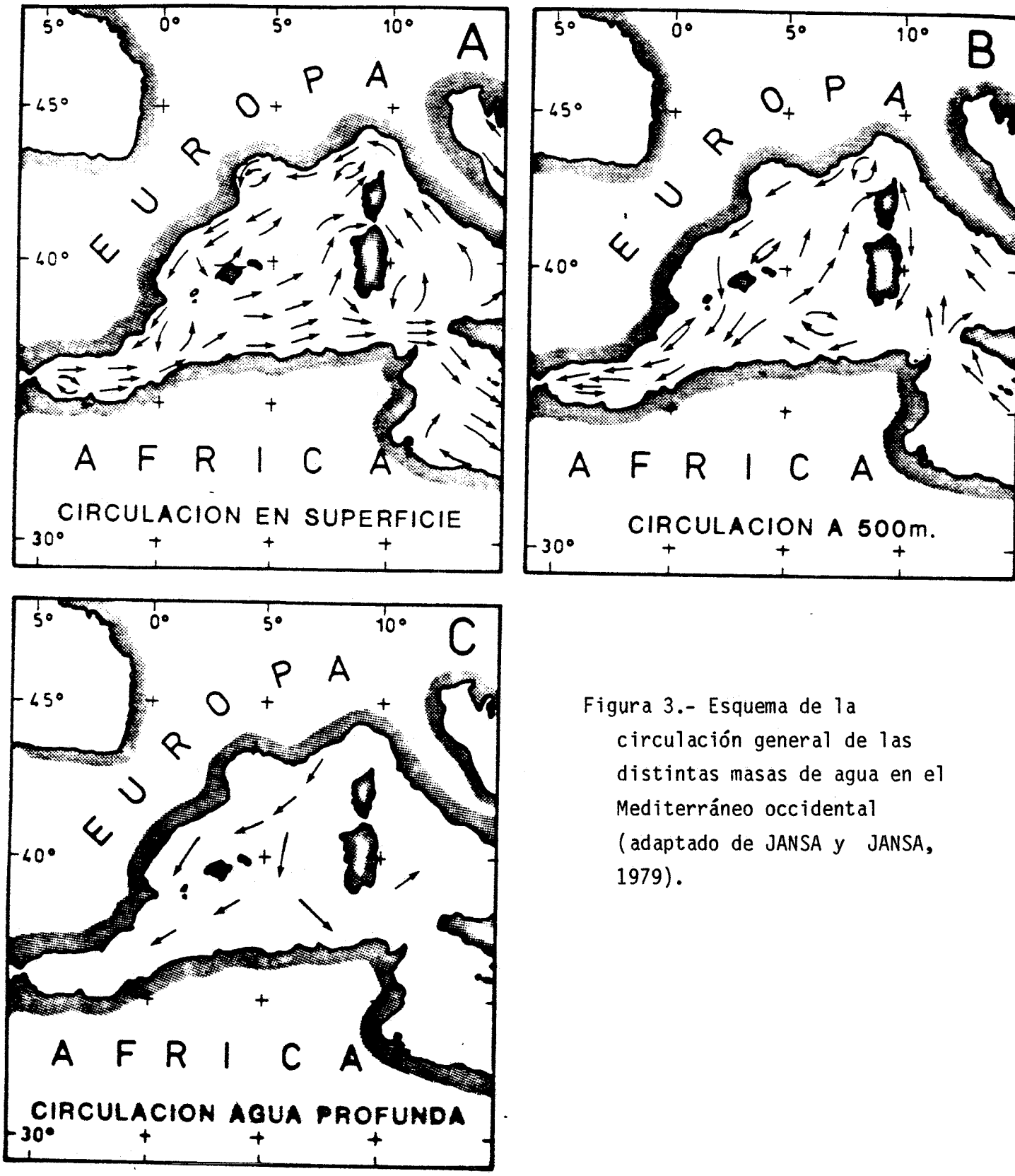


Figura 3.- Esquema de la circulación general de las distintas masas de agua en el Mediterráneo occidental (adaptado de JANSA y JANSA, 1979).

APM el aumento de la densidad es debido a un descenso de la temperatura por efecto de los vientos secos y frios del norte de la cuenca provenzal. A partir de estas zonas de origen, el agua profunda pasa a ocupar todo el fondo del Mediterráneo occidental. Estos movimientos invernales de convección son de gran interés desde el punto de vista sedimentológico, ya que la formación de agua profunda significa un importante aporte de oxígeno disuelto hacia los niveles inferiores. El agua profunda del Mediterráneo occidental se divide en el transcurso de su deriva hacia el sur por el efecto de dique que representa la cresta del archipielago Balear. En el Mar de Alborán el agua profunda mediterránea junto con el agua intermedia originan la contracorriente de salida en el Estrecho de Gibraltar (Jansa y Jansa, 1979; Rodriguez, 1982).

La cantidad de oxígeno disuelto que contiene una masa de agua depende de varios factores, tales como la temperatura, materia orgánica, actividad fotosintética, oleaje, tiempo de permanencia sin conexión con la superficie, etc. (Allain et al., 1966). En el plano horizontal se pasa de los altos valores en las zonas influenciadas por las aguas atlánticas (6 ml/l oxígeno disuelto en la Bahía de Cádiz) a valores progresivamente más bajos, alcanzando los 4.4 ml/l en la cuenca oriental (Rodriguez, 1982). En todo el Mediterráneo se manifiesta un aumento de la cantidad de oxígeno disuelto entre 30 y 60 m de profundidad, donde los vegetales planctónicos presentan mayor actividad fotosintética. Esto junto con el establecimiento de una termoclina que define una capa cálida sobre ella permite que el oxígeno sintetizado escape por difusión hacia la atmósfera, pero impide el paso del exceso de oxigeno más abajo de la superficie definida por la termoclina.

El AIM al contrario del ASA disminuye su concetración de oxigeno de este a oeste. Esto es lógico debido a que dichas aguas se forman en la región oriental. Así en la cuenca occidental se encuentran las mínimas concentraciones de oxígeno en el agua intermedia. La concentración en la capa profunda es superior a la del AIM debido a la proximidad del área de origen, la cual se centra alrededor de un punto situado a 42°N y 5°E (Rodriguez, 1982).

METODOLOGIA

METODOLOGIA

CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS DE TOMA DE MUESTRAS

Los testigos de pistón utilizados para este estudio han sido obtenidos en tres campañas de Geología Marina. La primera de ellas (E-3D-78) se realizó a bordo del R/V Eastward entre el 7 y 18 de Agosto de 1978, participando en su desarrollo, personal científico del Instituto Jaime Almera de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, del "Lamont-Doherty Geological Observatory" de la Universidad de Columbia (N.Y., U.S.A.) y del "Istituto de Geologia" de Parma (Italia). A lo largo de la campaña se realizaron perfiles sísmicos (airgun y 12 kHz), estaciones de muestreo mediante draga de arrastre, sacatestigos de pistón y gravedad y draga de cuchara y estaciones de fotografía submarina. La zona de trabajo se centró en la plataforma y márgenes continentales de las Islas Baleares.

La segunda campaña (CO-80-4) tuvo lugar del 7 al 17 de Junio de 1980, a bordo del B/O Cornide de Saavedra. Participaron en ella personal científico del Instituto de Geología "Jaime Almera", Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, "Wrij Universiteit" de Amsterdam, del "Lamont-Doherty Geological Observatory" y de la Universidad "Pierre et Marie Curie" de Paris (V). En esta campaña se completó el muestreo de los escarpes de Menorca y Emile-Boudot y se muestreó por primera vez el Escarpe de Mazarrón. El muestreo se realizo usando sacatestigos de pistón del tipo "Kullemberg" y draga de arrastre.

La tercera campaña (CO-81-2) se llevó a cabo en el mismo buque que la anterior, entre el 14 y el 29 de Junio de 1981, siendo organizada y realizada por el personal científico del Instituto "Jaime Almera". La zona de estudio se centró en el Mar de Alborán y Estrecho de Gibraltar. Para el muestreo se utilizó sacatestigos de pistón tipo "Kullemberg", sacatestigos de roca, draga de arrastre, draga de cuchara tipo Van Veen, alternando con estaciones de fotografía submarina.

El posicionamiento en las tres campañas se realizó mediante satelite, complementado con LORAN-C en las zonas de cobertura de este sistema.

ANALISIS Y MUESTREO DE LOS TESTIGOS

El muestreo se ha realizado con dos objetivos principales diferentes:

1.- Obtener un número de muestras lo suficientemente elevado de cada tipo de sedimento observado, a fin de realizar un análisis estadístico con suficiente validez para la caracterización geoquímica y sedimentológica de los sedimentos.

2.- Intentar una correlación entre los testigos que muestran menos influencias de los factores locales, que permita determinar la evolución de las condiciones oceanográficas de la cuenca durante el Cuaternario superior.

El muestreo se ha realizado en consecuencia a intervalos variables en función de las características de cada testigo.

ANALISIS DE LAS MUESTRAS

Análisis granulométrico

La muestra se ha dividido en tres fracciones, una para el análisis de la fracción arena, otra para el análisis de la fracción pelítica y una tercera destinada a análisis geoquímicos.

Fracción arena.

La fracción granulométrica mayor que 50 micras ha sido tamizada en seco previo lavado de la muestra en H_2O_2 al 20% durante una semana y en hexametafosfato sódico al 10% durante unas horas, con el fin de eliminar la materia orgánica por oxidación y disgregar los agregados de la fracción pelítica. Para el tamizado se ha utilizado una tamizadora FRITSCH de vibración intermitente y amplitud variable, con una columna de tamices estandar (2000, 1000, 500, 250, 200, 100, 80, 63 y 50 micras).

El porcentaje de arena fué determinado a partir de la suma de los pesos de las fracciones superiores a 63 micras, en relación al peso de muestra seca antes del ataque en H_2O_2. El método, basicamente, es el mismo descrito por Maldonado (1972).

Análisis de la fracción pelítica (<50 micras)

Para el análisis de la fracción fina se procede como en la fracción arena, a un lavado de la muestra en H_2O_2 al 20%, una posterior disgregación en hexametafosfato sódico y un tamizado en húmedo del que se conserva la fracción pelítica únicamente.

La pelita en suspensión, obtenida por el tamizado, es centrifugada para eliminar el agua y el hexametafosfato, posteriormente es resuspendida en unos 20 cc. de solución de hexametafosfato al 1 por mil y es analizada mediante un analizador de tamaño de partículas SEDIGRAPH 5000 D. Este instrumento mide la velocidad de sedimentación de las partículas dispersas en un líquido y presenta automáticamente los datos en forma de curva de distribución de tamaños acumulados, en términos de diámetro esférico equivalente.

El instrumento determina mediante un haz de rayos X finamente colimado, la concentración de partículas permanentes a profundidades de sedimentación decrecientes en función del tiempo. El logaritmo de la diferencia de intensidad del rayo transmitido es electrónicamente escalado y presentado linealmente como porcentaje de masa acumulado en el eje Y de un registro X-Y. A fin de minimizar el tiempo requerido para el análisis, la posición de la celdilla que contiene la suspensión, cambia automáticamente, de modo que la profundidad de sedimentación efectiva está inversamente relacionada con el tiempo. El movimiento de la celdilla está sincronizado con el eje X del registrador indicando el diametro esférico equivalente correspondiente al tiempo transcurrido y a la profundidad de sedimentación en cada instante. Aunque el aparato está diseñado para funcionar con tamaños de partículas comprendidos entre 100 y 0.1 micras, para partículas de densidad media cercana a 2.65 y tamaños superiores a 50 micras deben emplearse líquidos de densidad y viscosidad superiores al agua, para retardar la velocidad de caída de las partículas.

ANALISIS GEOQUIMICOS

Determinación del contenido en carbonato

Para la determinación del contenido en carbonato expresado en % de carbonato cálcico ($CaCO_3$) equivalente, se ha seguido el método del calcímetro de Bernard descrito en Maldonado (1972).

Determinación del contenido en metales en la fracción soluble en agua regia

Para la determinación del contenido en metales de un sedimento mediante espectrometría de absorción atómica, es necesario que éstos estén en disolución. Los análisis químicos clásicos, aplicados a geoquímica y a análisis de suelos, implican el uso de alguno de estos cinco ácidos: clorhídrico, nítrico, sulfúrico, perclórico o fluorhídrico.

Para la extracción simultánea de varios metales el ácido súlfurico presenta el inconveniente de la posible precipitación de sulfatos insolubles. El ácido fluorhídrico es utilizado fundamentalmente para la disolución de los silicatos, pudiendo usarse sólo o combinado con nítrico, perclórico o clorhídrico. Algunos métodos consiguen un alto grado de extracción de los metales sin disolver los silicatos al destruir la materia orgánica, disolver los precipitados (óxidos, hidróxidos, sulfuros, etc.), los carbonatos, los metales absorbidos y algunos metales de la red de silicatos (Agemian y Chau, 1976). El agua regia y el ácido nítrico realizan una disolución menos fuerte que el ácido perclórico, el cual parece que afecta en mayor grado a los silicatos como parece deducirse a partir de la cantidad de aluminio disuelto por este método (Agemian y Chau, 1976).

Para el propósito de este trabajo, interesa fundamentalmente conocer la composición del sedimento en relación a las condiciones oceanográficas y sedimentológicas. Un ataque que afecte a la fracción autigéna, así como a los carbonatos y libere los metales adsorbidos en las arcillas y los asociados a la materia orgánica, resulta ventajoso respecto a un ataque que afecte a la fracción detrítico-terrígena, fundamentalmen-

te de naturaleza silicatada. Desde este punto de vista la extracción en frio con agua regia, que ejerce una fuerte acción oxidante sin afectar prácticamente a los silicatos, es el método más recomendable. Presenta además la ventaja sobre otros métodos de poderse almacenar los extractos durante largos periodos de tiempo, sin que se formen precipitados, lo que permite la posibilidad de realizar nuevos análisis sin proceder a nuevas extracciones sobre la muestra (R.Vaquer, com. pers.).

Esencia del Método

Se somete la muestra a digestion en agua regia, disolviéndose los carbonatos, óxidos, hidróxidos, materia orgánica y sulfuros. Los metales adsorbidos en las arcillas pasan a la disolución, permaneciendo casi inalterada la red de los silicatos y los metales incluídos en ésta. La determinación se realiza mediante espectrometría de absorción atómica.

Digestión de la muestra

Reactivos. Agua regia preparada a partir de tres volúmenes de HCl purísimo y 1 volumen de HNO_3 purísimo. Es conveniente prepararla el mismo día en que va a realizarse el análisis, pues la oxidación disminuye sus propiedades.

Material. Tubos de ensayo de pirex de 30 cc. con tapón de rosca de bakelita y junta de teflón; tubos de ensayo de 20 cc. con tapón de goma; pipetas de 1, 2 y 15 cc.; centrífuga (3000 rpm); baño de ultrasonidos.

Muestra. 2 gramos de muestra, secada a 60°C triturada y homogeneizada.

Procedimiento. Se colocan 2 gr de muestra en un tubo de pirex con tapón de rosca, se añaden 5 cc. de agua regia, en adiciones sucesivas de 1, 2 y 2 cc. respectivamente, agitando despues de cada adición y dejando reposar unos minutos, entre estas. Después de la última adición debe agitatse intensamente hasta la total homogeneización. Para impedir la formación de agregados y facilitar el ataque homogéneo de la muestra, los tubos se sumergen en un baño de ultrasonidos durante 30 minutos, posteriormente se deja atacar durante 12 horas. Transcurrido este periodo de

tiempo se añaden 15 cc de agua bidestilada y se centrifugan a 3000 rpm durante 30 minutos. La solución sobrenadante es transferida a tubos de ensayo para el posterior análisis.

Patrones

Las soluciones patrón se preparan a partir de soluciones estandar, generalmente de 1000 ppm. Estos se preparan realizando disoluciones sucesivas, de la solución estandar, en matraces aforados de volumen variable en función de la cantidad de diluyente y de la solución patrón necesarios.

La formula general para la preparación de soluciones patrón es la siguiente:

$$mlS = \frac{cP \times V}{cS}$$

donde mlS es el volumen de solución estandar necesario para la preparación de la solución patrón, expresado en mililitros. cS es la concentración de la solución estandar (p.e: 1000 ppm), cP es la concentración de la solución patrón requerida, y V es el volumen de solución patrón a preparar.

Con el fin de compensar la absorción ejercida en el espectrómetro por el Ca disuelto en las soluciones muestra, se añadieron 10^4 ppm a las soluciones patrón.

TRATAMIENTO ESTADISTICO

Cálculo de los parámetros granulométricos

El cálculo de los parámetros granulométricos se ha realizado mediante un programa de computador, a partir de los pesos de arena retenidos en los tamices y el peso inicial de muestra seca, asi como de cuarenta puntos de la curva de la fracción pelítica introducidos a través de una mesa digitalizadora. El programa cálcula los percentiles de la curva integrada de la muestra, a partir de los cuales se calculan los parámetros texturales clásicos.

Para la mayoría de muestras, con bajo porcentaje de arena, la densidad de muestreo detallada permite el cálculo de los parámetros texturales por el método de los momentos. Este método presenta la ventaja, sobre los métodos clásicos, de tener en cuenta la totalidad de la curva de distribución de frecuencias. Esto es importante en curvas de cola larga y en curvas con más de una moda, dos casos que se producen con frecuencia en sedimentos pelágicos, en que los componentes biógenos suelen concentrarse en dos zonas muy concretas de la curva, alrededor de las 80 micras y entre 4 y 1 micras. Por otra parte, el método de los momentos presenta el inconveniente de que pocos autores citan datos calculados por este sistema, por lo que las comparaciones con datos correspondientes a sedimentos previamente estudiados son díficiles.

Media Aritmética (X) o Primer Momento.

La media aritmética es igual al primer momento y se expresa mediante la notación siguiente:

$$\text{Primer momento} = \overline{x} = \frac{\Sigma\, fmI}{100}$$

donde f es la frecuencia en tanto por cien de cada clase o intervalo de la curva de distribución y mI es el punto medio del intervalo en unidades phi.

La media es el punto medio de la distribución, o lo que es lo mismo, el punto que divide el área bajo la curva de distruibución de frecuencias en dos partes iguales.

Desviación Típica o Clasificación y Segundo Momento.

El segundo momento de una distribución es una medida de la dispersión respecto de la media y se expresa matemáticamente con la siguiente notación:

$$\text{Segundo momento} = \frac{\Sigma\, f(mI-\overline{x})^2}{100}$$

El segundo momento representa el valor numérico del cuadrado de la desviación típica. Así pues, la raiz cuadrada del segundo momento es la desviación típica.

$$ds = \left[\frac{\Sigma f(mI-\bar{x})^2}{100} \right]^{1/2}$$

En la población de partículas, la desviación típica cuantifica los tamaños de grano que están agrupados alrededor de la media y por tanto define el concepto de clasificación.

Asimetría y Tercer Momento

El tercer momento de una distribución es la medida de la simetría de la curva de frecuencias respecto a la media, cuya expresión matemática es la siguiente:

$$\text{Tercer momento} = \frac{\Sigma f(mI-\bar{x})^3}{100}$$

Como $(mI-\bar{x})$ es positivo, en unidades phi, a la derecha de la media y negativo a la izquierda de la media, el valor del tercer momento en una distribución normal es igual a 0.

Un valor positivo indica un exceso de partículas de tamaño inferior al de la media, a la vez que un valor negativo representa un exceso de partículas más gruesas que la media. En otras palabras, el tercer momento cuantifica la desviación respecto a la media, concepto conocido como asimetría.

Esta medida es importante en el estudio de los tamaños de partículas, indicando que tamaños se encuentran en exceso respecto a una distribución normal o gaussiana, especialmente en las colas de distribución (Fig. 4).

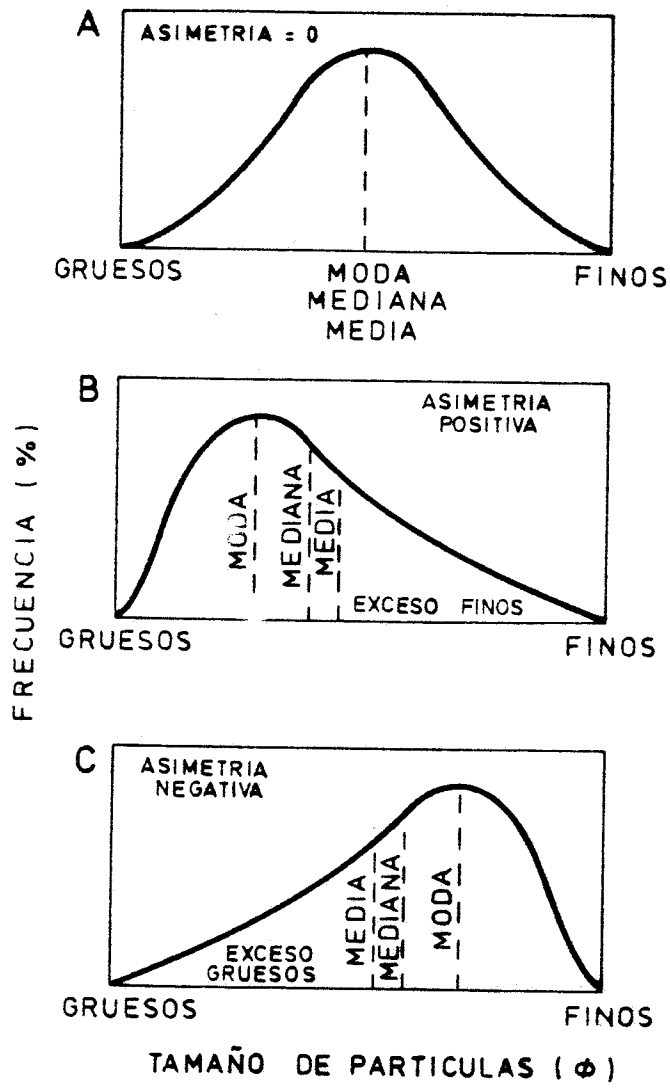


Figura 4.- Distribuciones unimodales del tamaño de partículas con asimetría igual a 0 (A); simetría positiva (B) y simetría negativa (C).

La asimetría de la curva se obtiene dividiendo el tercer momento por el cubo de la desviación típica.

$$Sk = \frac{1}{ds^3} \times \frac{\Sigma f(mI-\bar{x})^3}{100}$$

Angulosidad y Cuarto Momento

El cuarto momento de una distribución, respecto a la media se expresa matemáticamente como:

$$\text{cuarto momento} = \frac{\Sigma f(mI-\bar{x})^4}{100}$$

El cuarto momento es usado para calcular la angulosidad o kurtosis de la curva que se determina dividiendo el cuarto momento por la cuarta potencia de la desviación típica

$$k = \frac{1}{ds^4} \times \frac{\Sigma f(mI-\bar{x})^4}{100}$$

Una curva de distribución de frecuencias puede ser simétrica (asimetría = 0) y la desviación típica estar comprendida entre el 16 y el 84% de la distribución y no ajustarse a la ecuación de una distribución normal o gaussiana

$$y = \frac{1}{ds(2\pi)^{1/2}} \times e^{\left[\frac{-1/2(m-\bar{x})^2}{ds}\right]}$$

esto es debido a que la curva puede ser aplanada (platicúrtica), puntiaguda (leptocúrtica) o normal (mesocúrtica). Una curva de distribuciones

puede ser considerada normal cuando la asimetría es igual a 0 y la angulosidad es igual a 3.

Tratamiento estadístico de los datos

El tratamiento estadístico de los resultados de los análisis geoquímicos y texturales, ha sido realizado mediante un programa de computador en Fortran 77, utilizando un ordenador Digital PDP 11/34. Dicho programa está basado en el descrito por Lebart et al. (1977) modificado por el laboratorio de cálculo de la Facultad de Informática de Barcelona. El programa realiza consecutivamente los cálculos de los parámetros estadísticos fundamentales, coeficientes de correlación entre las diversas variables, componentes principales y finalmente un análisis de asociaciones no jerarquizado (tipo Q) o análisis "cluster".

Parámetros estadísticos fundamentales.

El programa realiza el cálculo de la media aritmética y desviación típica, adjuntando en la misma tabla los valores máximo y mínimo de cada una de las variables.

Coeficientes de correlación

Los coeficientes de correlación entre cada par de variables son presentados en forma de matriz de correlación. El coeficiente de correlación entre dos variables estima el grado de interrelación entre cada par, sin influencia de las unidades en que vienen expresados los valores. Se define la correlación como el cociente, entre la covarianza de dos variables y el producto de sus respectivas desviaciones típicas, definiéndose la covarianza como una medida de la variación conjunta de dos variables respecto a su media común. El coeficiente de correlación es adimensional y al no poder ser la covarianza mayor que el producto de dos desviaciones, su valor oscila entre +1 y -1 (Davis, 1973).

A partir de la matriz de correlaciones se realiza el dendrograma. Este se ha obtenido por el método de las medias (Sokal y Michener, 1958; Davis, 1973). El grado de ajuste de los coeficientes entre variables en el dendrograma y los establecidos en la matriz original, viene dado por

el coeficiente cofernético de correlación, el cual es el coeficiente de correlación entre los nuevos coeficientes y los originales.

Análisis de componentes principales

El objetivo del análisis de componentes principales (ACP), es el agrupamiento de las interrelaciones múltiples, entre variables originales.

Los componentes principales son los vectores propios definidos por la matriz de varianzas-covarianzas. Estos por sí mismos pueden ser interpretados de la misma forma que los factores utilizados en el análisis factorial y de hecho las técnicas más modernas de análisis factorial toman los componentes principales como punto de partida para el análisis (Davis, 1973)..

Para el cálculo de los vectores propios es necesario en primer lugar un tratamiento previo de los valores tomados por cada variable en cada una de las muestras, a fin de minimizar la influencia de las unidades de medida tomadas para cada una de las variables. Para ello se tipifican las unidades, transformando cada observación a unidades de desviación típica.

El método para la tipificación de las variables consiste en restar a cada observación el valor de la media aritmética y dividir el resultado por la desviación típica. Así un valor "j", de una variable en una muestra, con una media "$\bar{x}$" y una desviación típica "s" se transforma en nuevo valor "z".

$$z = \frac{j-\bar{x}}{s}$$

Las variables así transformadas tendrán una media igual a 0 y una varianza s^2 igual a 1.

A partir de m variables y de los valores de las varianzas y de las covarianzas se construye una matriz de m x m elementos, a partir de la

cual se define, en un espacio m-euclidiano, un elipsoide de m dimensiones. En este, los vectores propios son los ejes, factores o componentes principales. El valor propio viene determinado por la simetría de la matriz de covarianzas-varianzas (m x m) que define m vectores ortogonales entre sí. La varianza total del conjunto de observaciones es igual a la suma de los ejes principales del elipsoide, representando cada uno una fracción de la varianza total igual a su propio valor (o longitud) dividido por la traza de la matriz (Davis, 1973).

La contribución de cada variable a la varianza de un factor, es equivalente a la proyección del vector, definido por la varianza y la covarianza de la variable. Así las m proyecciones, de las m variables sobre los m ejes ortogonales, definen los coeficientes de contribución de cada una de las variables en cada uno de los factores principales (Davis, 1973).

Análisis Factorial de Tipo Q o Análisis de Asociaciones

Otra posibilidad del análisis factorial es el análisis de asociaciones ("cluster"). Este análisis, en lugar de poner en evidencia interrelaciones entre variables, agrupa las muestras en función del grado de similaridad entre ellas.

El primer paso del análisis de asociaciones es la creación de una matriz n x n de similaridades entre las muestras. La medida de la similaridad puede ser cualquier coeficiente de correlación que oscile entre +1 y -1, siendo la medida más utilizada el coseno del coeficiente (theta) definido como:

$$\cos \theta_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^{m} X_{ik} \cdot X_{jk}}{\sum_{k=1}^{m} X^2_{ik} \sum_{k=1}^{m} X^2_{jk}}$$

donde X_{ik} es el valor normalizado de la variable k en la muestra i, siendo m el número de variables. Las muestras i y j definen dos puntos en un espacio de m dimensiones. El coseno de es una medida, sobre un círculo máximo, de la distancia entre i y j que se encuentra en la superficie de hiperesfera (Davis, 1973).

El programa agrupa finalmente las muestras en clases compuestas por elementos similares entre sí. El agrupamiento se realiza a partir de tres particiones sucesivas del espacio m- dimensional, tomando cuatro esferas -de radio igual y centro elegido al azar- en cada una de las tres particiones. Las tres particiones consecutivas del espacio en cuatro partes, conducen a la creación de sesenta y cuatro clases que contienen la totalidad de las muestras. Las muestras más estables en las tres particiones son agrupadas en nueve clases. A estas se suma una décima que agrupa los elementos de la partición dispersos en las clases restantes que contienen muestras, puesto que una gran mayoría de las particiones no contienen ningún elemento. Las muestras son codificadas con el número de la clase a que pertenecen y son proyectadas en el plano definido por los vectores propios de los dos factores principales.

TIPOS DE SEDIMENTOS

TIPOS DE SEDIMENTOS

INTRODUCCION

Los sedimentos del Mediterráneo suroccidental han sido ampliamente descritos por Rupke y Stanley (1974), Canals (1980), Maldonado y Canals (1982), Díaz y Maldonado (1983) y Díaz (1984). Los dos últimos trabajos se centran en los mismos testigos utilizados para este estudio. Díaz y Maldonado (1983) clasifican los sedimentos en función de una serie de parámetros sedimentológicos obtenidos a partir de las características texturales y de la composición de la fracción arena, aplicando un tratamiento estadístico del mismo tipo que aquí se utiliza.

En este trabajo se han clasificado los sedimentos teniendo en cuenta la clasificación realizada por Maldonado y Canals (1982), incluyendo por otra parte, como factores caracterizadores una serie de rasgos visuales de los sedimentos, tales como el color y la acumulación de óxidos metálicos. Estas características se ponen de manifiesto con la simple observación visual de los testigos. Así siguiendo los criterios de Maldonado y Canals (1982) se establecen una primera subdivisión fundamental entre sedimentos hemipelágicos y sedimentos gravitativos.

SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS

Los sedimentos hemipelágicos son depósitos formados por sedimentación diferencial lenta, de las partículas en suspensión muy diluída en la masa de agua (Maldonado y Canals, 1982). Estos son sedimentos arcillosos con contenidos en carbonato muy variables, en función del contenido en componentes planctónicos en la fracción arena y del contenido en nannofósiles en la fracción lutítica.

Los componentes planctónicos constituyen la mayor parte de la fracción arena, la cual puede representar entre el 5% y el 25% del total del sedimento. El contenido en limo fluctúa alrededor del 20%. El valor de

la media en phi es muy próximo a 8 y la angulosidad tiene un valor entre 4 y 6, que en el caso de altos contenidos en nannofósiles comprendidos entre 2 y 6 micras, alcanza un valor igual a 7. La asimetría es siempre negativa (Díaz y Maldonado, 1983).

Se han distinguido los siguientes tipos de lodos hemipelágicos en función del contenido en carbonato, el color, la textura y estructuras sedimentarias:

Lodos calcáreos oxidados

Son sedimentos hemipelágicos de color siena y siena tostado (10 YR 5/4, 10 YR 4/2), de aspecto homogéneo, muy bioturbados. El contenido en carbonato oscila entre el 45% y el 60% y el de arena es muy próximo al 15%. El contenido en componentes terrígenos en la fracción arena es inferior al 10% (Canals, 1980; Díaz, 1984).

Este tipo de sedimento sólo se encuentra en el techo de los testigos, presentando en la mayoría de estos, un término basal de lodos de color naranja o marrón con compuestos metálicos que a menudo se presentan en forma de láminas muy finas más o menos afectadas por la bioturbación, o como pequeños micronódulos de aspecto terroso y color amarillo anaranjado, dispersos en el sedimento. Canals (1980) a partir de dataciones absolutas realizadas sobre este término basal, atribuye a éste una edad de 11940 - 140 A.A.

Lodos calcáreos claros

Son fangos con un contenido en arena muy variable, que se refleja en variaciones en el contenido en carbonato. Este oscila entre el 45% y el 70%. El color varía entre gris verde oliva luminoso (5 Y 6/1) y naranja grisáceo (10 YR 7/4). Su aspecto por lo general es muy homogéneo debido a una intensa bioturbación. Las características texturales de este tipo de sedimentos, así como la composición de la fracción arena es similar a la de los lodos calcáreos oxidantes del techo de los testigos. En zonas muy localizadas de la columna sedimentaria presentan laminación muy fina en la que se encuentran algunos granos de pirita y concentraciones anormales de monosulfuros en las láminas más oscuras. En la mayoría de

las ocasiones los lodos calcáreos de colores claros presentan un término basal similar al de los lodos calcáreos oxidados, con óxidos metálicos que dan al sedimento un color amarillo-anaranjado particular.

Los lodos hemipelágicos calcáreos pasan gradualmente hacia arriba a lodos grises, y en las zonas más alejadas de la plataforma continental a lodos marrones.

Lodos grises hemipelágicos

Tienen un color gris verde oliva (5 Y 4/1) o muy similar. El contenido en carbonato es sensiblemente inferior al de los citados lodos claros, oscilando entre el 32% y el 50% con un valor medio de 46% (Canals, 1980). No pueden darse valores absolutos respecto al contenido en terrígenos en la fracción arena, sin embargo puede afirmarse que para un mismo testigo este es siempre ligeramente superior al de los lodos calcáreos (Díaz, 1984).

Estos lodos son los sedimentos hemipelágicos más ampliamente representados en los testigos. Aparecen formando potentes niveles cuya base es un tránsito gradual a partir de los lodos calcáreos de color más claro y cuyo techo a menudo muy neto, está constituído por el término basal de los lodos calcáreos. Esto pone de manifiesto el caracter cíclico de la sedimentación hemipelágica en los testigos estudiados. La pigmentación gris de este tipo de sedimento puede atribuirse a la formación en el seno de este, de monosulfuros de hierro (Hidrotroilita, Greigita, etc.) por reacción del hierro detrítico reducido (Fe^{2+}) con los sulfuros bacteriogénicos, producidos en condiciones diagenéticas anóxicas (Berner, 1981; Maynard, 1982).

Los lodos grises son los sedimentos hemipelágicos más homogéneos debido a la total bioturbación. El contenido relativo, en la fracción biógena, en foraminíferos bentónicos es superior al de los otros sedimentos hemipelágicos (Díaz, 1984). Huang y Stanley (1972) y Maldonado y Stanley (1976) atribuyen este tipo de sedimentos a condiciones de mayor tasa de sedimentación. Una mayor tasa de sedimentación hemipelágica implica un mayor aporte de materia orgánica oxidable (McCave, 1975) y por tanto asimilable por la infauna. Para la oxidación de la materia orgáni-

ca en la diagénesis, realizada por los bacterias fundamentalmente, son utilizados una serie de compuestos en orden decreciente de la energía metabólica producida. Esta serie comprende el oxígeno, óxidos de manganeso, nitratos, óxidos e hidróxidos de hierro, sulfatos, sulfuros y amoniaco (Froelich et al., 1979).

La formación de los monosulfuros implica el previo agotamiento de los compuestos oxidantes más energeticos anteriores a los óxidos de hierro y a los sulfatos. El agotamiento de los compuestos más energéticos en este tipo de sedimentos está en relación directa con la cantidad de materia orgánica, así como con la mayor tasa de sedimentación que reduce el periodo de residencia de los compuestos orgánicos oxidables en la interfase agua-sedimento, contribuyendo al agotamiento de los oxidantes durante la posterior diagénesis (Nittrouer y Sternberg, 1981).

Lodos marrones

Las características texturales son similares a las de los lodos grises. El contenido en carbonato es inferior al de los últimos (media: 38.5%). Su aspecto es homogéneo y contrariamente a los lodos grises no presentan manchas de monosulfuros. Aparecen sólo en los testigos más alejados de la plataforma continental, alternándose en el registro sedimentario con los lodos calcáreos claros y con arenas de foraminíferos.

Protosapropeles o lodos calcáreos orgánicos

En su conjunto nunca alcanzan un desarrollo superior a los 10 cm de espesor, apareciendo intercalados entre los lodos calcáreos de colores claros. Se caracterizan por la alternancia de capitas de colores claros ricas en nannofósiles y capitas de color gris oscuro ricas en monosulfuros. La bioturbación posterior puede enmascarar parcialmente las características del conjunto.

Este tipo de sedimento está relacionado genética y litológicamente con los sapropeles si bien no pueden ser considerados como verdaderos sapropeles (Maldonado y Stanley, 1975) debido al escaso contenido en materia orgánica. Las capas claras contienen algunos foraminíferos piritizados. En ningún testigo se han identificado sedimentos comparables a los sapropeles del Mediterráneo oriental y del Mar Negro.

Lodos de color naranja o marrón con óxidos metálicos

Estos sedimentos, hemipelágicos como los anteriores, pueden tener las características texturales de cualquiera de los tres primeros tipos citados, predominando la correspondiente a los lodos hemipelágicos grises. La característica que los define es una fina laminación en capas milimétricas de color marrón oscuro o naranja pálido que alterna con otro tipo de sedimento. Esta laminación puede estar totalmente destruida, quedando únicamente una zona de la columna sedimentaria claramente definida y diferenciada de la infra y suprayacente por la diferencia de color.

Así pues la característica fundamental de este tipo de sedimento es el color, casi siempre anaranjado y que puede estar sobreimpuesto a otro, por ejemplo al gris de los lodos hemipelágicos grises. El color marrón prácticamente aparece solo en la base de los lodos oxidados calcáreos del techo de los testigos, sólo donde estos no alcanzan un gran espesor.

Este tipo de sedimento está presente en la mayoría de los tránsitos de lodos hemipelágicos grises a lodos calcáreos. Algunos niveles de este tipo aparecen interestratificados en los lodos calcáreos claros o en los lodos marrones. Nunca aparecen entre los lodos grises. Esto parece confirmar el modelo de Froelich y col., 1979 acerca de la utilización progresiva de los compuestos portadores de oxígeno.

Arenas de foraminíferos (sedimentos hemipelágicos retrabajados)

Estos son materiales hemipelágicos retrabajados, aparecen formando estratos de espesor variable, constituidos en más de un 70% por foraminíferos planctónicos y fragmentos de pterópodos y foraminíferos.

La clasifiación media es de 3.2 phi y la angulosidad media es de 1.8. Están interestratificadas con lodos hemipelágicos o materiales turbíditicos. Las arenas de foraminíferos según Díaz y Maldonado (1983) responden a fenómenos episódicos que se originan por corrientes de fondo que retrabajan sedimentos preexistentes aumentando el grado de selección de estos. La continuidad en varios testigos, de alguna capa de

este tipo, apunta una posible génesis, en algunos casos, relacionada con aumentos de la productividad en la zona fótica (Farrán y Maldonado, 1983) o reducción drástica de los aportes terrígenos.

SEDIMENTOS GRAVITATIVOS

Se incluyen en este grupo diversos tipos de sedimentos asociados geneticamente y originados a partir de flujos gravitativos (Middleton y Hampton, 1973).

Lodos gravitativos y lodos de talud

Los lodos hemipelágicos, los lodos de talud y los lodos gravitativos son el resultado de un balance entre flujos gravitativos de diversa densidad y procesos deposicionales asociados con suspensiones. En un extremo están los lodos gravitativos y en el otro los lodos hemipelágicos (Maldonado y Canals, 1982).

El color dominante de los lodos de talud es el gris claro y el beige claro, sin presentar nunca acumulaciones de óxidos metálicos.

El contenido en foraminíferos planctónicos en la fracción arena es menor que en los lodos hemipelágicos, aunque continúa siendo mayoritario. Tienen un mayor contenido en limos. El valor medio de la media es de 7 phi y la angulosidad tiene valores muy próximos a 2. El contenido en carbonato varía dentro de los mismos márgenes que en los lodos hemipelágicos (31-58%), aunque en los lodos de talud es ligeramente inferior (valor medio 40%) al contener menos arena (Díaz y Maldonado, 1983). Los componentes de la fracción arena presentan indicios de transporte (Diaz, 1984).

Genéticamente los lodos de talud representan materiales de grano fino, procedentes de la parte alta del talud, que han sido transportados a zonas más profundas por flujos gravitativos de baja densidad (Maldonado y Canals, 1982).

Sedimentos turbíditicos

Sólo un testigo presenta este tipo de materiales. El testigo K-25, situado en la base del escarpe del banco de Emile-Boudot, presenta varias secuencias turbidíticas en las que las arenas bioclásticas procedentes de la plataforman gradan a limos y arcillas con contenidos mínimos en carbonato. Los contactos basales son erosivos. Los lodos turbidíticos son los sedimentos con menor contenido en carbonato estudiados en todo el margen Balear, tienen una media igual a 7 phi y una angulosidad de 2.5 (Díaz y Maldonado, 1983).

La naturaleza de los materiales, así como la configuración fisiográfica de la zona de obtención del testigo, ponen de manifiesto la nula relación entre estos materiales turbidíticos y los del abanico de Menorca.

LOS CICLOS HEMIPELAGICOS DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

Los depósitos hemipelágicos del Margen Surbalear ofrecen como los del Mediterráneo oriental un desarrollo cíclico (Maldonado, 1978; Kelling et al., 1979; Canals, 1980). Cada ciclo consta de tres términos: lodos grises que pasan a lodos calcáreos claros pasando por un término intermedio de reducido espesor, de lodos con un contenido relativamente alto en óxidos de Fe y Mn. Este término puede estar más o menos diluido por efecto de la bioturbación. El ciclo superior presenta los lodos calcáreos en estado fuertemente oxidado. El tránsito de los lodos calcáreos de un ciclo a los lodos hemipelágicos grises del siguiente ciclo es siempre muy gradual.

Kelling y col. (1979) y Canals (1980) llaman niveles sapropélicos a los términos intermedios de los ciclos citados. En este trabajo y para no crear confusiones con los verdaderos sapropeles del Mediterráneo oriental se ha preferido la utilización del término "lodos marrones o anaranjados con óxidos metálicos", dadas sus características en nada similares a las de los sapropeles. Se aplica el término "protosapropel" a las intercalaciones de capas muy finas, ricas en monosulfuros en los lodos calcáreos. En este caso los lodos calcáreos infrayacentes están

finamente laminados, indicando una degeneración progresiva de las condiciones fisicoquímicas en el fondo, en el sentido de una disminución del contenido en oxigeno. Es característica la presencia de este nivel protosapropélico en los lodos calcáreos del tercer ciclo. En algun testigo este presenta una o varias capas de óxidos metálicos intercaladas.

Así pues, los testigos con un mayor desarrollo de los sedimentos hemipelágicos, presentan en la parte superior dos ciclos consecutivos típicos, caracterizados por un transito de lodos grises a lodos calcáreos, que en el ciclo superior están oxidados. En los testigos más alejados del borde de la plataforma los lodos marrones sustituyen a los lodos grises. El transito de lodos grises a lodos calcáreos se realiza a traves de un nivel relativamente delgado de lodos con oxidos metálicos. El tercer ciclo en conjunto es igual que los dos superiores diferenciandose de estos por presentar una o dos intercalaciones de protosapropeles y/o capitas de lodos marrones y/o anaranjados con óxidos de Fe y Mn muy finamente laminados en el término calcáreo, el cual en la mayoria de los testigos presenta un mayor desarrollo. Por debajo de los lodos grises de este ciclo aparecen, en algunos testigos, más alternancias de lodos grises o calcáreos con óxidos metálicos y protosapropeles de dificil correlación.

SITUACION Y CARACTERISTICAS DE LOS TESTIGOS

SITUACION Y CARACTERISTICAS DE LOS TESTIGOS

AREAS MUESTREADAS Y OBJETIVOS

Los veinte testigos objeto de este trabajo han sido obtenidos entre 750 y 2637 m de profundidad (Anexo 1). La mayoría de estos se localizaron en el margen continental balear y en el margen sur-occidental de la Peninsula Ibérica (Escarpe de Mazarrón) (Fig. 1).

Los testigos han sido obtenidos en zonas de baja tasa de acumulación de sedimentos a fin de abarcar con su estudio, un mayor registro cronoestratigráfico. Este presenta el inconveniente de la existencia de series condensadas así como hiatos sedimentarios debido a la escasez de aportes y a los deslizamientos gravitativos en masa.

La mayoría de los testigos están caracterizados por una alternancia de lodos calcáreos y lodos grises hemipelágicos con delgadas zonas de acumulación de óxidos metálicos en el transito de los lodos grises a los lodos calcáreos. La caracterización geoquímica y sedimentológica de los diversos tipos de sedimentos y los procesos relacionados con la génesis y posterior diagénesis, son los objetivos principales de este trabajo.

En los testigos obtenidos en la campaña CO-82-2 en el Mar de Alborán no se observa la citada alternancia, predominando en su lugar los depósitos gravitativos. Dos testigos han sido analizados para intentar una correlación, a partir de algun caracter geoquímico, con los testigos correspondientes al Margen Balear y el Escarpe de Mazarrón.

CAMPAÑA CO-80-4

El testigo K-1 fué obtenido a 750 m de profundidad, en el talud occidental de Ibiza. Esta zona en el extremo meridional de la cuenca Catalano--Valenciano-Balear, se caracteriza por una gran cantidad de aportes en suspensión a través de las capas nefeloides en cualquiera de las masas de agua descritas en el apartado de hidrografía de la cuenca. Tanto la

capa superficial, como la intermedia y la profunda siguen una dirección suroeste favoreciendo el transporte de material sedimentario en esta dirección.

El testigo se caracteriza por un registro sedimentario completamente homogéneo, sin ninguna estructura sedimentaria observable. Está constituido por lodos hemipelágicos de color gris verde oliva, con abundantes manchas de monosulfuros, características de ambientes diagenéticos sub-oxídicos, que se dan en los sedimentos hemipelágicos con tasas de sedimentación relativamente altas (Sawlan, 1982; Pyzic, 1981; Froelich et al., 1979).

El testigo K-3 se obtuvo en el Escarpe de Mazarrón a 1740 m de profundidad. Tiene las características típicas de los registros sedimentarios en zonas con aportes muy reducidos. Presenta tres ciclos completos, en los que alternan los lodos hemipelágicos grises y los lodos calcáreos claros. Destaca la presencia de un nivel protosapropelico con contenido alto en materia orgánica y monosulfuros a 250 cm entre los lodos calcáreos del tercer ciclo.

Un contacto neto entre lo lodos calcáreos del ciclo inferior y los lodos grises, así como la presencia de un intraclasto (roca metamórfica) hace sospechar la existencia de una discontinuidad sedimentaria.

El testigo K-5 fué obtenido a 1160 m de profundidad, unas cuatro millas al norte del anterior. Presenta 50 cm de lodos calcáreos en la base, a partir de los cuales se desarrolla un potente nivel de lodos hemipelágicos grises con ligeras variaciones de color que no tienen reflejo en ninguna de las variables estudiadas. Sólo cerca de los 200 cm hay un ligero incremento del contenido en carbonato que podría representar un término de lodos calcáreos. El espesor de la capa oxidada superficial apenas alcanza los 5 cm.

En general el testigo pone de manifiesto un aporte importante de materiales terrígenos que actuan diluyendo las características típicas de los testigos hemipelágicos de sectores muy próximos con baja tasa de sedimentación. La morfología en forma de un amplio valle, en cuyo eje ha sido tomado el testigo, favorece las condiciones de acumulación de sedimentos. Las características del testigo son muy similares a las del testigo K-1.

El testigo K-6 fué extraido a 2330 m de profundidad, en un escarpe al pie de un alto fondo. El testigo presenta tres ciclos en los que alternan los lodos calcáreos, los lodos grises y capas de óxidos de Fe y Mn. Hacia la base la compacidad del sedimento aumenta considerablemente. El metro basal del testigo presenta una laminación muy fina en la que alternan capas de óxidos metálicos, lodos grises muy claros no calcáreos y lodos marrones. la bioturbación en este tramo es muy escasa, siendo frecuentes las capas de color gris muy oscuro y discontinuas. Este tipo de materiales son muy similares a los lodos orgánicos y protosapropeles del Mediterráneo oriental (Maldonado y Stanley, 1975).

Las características del testigo ponen de manifiesto un índice de sedimentación muy bajo en el punto de muestreo.

El testigo K-9 se obtuvo a 1240 m en la misma radial que los dos anteriores. A esta profundidad existe en la radial una suavización del relieve en forma de terraza bajo un nuevo escarpe que delimita un alto fondo de geometría circular y unos 10 km de diámetro.

El testigo está constituido por alternancias de lodos calcáreos y lodos grises muy homogéneos, con abundantes manchas de monosulfuros. Los lodos oxidados del techo del testigo están muy poco desarrollados. El nivel de lodos con óxidos metálicos no aparece en los ciclos inferiores. La existencia de un nivel de lodos gravitativos con fragmentos de equínidos, moluscos y corales, así como las características generales del testigo, hacen sospechar que este testigo pueda presentar más de una discontiniuidad sedimentaria.

El testigo K-10 fue obtenido a 1957 m en un escarpe situado al este del Cañón de Benidorm. El testigo presenta varios ciclos completos, entre los que se intercalan agunos niveles de fangos arenosos. La fracción gruesa de estos es fundamentalmente biogénica. Entre los niveles de arenas biogénicas destaca el nivel situado a 80 cm, por su similaridad, tanto composicional como por su situación en la columna sedimentaria, con otros niveles que aparecen en varios testigos de la zona (K-5, K-7. K-9 y K-18).

La distancia entre el testigo K-5 y el testigo K-18 es de 180 km por lo que de tratarse de un fenómeno episódico, a escala geológica, este

debe tener su origen en la zona fótica, relacionandose con un aumento de la productividad producida posiblemente por un "upwelling".

El testigo K-18 se obtuvo a 1420 m en el escarpe meridional del Monte de Riba. Representa probablemente, cuatro ciclos hemipelágicos en los que predominan los lodos calcáreos de colores claros. Estos alternan con lodos grises poco desarrollados, niveles de óxidos y protosapropeles.

El testigo K-25 es el más profundo (2637 m). Presenta una alternancia de sedimentos turbíditicos y hemipelágicos. Algún nivel de arenas de foraminíferos presenta contactos netos en la base y en el techo. Estos niveles han sido identificados como contouritas (Díaz, 1984).

Este testigo está situado en la base de una acanaladura del escarpe de Emile-Boudot que desciende desde el banco del mismo nombre. Los materiales de la plataforma condicionan las características de los niveles turbidíticos que están constituidos en los términos gruesos por fragmentos de moluscos, foraminíferos y componentes terrígenos. La fisiografía circundante impide el aporte de materiales turbidíticos procedentes del abanico de Menorca.

El testigo K-27 fué obtenido en el escarpe meridional del Monte de Jaume I a 1920 m de profundidad. En el testigo alternan los lodos calcáreos claros con los lodos marrones. Aproximadamente entre 50 y 100 cm existe una intercalación de probables lodos de talud, dado su contenido en limo y el porcentaje de componentes terrígenos en la fracción arena (Díaz, 1984). A 415 cm existe una discontinuidad sedimentaria marcada por un contacto erosivo y un aumento brusco en la compactación del sedimento.

El testigo K-29 se extrajo dos millas al noroeste del anterior. Presenta tres ciclos hemipelágicos completos en los que el término basal del ciclo está constituido por lodos de talud, lodos marrones y lodos grises respectivamente. Destaca el gran desarrollo de los lodos calcáreos en el techo del testigo.

El testigo K-32 se obtuvo en la dorsal que separa por el este el Cañon de Kane de la llanura abisal, a 2093 m de profundidad en el margen oriental de la dorsal de Menorca. El testigo está constituido por sedi-

mentos hemipelágicos con un alto contenido en foramíniferos. Presenta varios contactos erosivos, por los que no puede intentarse una correlación con otros testigos. En los 150 cm de la base, los lodos calcáreos alternan con lodos hemipelágicos marrones, con menor contenido faunístico en la fracción arena.

El testigo K-33 fué obtenido a 2445 m en la base del mismo accidente en el que fué extraido el anterior. Esta zona esta afectada por una corriente que bordea el Escarpe de Menorca (Canals et al., 1983). La existencia de esta corriente se refleja en las características del testigo. Este presenta varios tipos de sedimentos contouríticos que alternan con los lodos hemipelágicos.

Los sedimentos hemipelágicos presentan acumulaciones importantes de óxidos relacionadas con los periodos de mínima deposición. La presencia, en el techo del testigo, de lodos marrones claros con un contenido muy bajo en carbonato, al contrario de lo que sucede en el techo de los demás testigos, nos hace suponer unas condiciones actuales predominantemente erosivas.

La alternancia de los distintos tipos de sedimentos contouríticos, arenosos y fangosos con concentraciones de óxidos metálicos pone de manifiesto variaciones de la intensidad de la corriente, con migración de las líneas de flujo en el espacio y en el tiempo relacionados a su vez con cambios en las condiciones oceanográficas (Carter y Schafer, 1983). Las acumulaciones de óxidos metálicos en sedimentos contouríticos se producen en el punto de equilibrio entre la deposición y la erosión. La bioturbación modifica notablemente la conservación de estructuras de corriente.

En la base del testigo destaca la presencia de un nivel con alternancia de láminas milimétricas de color marrón muy oscuro, anaranjado y amarillo. El contenido en carbonato a lo largo de este nivel es muy constante (41-45%) e inferior a los niveles subyacentes.

El testigo K-38 fué obtenido en el talud noroccidental de Menorca a 810 m de profundidad, en las proximidades de Morrot de Ciutadella. El testigo está constituido por lodos gravitativos de color gris verde oliva oscuro, con abundates fragmentos biógenos procedentes de la plataforma

continentaal. El contenido en arena es alto, con alguna excepción, abundando los componentes detríticos terrígenos en ésta. En el techo presenta un nivel de 6 cm de lodos hemipelágicos oxidados.

CAMPAÑA EASTWARD-3D-78

Los tres testigos correspondientes a esta campaña fueron obtenidos en el Escarpe de Menorca, en una zona próxima al eje de la dorsal del mismo nombre (Fig. 1).

El testigo 35395 está constituído fundamentalmente por lodos hemipelágicos grises con algunos niveles de lodos calcáreos de escaso desarrollo. El testigo fué obtenido a 2000 m de profundidad.

En el testigo 35396 alternan los lodos calcáreos de color claro y los lodos marrones muy poco calcáreos, los cuales están muy laminados, presentando además, abundantes intercalaciones ricas en óxidos. Un nivel a 116 cm contiene pirita. La base del testigo, por encima de la zona fluidificada, está constituida por fangos que contienen cantos de litología variada con pátinas de Fe-Mn. Fué obtenido a 2027 m.

El testigo 35403, obtenido a 1810 m, en el mismo escarpe está constituído en su mayor parte por lodos gravitativos en sentido amplio, que presentan en la base un contacto erosivo sobre lodos hemipelágicos.

CAMPAÑA CO-81-2 (MAR DE ALBORAN)

El testigo K-2 fué obtenido a 1342 m de profundidad en el escarpe de un alto fondo situado a 70 km al SSE del Cabo de Gata (Fig. 5 y 6B). El testigo se caracteriza por la presencia de abundantes foramíniferos glauconitizados. Las condiciones para la autigénesis de glauconita no son favorables ni en la parte superior del alto fondo, donde la profundidad es excesiva (1000 m), estando muy por debajo del intervalo más favorable (50-500 m) para la formación de este mineral (Odin y Matter, 1981). No obstante según los mismos autores la profundidad no es un factor limitante, estando la génesis de la glauconita condicionada por la

existencia de un microambiente semiconfinado, que se da en los sustratos granulares de alta porosidad, así como unas condiciones de mar abierto con tasa de sedimentación detrítica muy baja.

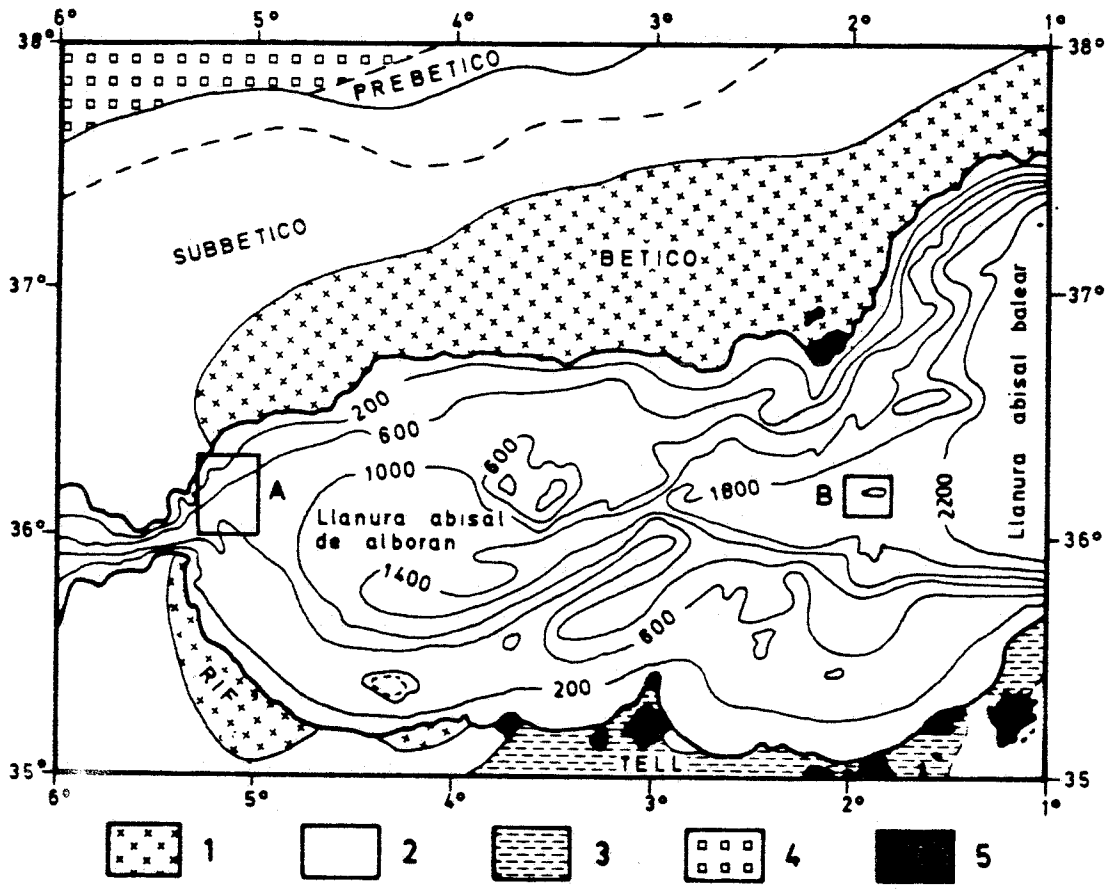


Figura 5.- Situación de los testigos obtenidos en el Mar de Alborán y esquema geológico de los sectores adyacentes según Olivet et al., (1973). Leyenda: 1, zonas internas: Rif y Bético; 2, zonas de mantos: subbético; 3, zonas externas: Tell; 4, Antepaís y 5 manifestaciones volcánicas. A y B sectores ampliados en la fig. 5 bis correspondientes a las zonas en la que se encuentran los testigos de la campaña CO-81-2.

La mitad inferior del testigo está constituida por arenas fangosas (60% de arena) en la que predomina la glauconita en forma de moldes internos de foramíniferos o de pellets irregulares y los fragmentos de foramíniferos planctónicos. La mitad superior presenta un alternancia de lodos hemipelágicos grises con aundantes manchas de monosulfuros y bioturbación que pasan gradualmente a lodos hemipelágicos calcáreos poco bioturbados y con bandeado irregular.

Los 35 cm superiores presentan en la base un contacto erosivo y granoclasificación decreciente hacia arriba. La base de este nivel contiene restos de moluscos, equínidos y corales lo que pone de manifiesto la existencia de sustratos duros en la cima del alto fondo o en los escarpes. Los últimos centímetros están ocupados por lodos hemipelágicos grises.

El testigo K-15 fué obtenido a 843 m de profundidad en el ascenso continental al sur de Marbella (Fig. 5 y 5 Bis). Está constituido por lodos gravitativos de color gris verde oliva marronáceo con abundantes manchas de monosulfuros. En la base presenta un intervál0 arenoso (36% de arena) de 15 cm de espesor que está compuesto por componentes terrígenos que por otra parte son muy abundantes en todo el testigo.

La presencia de este intervalo arenoso ha sido puesta de manifiesto en todos los testigos de la cuenca occidental del mar de Alborán por Huang y Stanley (1972), relacionándose con episodios de fuertes corrientes acaecidas en el Würm. Las dataciones realizadas sobre esta capa arenosa en los testigos analizados por los autores citados dan una edad de cerca de 13275 años. Suponiendo que la capa del testigo en cuestión sea la misma, la tasa de sedimentación en esta parte del ascenso continental sería de 15 cm/mil años, lo que representa una velocidad de sedimentación 2 o 3 veces superior a la del margen balear (Kelling et al., 1979).

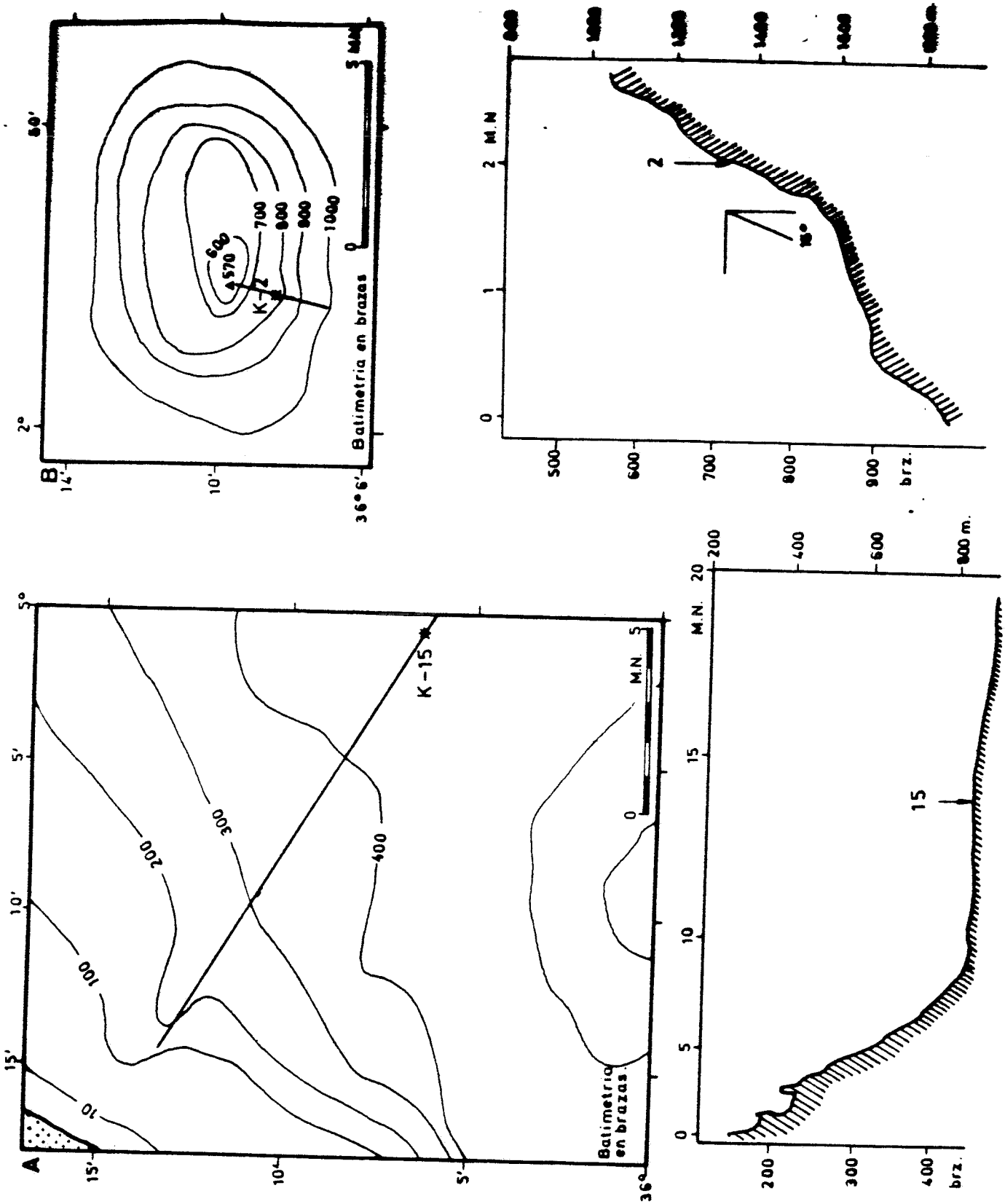


Figura 5 Bis.- A, sector occidental de Alborán y situación del testigo K-15 en el ascenso continental al sur de Marbella (Malaga). B, alto fondo al sur del Cabo de Gata y situación del testigo K-2.

RESULTADOS DEL TRATAMIENTO ESTADISTICO DEL CONJUNTO DE PARAMETROS GRANULOMETRICOS Y GEOQUIMICOS

RESULTADOS DEL TRATAMIENTO ESTADISTICO DEL CONJUNTO DE PARAMETROS GRANULOMETRICOS Y GEOQUIMICOS

APROXIMACION ANALITICA

El tratamiento estadístico supone el método más objetivo de cuantificar las relaciones y asociaciones de múltiples parámetros. A fin de obtener las relaciones básicas que condicionan las características globales de los sedimentos profundos, los resultados de los análisis geoquímicos y texturales han sido sometidos a un análisis factorial (Anexo III). El resultado de este tratamiento se concreta en la obtención de la matriz de correlaciones y los factores principales.

El tratamiento se ha realizado sobre 191 muestras de un total de 234 analizadas para este trabajo. La exclusión de 37 muestras en el tratamiento estadístico global se debe a que el fichero de entrada de datos, para la realización del programa de computador, exige que para cada muestra se conozca el mismo número de variables. Sin embargo posteriormente se especifica el resultado del tratamiento estadístico de las 234 excluyendo las variables granulométricas.

Las variables introducidas para el tratamiento son las siguientes: carbonato, hierro, manganeso, cobalto, plomo, niquel, cobre, estroncio, calcio, relación molar calcio/magnesio, arena, limo y arcilla (Tabla 1). En la Tabla 2 se presenta una descripción somera de las variables en la que destacan los valores relativamente altos de la desviación típica del manganeso y la arena.

TRATAMIENTO ESTADISTICO GLOBAL

Coeficientes de correlación

Los coeficientes de correlación son los primeros resultados necesarios para el análisis de componentes principales (Lebart et al., 1977).

Tabla 1

UNIDADES Y SIMBOLOGIA DE LAS VARIABLES

1/	CARBONATO CALCICO %	CO3
2/	HIERRO mg/g	Fe
3/	MANGANESO ppm	Mn
4/	COBALTO ppm	Co
5/	PLOMO ppm	Pb
6/	NIQUEL ppm	Ni
7/	COBRE ppm	Cu
8/	ESTRONCIO ppm	Sr
9/	CALCIO %	Ca
10/	Ca/Mg	RCM
11/	ARENA %	ARE
12/	LIMO %	LIM
13/	ARCILLA %	ARC

NUMERO DE MUESTRAS 191

NUMERO DE VARIABLES 13

Tabla 2

DESCRIPCION SOMERA DE LAS VARIABLES

VARIABLE	MEDIA	DESVIACION TIPICA	MINIMO	MAXIMO
CO3	47.2257	10.6087	16.4000	76.2000
Fe	8.5448	3.1314	2.9000	25.5000
Mn	583.8689	510.8773	150.0000	4100.0000
Co	13.8168	5.7050	7.0000	70.0000
Pb	22.3717	5.6544	8.0000	41.0000
Ni	22.9581	7.7324	6.0000	47.0000
Cu	19.4450	7.2506	7.0000	47.0000
Sr	534.1105	162.4892	196.0000	1126.0000
Ca	20.8429	3.0379	6.9000	27.2000
RCM	14.2795	4.0030	4.8400	29.0900
ARE	14.0398	12.6484	2.0000	69.1000
LIM	23.9131	8.4755	7.3000	65.6000
ARC	62.3527	12.1272	16.0000	79.8000

En base a la valoración realizada por Carruesco (1978) se consideran distintos grados de correlación:

Muy buena correlación:	$[r] > 0.90$
Buena correlación:	$0.90 > [r] > 0.60$
Correlación:	$0.60 > [r] > 0.45$

La totalidad de los coeficientes de correlación constituyen la matriz de correlaciones (Tabla III A). En la Tabla III B se han eliminado los coeficientes cuyo valor absoluto -[r]- es menor que 0.45 para una mayor claridad.

Las interrelaciones múltiples entre las diversas variables son puestas de manifiesto en el dendrograma (Fig. 6) realizado a partir de la matriz de correlaciones. En este las correlaciones negativas presentan valores absolutos menores, debido a que el método se aplica obteniendo medias aritméticas a partir de los valores positivos mayores, en orden decreciente, por lo que los valores negativos extremos al promediarse con otros valores menos negativos no alcanza nunca el valor que presenta en la matriz. El dendrograma define dos grupos de variables asociadas, con coeficientes de correlación decrecientes. El primer grupo viene definido por la asociación de las variables siguientes: CO_3-Ca-Sr-Ca/Mg-Pb y arena con buenas correlaciones en la matriz. El segundo grupo viene definido por la asociación de los elementos de transición (Mn, Co, Ni y Cu) por un lado y arcilla y Fe por otro con coeficientes de correlación relativamente bajos.

Existe una correlación inversa entre ambas asociaciones, el conjunto de las cuales está a su vez inversamente correlacionado con el contenido de limo. El dendrograma es una aproximación visual a la matriz de correlaciones. Algunos autores (El-Sayed et al., 1980) definen los factores principales a partir de los coeficientes de correlación. Si los coeficientes entre las variables son altos, estos grupos representados son coherentes, si los coeficientes son bajos, no es posible pronosticar con certeza la composición de los factores (Alonso, 1981). Siendo el coeficiente cofernético de correlación igual a 0.67 es de esperar que el dendrograma no exprese la totalidad de las correlaciones existentes en la matriz; tal es el caso por ejemplo de la correlación existente entre Pb y Co (r=0.49).

A MATRIZ DE CORRELACIONES

	CO3	Ca	RCM	Sr	Pb	ARE	Co	Ni	Mn	Cu	ARC	LIM	Fe
CO3 0	1 00												
Ca 0	0 87	1 00											
RCM 0	0. 72	0 66	1 00										
Sr 0	0 78	0 73	0. 44	1 00									
Pb 0	0 61	0 57	0. 49	0 36	1 00								
ARE 0	0 54	0 46	0 46	0 36	0 45	1 00							
Co 0	0 32	0 32	0 23	0 14	0 49	0. 17	1 00						
Ni 0	0 15	0 05	0 22	0 20	0 25	0 23	0 25	1 00					
Mn 0	0 13	0 16	0 09	0 01	0 21	-0 11	0 51	0 16	1 00				
Cu 0	-0 17	-0 13	-0 14	-0 15	0 08	-0 28	0 34	0. 14	0 42	1. 00			
ARC 0	-0 24	-0 25	-0 07	-0 24	-0 16	-0. 71	-0 01	0 10	0. 21	0 32	1. 00		
LIM 0	-0 45	-0 31	-0 58	-0 19	-0 48	-0. 40	-0 22	-0. 48	-0 15	-0. 03	-0. 25	1 00	
Fe 0	-0 57	-0 57	-0 35	-0 50	-0 27	-0. 30	-0 14	0 08	0 04	0 18	0. 25	0. 08	1. 00
	CO3	Ca	RCM	Sr	Pb	ARE	Co	Ni	Mn	Cu	ARC	LIM	Fe

B

	CO3	Ca	RCM	Sr	Pb	ARE	Co	Ni	Mn	Cu	ARC	LIM	Fe
CO3 0	1. 00												
Ca 0	0 87	1 00											
RCM 0	0 72	0 66	1 00										
Sr 0	0. 78	0 73		1 00									
Pb 0	0 61	0 57	0 49		1 00								
ARE 0	0. 54	0 46	0 46		0 45	1 00							
Co 0					0 49		1 00						
Ni 0								1 00					
Mn 0							0 51		1 00				
Cu 0										1 00			
ARC 0						-0 71					1 00		
LIM 0	-0 45		-0 58		-0 48			-0 48				1. 00	
Fe 0	-0 57	-0 57		-0 50									1 00
	CO3	Ca	RCM	Sr	Pb	ARE	Co	Ni	Mn	Cu	ARC	LIM	Fe

Tabla 3. A, Matriz de correlaciones entre variables texturales y geoquímicas; B, idem simplificada. En esta se han eliminado los valores de [r] menores de 0.45.

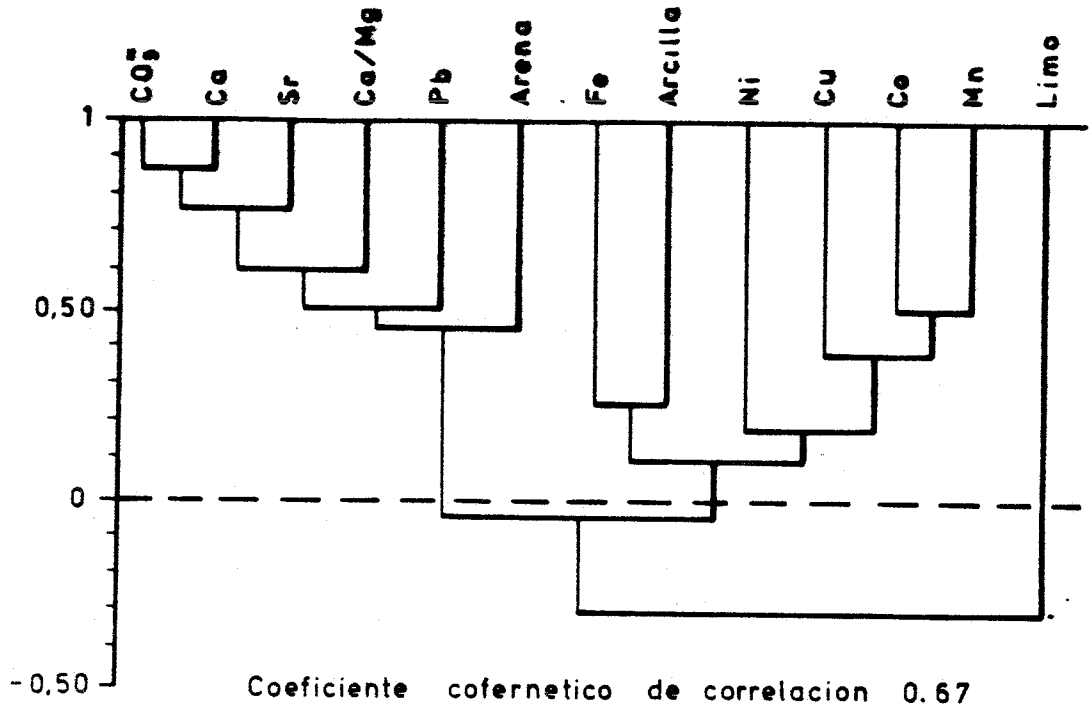


Figura 6.- Dendrograma realizado a partir de la matriz de correlaciones (Tabla III).

Componentes Principales

Esta técnica estadística, tiene una amplia variedad de aplicaciones en sedimentología, mineralogía y geoquímica (Hitchon et al., 1971; Mather, 1972; Grieve y Fletcher, 1976; Frignani et al., 1978; Stanley y Maldonado, 1979; Gloocochenko y Capobianco, 1980; Alonso, 1981), así como en otros campos. El principal objetivo del análisis de componentes o factores principales es reducir las numerosas relaciones observadas entre variables, a relaciones más simples constituidas por grupos de variables (Spencer, 1966).

Los resultados del análisis de componentes principales se exponen en la Tabla IV y en la Figura 7. Los factores 1, 2 y 3 son tomados como válidos al sumar la varianza explicada por estos el 65.87% de la varianza total (Olade et al., 1979). En el diagrama binario (Fig. 7) están represasentadas las variables estudiadas, en función de los valores pro-

pios en los dos primeros factores. Los valores propios de cada variable en cada uno de los factores dan el grado de contribución relativa, considerándose como variables significativas aquellas cuyo valor propio absoluto excede 0.500.

Así pues el primer factor viene definido en primer lugar por el carbonato cálcico y las mismas variables asociadas a él en el dendrograma (Fig. 6): CO_3, Ca, Ca/Mg, Sr, Pb y arena. Por otro lado limo y Fe contribuyen a la varianza con signo contrario al de las variables anteriores, lo que implica en este factor una bipolarización entre el carbonato, constituido por componentes planctónicos en más del 90% de los casos y el limo y Fe, parámetros identificados con los aportes terrígeno-detríticos (Carroll, 1958; Krisnnaswami y Sarin, 1976) y relacionados con procesos gravitativos, al contrario de los primeros que lo están con procesos hemipelágicos. Este factor puede denominarse genético, pues representa la influencia relativa de la sedimentación hemipelágica o terrígena y muestra distintos grados de "pelagización" de la sedimentación. Este factor explica un 37.4 % de la varianza total.

El segundo factor está definido por la asociación de los elementos de transición (Mn, Co, Ni, Cu), con excepción del Fe y la arcilla, a la vez que se apunta una cierta correlación inversa con el limo y la arena. La varianza explicada por este factor es del 18.08%. Estas interrelaciones pueden indicar que la adsorción en las arcillas es el principal mecanismo de acumulación de estos metales en el sedimento. La adsorción se realiza preferentemente en materiales finos que permanecen largo tiempo en suspensión (baja tasa de sedimentación) con bajos contenidos en arena de naturaleza biogénica y limos de origen detrítico. La correlación inversa con la arena y no con el carbonato y los elementos alcalino-térreos es debida a la contribución frecuente y en ocasiones importante de los cocolitos, cuyos tamaños oscilan entre 1 y 4 micras, al contenido total de carbonato.

Los metales que definen el factor 2 se concentran en los sedimentos en forma de óxidos. Estos en condiciones reductoras se disuelven y migran a través de la columna sedimentaria. Así pues, una contribución importante del factor 2 en una muestra implica unas condiciones oxidantes en el punto de la columna sedimentaria en el que se ha obtenido la mues-

A EDICION DE LOS VALORES PROPIOS

SUMA DE LOS VALORES PROPIOS ACTIVOS 13 00000381

HISTOGRAMA DE LOS PRIMEROS VALORES PROPIOS

	VALOR-PROPIO	PORCENTAGE	PORCENTAGE ACUMULADO
1	4 86215830	37 40	37 40
2	2 35019755	18 08	55 48
3	1 35015237	10 39	65 87
4	1 19262671	9 17	75 04
5	0 74219364	5 71	80 75
6	0 56962347	4 38	85 13
7	0 51449019	3 96	89 09
8	0 48094878	3 70	92 79
9	0 36449724	2 80	95 59
10	0 28193483	2 17	97 76

EDICION SOMERA DE LOS VALORES-PROPIOS DE 11 A 13

0 14459597 0 08272607 0 06385829

B COORDENADAS DE LOS PRIMEROS FACTORES

VARIABLES ACTIVAS

	FACTOR 1	FACTOR 2	FACTOR 3
CO3	-0 935	-0 062	-0 109
Fe	0 585	0 297	0 371
Mn	-0 158	0 693	-0 374
Co	-0 430	0 569	-0 310
Pb	-0 725	0 265	0 018
Ni	-0 296	0 439	0 550
Cu	0 143	0 710	-0 278
Sr	-0 737	-0 179	-0 179
Ca	-0 877	-0 076	-0 260
RCM	-0 778	0 069	0 206
ARE	-0 686	-0 315	0 296
LIM	0 553	-0 401	-0 587
ARC	0 327	0 620	0 100

Tabla 4.- A, Valores propios de varianza de los primeros factores. B, composición de los tres primeros factores.

tra. La importancia de los procesos diagenéticos y de las condiciones oceanográficas en relación a estas acumulaciones se discute posteriormente.

El tercer factor, viene definido por una correlación inversa entre el niquel y el limo, y contribuye a un 10.39% de la varianza total. Este factor tiene su origen en la anomalía geoquímica que se observa en el testigo K-15 del mar de Alborán, en el cual existe una alta correlación de Fe y el Ni con el contenido en limo.

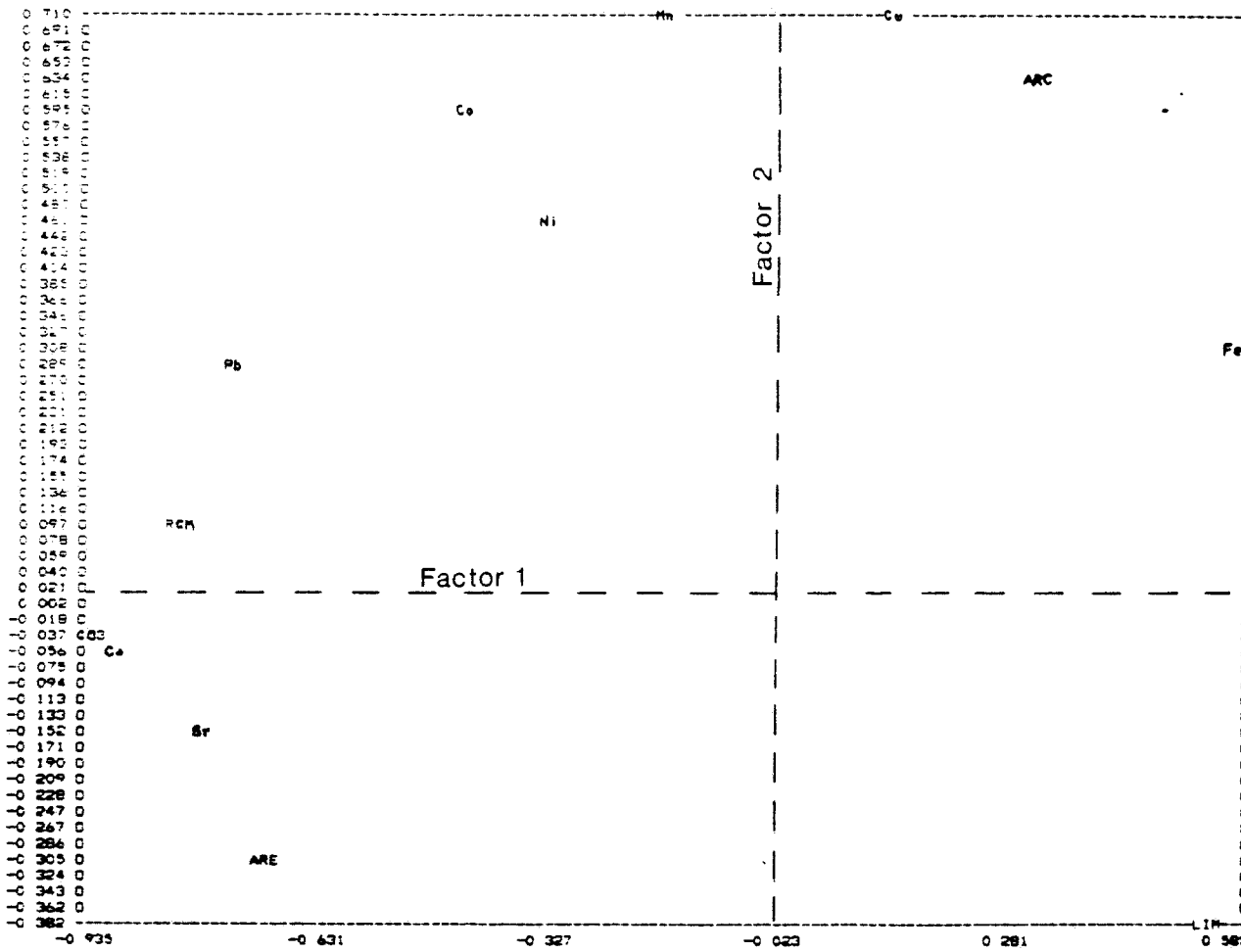


Figura 7.- Proyección de las variables en el plano definido por los valores propios de los dos primeros factores

TRATAMIENTO ESTADISTICO DE LAS VARIABLES GEOQUIMICAS

La eliminación de las variables granulométricas y la adición de 43 muestras, de las que solo se poseen datos de las variables geoquímicas (Tabla 5 A), a las 191 anteriores, mejora sensiblemente la definición de los factores. La varianza explicada por el primer factor permanece prácticamente igual, mientras que el fator II aumenta en un 13% su varianza (Tabla 5B).

La composición de los tres primeros fatores (Tabla 5C) en conjunto presenta valores propios más contrastados. Esta permite definir con mayor claridad las interrelaciones entre las variables. El factor 1 agrupa, como en el tratamiento conjunto de las variables granulométricas, las variables ligadas al contenido en carbonato, disminuyendo respecto al tratamiento anterior el peso de la variable Pb. Por otra parte, el factor 2 está constituido por el conjunto de metales pesados, entre los cuales el plomo y el hierro han incrementado notablemente su influencia, aunque el hierro manifiesta asimismo una cierta independencia del conjunto de meta-

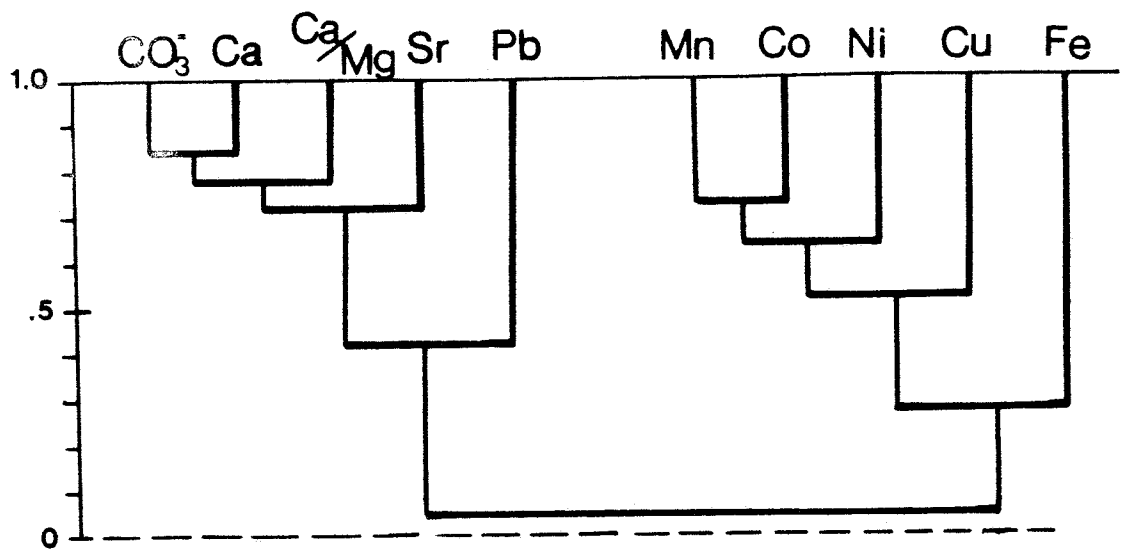


Figura 8.- Dendograma realizado a partir del tratamiento estadístico de los paramétros geoquímicos de 234 muestras.

A

PARAMETROS ESTADISTICOS FUNDAMENTALES

VARIABLE	MEDIA	DESVIACION	MINIMO	MAXIMO
CO3	46.7885	10.4001	16.4000	76.2000
Fe	9.2928	6.0211	2.9000	75.0000
Mn	719.0041	822.0527	150.0000	6800.0000
Co	15.0641	7.8941	7.0000	70.0000
Pb	22.9573	6.4978	8.0000	61.0000
Ni	24.5299	11.2281	4.0000	94.0000
Cu	21.1581	9.5700	7.0000	76.0000
Sr	518.7396	157.6652	196.0000	1126.0000
Ca	20.6983	2.9364	6.9000	27.2000
RCM	14.2099	3.9364	4.8400	29.0900

B

	VALEUR-PROPRE	POURCENTAGE	POURCENTAGE CUMULE
1	3.64491677	36.45	36.45
2	3.17084432	31.71	68.16
3	0.82060117	8.21	76.36
4	0.59104562	5.91	82.27
5	0.46758482	4.68	86.95
6	0.43461856	4.35	91.30
7	0.39101323	3.91	95.21
8	0.23759267	2.38	97.58
9	0.14349587	1.43	99.02
10	0.09828679	0.98	100.00

C VARIABLES ACTIVAS

	FACTOR 1	FACTOR 2	FACTOR 3
CO3	-0.957	-0.063	-0.040
Fe	0.388	0.461	-0.732
Mn	-0.031	0.869	-0.087
Co	-0.216	0.866	0.075
Pb	-0.587	0.514	0.101
Ni	-0.134	0.792	-0.066
Cu	0.194	0.722	0.451
Sr	-0.810	-0.174	-0.018
Ca	-0.924	-0.053	-0.033
RCM	-0.788	-0.068	-0.225

Tabla 5.- Parámetros estadisticos fundamentales.

les asociados al manganeso. Al definir el factor 3, la escasa varianza explicada por este factor pone sin embargo de manifiesto que la citada independencia del hierro es muy ocasional, como puede observarse en el dendrograma (Fig. 8) realizado a partir de la matriz de correlación obtenida con las 234 muestras.

ENSAYO DE CLASIFICACION DE LOS SEDIMENTOS MEDIANTE EL ANALISIS DE ASOCIACIONES

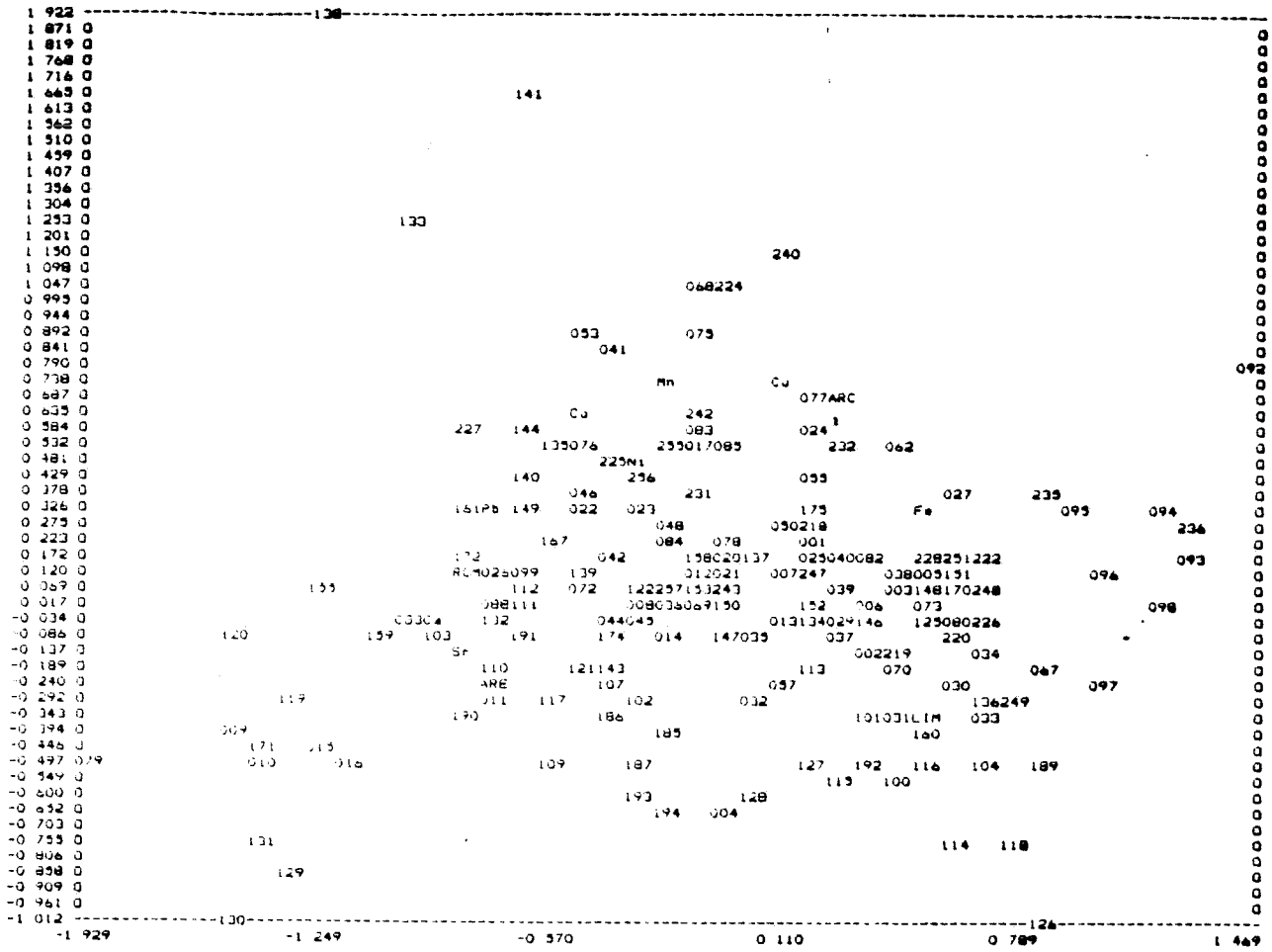
Las muestras sometidas al tratamiento estadístico con la totalidad de las variables, se han representado en función del valor de los factores 1 y 2 de cada una de ellas en el diagrama binario (Figs. 9 y 10). Los lodos hemipelágicos y de talud se distribuyen en una amplia franja alineada paralelamente al eje del factor 1, dependiendo su localización del contenido en carbonato. Su posición respecto al eje del factor 2 depende del contenido en metales de transición. Por el contrario los sedimentos turbíditicos y gravitativos sufren una mayor dispersión debido a que presentan mayores variaciones en las características texturales y de composición de la fracción arena.

Los lodos hemipelágicos con óxidos metálicos se distribuyen preferentemente en una franja en diagonal poniendo en evidencia una relación directa entre el contenido en metales y el carbonato. Los contenidos en metales son muy variables en este tipo de sedimentos debido a que estas acumulaciones pueden producirse por varios procesos: 1) procesos relacionados con las condiciones oceanográficas (Hirst, 1974; Degens y Stoffers, 1976; Maldonado, 1978, Farrán y Maldonado, 1983); 2) procesos relacionados con vulcanismo submarino (Price y Calvert, 1969), y 3) procesos diagenéticos que actúan ya acumulando determinados metales en zonas de la columna sedimentaria, ya modificando la composición de acumulaciones producidas por alguno de los procesos anteriores (Lynn y Bonatti, 1965; Froelich et al., 1979; Boström et al., 1981; Sawlan y Murray, 1982; Klinkhammer et al., 1982).

En el diagrama de la Figura 11 se presenta la distribución de muestras, realizado por el programa en función de las afinidades de composición respecto a las variables estudiadas. Este análisis agrupa las mues-

tras en 10 clases (numeradas de 1 a 9, más una décima representada con la letra A) alineadas preferentemente en distintos sectores del eje del factor 1.

A partir de la comparación entre las figuras 10 y 11 se observa que el análisis de asociaciones en este caso en que el porcentaje de la varianza total explicada por los dos primeros factores sólo es del 55.48% y que una serie de variables importantes para definir los sedimentos no han sido incluidas, da sólo una ligera aproximación a los tipos de sedimentos. La clasificación precisa de las muestras solo puede conseguirse si se cuantifican todas las propiedades utilizadas para la definición de un tipo de sedimento. La dificultad en cuantificar algunos de estas propiedades, tales como estructuras sedimentarias o color entre otras, ya ha sido puesta de manifiesto por Palanques (1984).



POINTS MULTIPLES PAR COUPLE

POINT VU	ABSCISSE APPROCHEE	ORDONNEE APPROCHEE
017	-0 10551	0 48066
055	0 22597	0 37770
175	0 22597	0 27474
090	0 14310	0 22326
218	0 22597	0 22326
050	0 14310	0 22326
020	-0 02264	0 12031
228	0 55744	0 12031
137	0 06023	0 12031
020	-0 02264	0 12031
007	0 14310	0 06883
038	0 47457	0 06883
003	0 47457	0 01735
008	-0 27125	-0 03413
001	0 39171	-0 03413
006	0 39171	-0 03413
152	0 22597	-0 03413
044	-0 35412	-0 08561
045	-0 27125	-0 08561
045	-0 27125	-0 08561
132	-0 68560	-0 08561
146	0 39171	-0 08561
029	0 30884	-0 08561
037	0 30884	-0 13709
035	0 06023	-0 13709
002	0 39171	-0 18856
034	0 72318	-0 18856
LIM	0 55744	-0 39448

POINT CACHE	ABSCISSE APPROCHEE	ORDONNEE APPROCHEE
124	-0 10551	0 48066
241	0 22597	0 37770
217	0 22597	0 27474
173	0 14310	0 22326
257	0 22597	0 22326
254	0 14310	0 22326
081	-0 02264	0 12031
229	0 55744	0 12031
245	0 06023	0 12031
246	-0 02264	0 12031
028	0 14310	0 06883
221	0 47457	0 06883
252	0 47457	0 01735
043	-0 27125	-0 03413
074	0 39171	-0 03413
142	0 39171	-0 03413
223	0 22597	-0 03413
071	-0 35412	-0 08561
123	-0 27125	-0 08561
154	-0 27125	-0 08561
157	-0 68560	-0 08561
250	0 39171	-0 08561
253	0 30884	-0 08561
105	0 30884	-0 13709
233	0 06023	-0 13709
145	0 39171	-0 18856
156	0 72318	-0 18856
188	0 55744	-0 39448

Figura 9.- Proyección en el plano definido por los dos primeros factores de las 191 muestras y las variables utilizadas (los números de las muestras corresponden a los dados en el apendice 3).

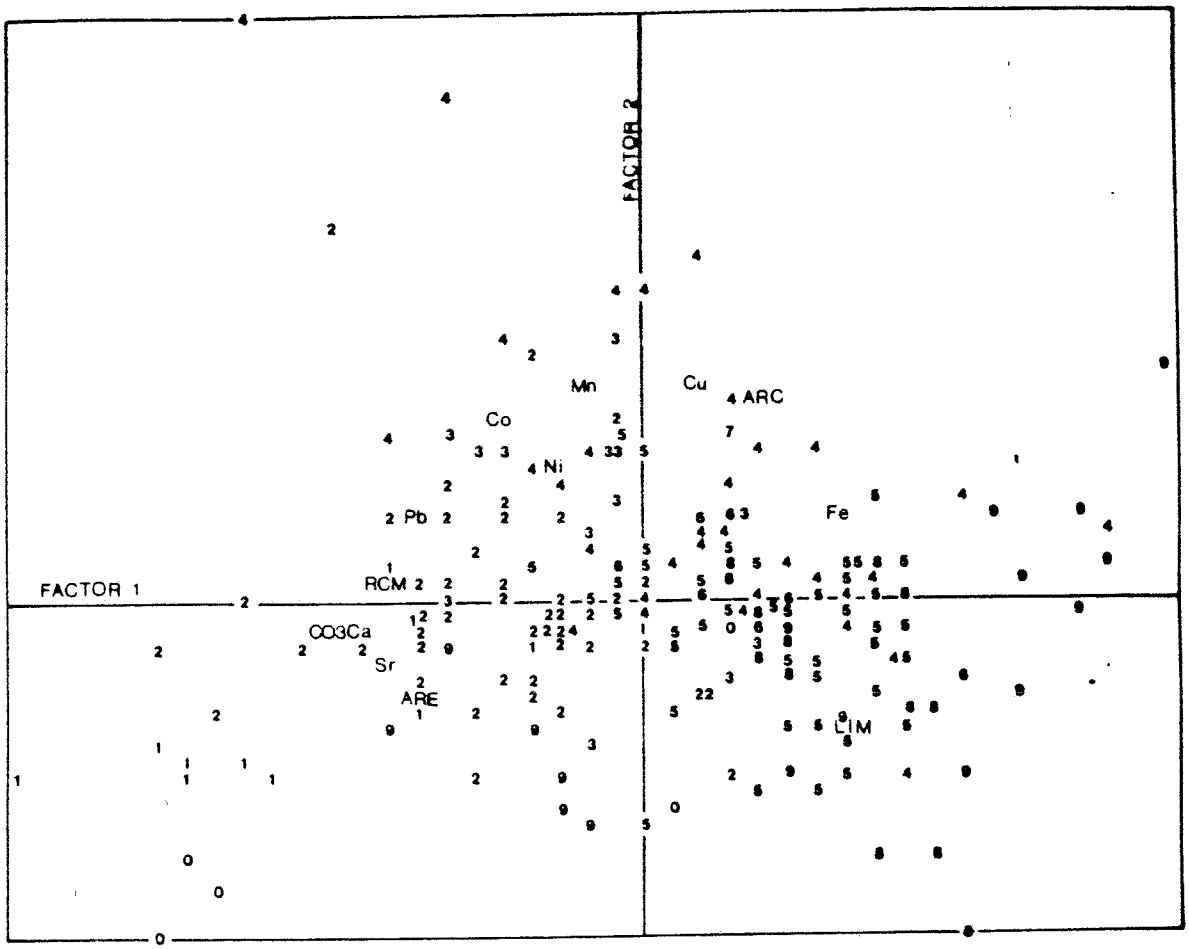
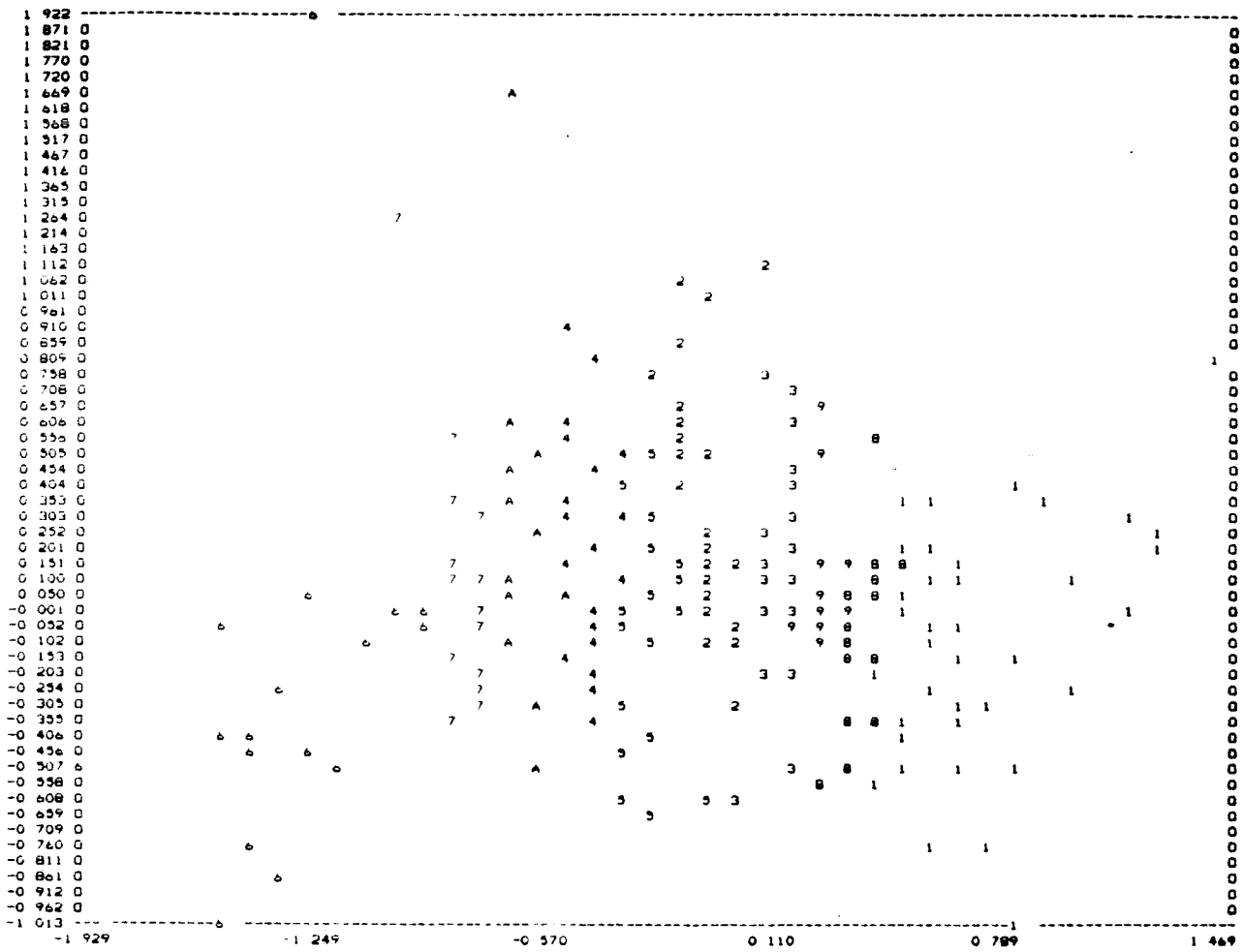


Figura 10.- Tipos de sedimentos correspondientes a las muestras de la figura 9. (1: Arenas de foraminíferos; 2: lodos hemipelágicos calcáreos, 3: idem oxidados; 4: lodos con óxidos; 5: lodos hemipelágicos; 6: lodos marrones; 7: protosapropel; 8: lodos de talud; 9: lodos gravitativos; 0: sedimentos turbidíticos).



POINTS MULTIPLES PAR COUPLE

POINT VU	ABSCISSE APPROCHEE	ORDONNEE APPROCHEE	POINT CACHE	ABSCISSE APPROCHEE	ORDONNEE APPROCHEE
3	0 22597	0 25206	3	0 22597	0 25206
3	0 22597	0 25206	3	0 22597	0 25206
3	0 22597	0 25206	3	0 22597	0 25206
3	0 14310	0 20145	3	0 14310	0 20145
3	0 14310	0 20145	3	0 14310	0 20145
3	0 22597	0 15084	3	0 22597	0 15084
2	-0 02264	0 15084	2	-0 02264	0 15084
1	0 55744	0 15084	1	0 55744	0 15084
5	-0 10551	0 10024	2	-0 10551	0 10024
8	0 47457	0 10024	8	0 47457	0 10024
2	0 06023	0 10024	2	0 06023	0 10024
1	0 64031	0 04963	1	0 64031	0 04963
4	-0 60273	-0 00097	7	-0 60273	-0 00097
8	0 39171	-0 00097	9	0 39171	-0 00097
5	-0 18838	-0 00097	5	-0 18838	-0 00097
5	-0 27125	-0 05158	5	-0 27125	-0 05158
1	0 55744	-0 05158	1	0 55744	-0 05158
9	0 39171	-0 05158	9	0 39171	-0 05158
7	-0 68560	-0 05158	7	-0 68560	-0 05158
3	0 22597	-0 05158	3	0 22597	-0 05158
5	-0 27125	-0 10219	5	-0 27125	-0 10219
5	-0 27125	-0 10219	4	-0 27125	-0 10219
9	0 30884	-0 10219	9	0 30884	-0 10219
1	0 72318	-0 20340	1	0 72318	-0 20340
1	0 55744	-0 40582	1	0 55744	-0 40582

Figura 11.- Clases de sedimentos definidos por el análisis de asociaciones. Cada número representa una clase, definida por una similaridad en las relaciones entre las variables utilizadas para el análisis. Comparar con la figura 10 para observar la escasa similaridad entre ambas.

CARACTERISTICAS TEXTURALES

CARACTERISTICAS TEXTURALES

INTRODUCCION

La composición textural media de los distintos tipos de sedimentos se sintetiza en el diagrama ternario Arena-Limo-Arcilla de Shepard (1954) de las Figura 12 y en la Tabla 6. Los sedimentos hemipelágicos o hemipelagitas se situan en la parte superior del diagrama, a excepción de las arenas de foraminíferos. Los lodos de talud y gravitativos (8 y 9) presentan contenidos medios superiores en limo los primeros y arena y limo los segundos. Los sedimentos turbidíticos están agrupados a pesar de su heterogeneidad, en la clase 10 cuyos valores medios la sitúan en el centro del triángulo. Este punto es poco representativo no obstante dado el valor de las desviaciones típicas y el reducido número de muestras. Las arenas de foraminíferos, con un valor medio del porcentaje de arena próximo al 52% (dt:10.15) se aparta totalmente del área donde se situan otros sedimentos no gravitativos.

En la Tabla 6 se presentan, además de los porcentajes medios de las tres fracciones que componen el sedimento, los parámetros texturales siguientes: media en phi, desviación en phi, asimetría (Sk) y angulosidad (Ku). Todos los parámetros han sido calculados por el método de los momentos (Folk, 1965; Friedman y Sanders, 1978; Leeder, 1982) en el cual se tiene en cuenta la totalidad de la curva de distribución de tamaños de grano.

Se discute a continuación el significado de estos parámetros texturales para los diversos tipos de sedimentos analizados.

FRACCIONES GRANULOMETRICAS

Porcentaje de Arena

En las hemipelagitas se constata un decrecimiento del contenido medio en arena desde los lodos hemipelágicos calcáreos (x=15.85%) hasta

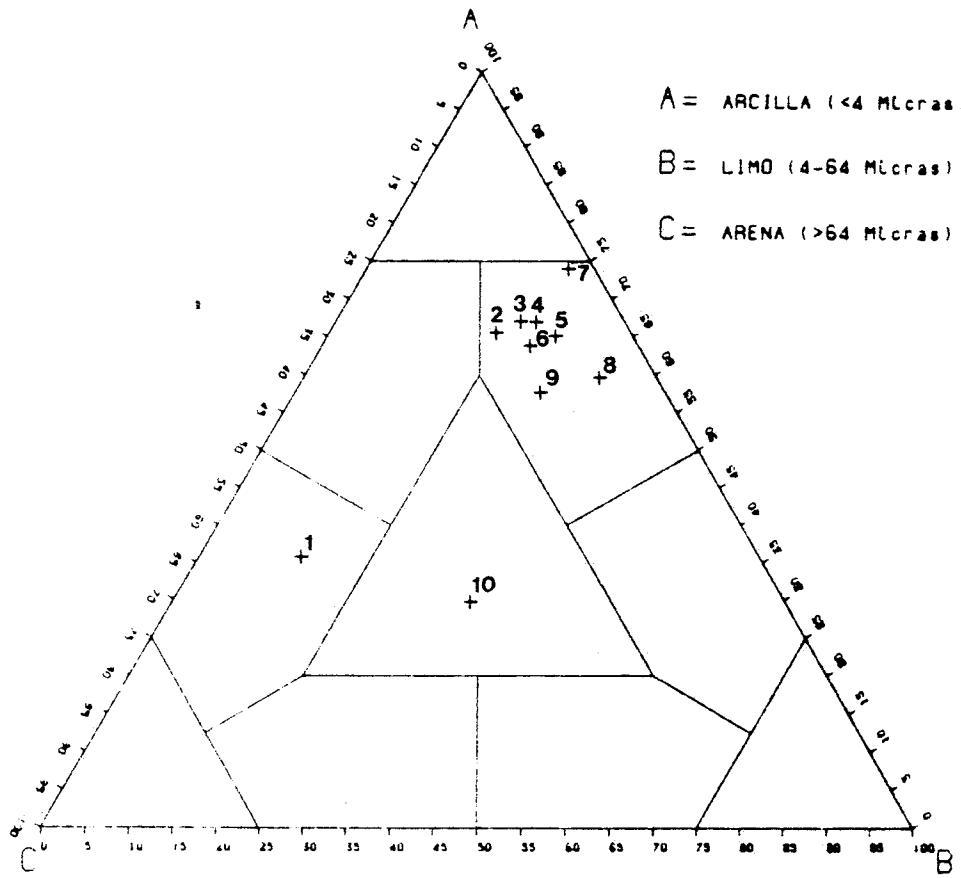


Figura 12.- Diagrama ternario de Shepard (1954) en el que se representan los valores medios de arena, limo y arcilla de los 10 tipos de sedimentos diferenciados. (1: Arenas de foraminíferos; 2: Lodos calcáreos; 3: Lodos calcáreos oxidados; 4: Lodos con óxidos; 5: Lodos grises; 6: Lodos marrones; 7: Protosapropel; 8: Lodos de talud; 9: Lodos gravitativos; 10: Turbiditas).

el protosapropel (x=3 90%) aunque estadísticamente sólo son significativos los valores calculados sobre un mayor número de muestras y cuya desviación típica es menor. En los sedimentos gravitativos, el contenido medio en arena decrece desde las arenas turbíditicas a los lodos de talud y turbidíticos con un valor medio intermedio para los lodos gravitativos.

La disminución progresiva del contenido medio en arena desde las hemipelagitas a los lodos de talud es paralela a una disminución de

	Arena %	Limo %	Arc. %	Media Phi	Desv Phi	Sk s d	Ku s d
ARENAS DE FORAMINIFEROS							
$\bar{x}$	52 79	12 99	34.14	6.45	3 17	-0 42	1 81
Dt	10 15	4 41	6 40	0 50	0 28	0 26	0 39
n	9 00	9 00	9 00	9 00	9 00	9 00	9 00
LODOS HEMIPELAGICOS CALCAREOS							
$\bar{x}$	16 07	19 00	64 16	8 15	2 23	-1 13	4 07
Dt	8 25	4 96	8 26	0 37	0 38	0.35	1 28
n	47 00	47 00	47 00	47 00	47.00	47 00	47 00
LODOS CALCAREOS OXIDADOS							
$\bar{x}$	12 45	21 25	66 50	8 34	2 19	-0 93	3.71
Dt	3 51	5 54	5 40	0 37	0 19	0.31	0 83
n	13 00	13 00	13 00	13 00	13 00	13 00	13.00
LODOS CON OXIDOS DE Fe Y Mn							
$\bar{x}$	9 55	22 52	67 54	8 33	2 02	-0 93	3 86
Dt	5 07	6 26	6 55	0 30	0 22	0 37	0.95
n	35 00	35 00	35 00	35 00	35 00	35 00	35 00
SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS GRISES							
$\bar{x}$	8 35	25 52	66 11	8 18	1 99	-0 80	3 72
Dt	4 24	5 97	6 90	0 38	0 20	0 33	0 83
n	45 00	45 00	45 00	45 00	45 00	44.00	45 00
LODOS MARRONES							
$\bar{x}$	11 55	24 40	64 04	8 08	2 05	-0 85	3 85
Dt	6 12	4 87	8 00	0 51	0 28	0 26	0 89
n	7 00	7 00	7 00	7 00	7 00	7 00	7 00
PROTOSAPROPEL							
$\bar{x}$	3 90	22 20	73 90	8 46	1 50	-1 01	5 19
Dt	0 00	0 00	0 00	0 00	0 00	0 00	0 00
n	1 00	1 00	1 00	1 00	1 00	1 00	1 00
LODOS DE TALUD							
$\bar{x}$	6.79	33 77	59 49	7 81	1 97	-0 41	2.90
Dt	2.69	9 46	8 45	0 52	0 11	0.44	0 56
n	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00
LODOS GRAVITATIVOS							
$\bar{x}$	14 73	27.44	57 81	7.67	2 26	-0 51	2 73
Dt	9.55	5 97	11.31	0 64	0 30	0 26	0 56
n	16.00	16 00	16 00	16 00	16 00	16 00	16.00
SEDIMENTOS TURBIDITICOS							
$\bar{x}$	30.44	35.79	31.27	6.10	2 32	0.60	2.85
Dt	24.49	18.34	18.30	1.09	0 34	0 58	0.53
n	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00

Tabla 6 - Valores medios de los parámetros texturales en los 10 tipos de sedimentos diferenciados (x: media aritmética; Dt: desviación típica; n: número de muestras)

la relación biógenos planctónicos/terrígenos en esta fracción (Canals, 1980; Maldonado y Canals, 1982; Díaz y Maldonado, 1983; Díaz, 1984). En los sedimentos gravitativos la selección de los materiales detríticos durante el transporte por flujos de densidad actúa diversificando la composición y la textura de la fracción arena a lo largo del flujo (Maldonado y Canals, 1982).

Porcentaje de limo

El contenido en limo es netamente superior en los sedimentos gravitativos, que presentan valores medios superiores al 27.44%. Las hemipelagitas tienen valores medios del porcentaje de limo inferiores al 26%, con un valor medio mínimo en los lodos hemipelágicos calcáreos (x=19.69%) y máximo en los lodos hemipelágicos grises (x=25.55%).

La relación del limo con los aportes detrítico-terrígenos ya ha sido puesta de manifiesto a partir del análisis factorial, por su correlación negativa con los aportes de origen pelágico: tales como el carbonato de los componentes planctónicos y la arcilla. A partir de estos resultados puede considerarse una mayor influencia terrígena (relativa, puesto que debe de existir un cierto efecto de dilución por los componentes plactónicos) en los sedimentos hemipelágicos en la secuencia siguiente:

	-
	Lodos calcáreos
	Lodos calcáreos oxidados
	Protosapropel (?)
△ Aportes detrítico-terrígenos	Lodos con óxidos metálicos
	Lodos marrones
	↓ Lodos grises
	+

En los sedimentos gravitativos la influencia relativa de los flujos de densidad se refleja en el contenido de limo y arena, dado que la última es de origen nerítico, al contrario que en las hemipelagitas que es de origen epipelágico. La influencia de estos flujos aumenta en el orden siguiente:

	-
	Lodos de Talud
△ Densidad del Flujo	Lodos gravitaivos
	↓ Turbiditas
	+

En el caso de los flujos de baja densidad y velocidad, así como los términos más distales de las turbiditas clásicas, estas contribuyen al desarrollo de las hemipelagitas por aporte de material terrígeno muy fino (Maldonado y Canals, 1982).

Porcentaje de Arcilla

El porcentaje de la fracción inferior a 4 micras tiene distinto significado en función del tipo de sedimento que se trate. En los sedimentos gravitativos el contenido en arcilla representa la contribución directa de los materiales detríticos finos aportados por suspensiones de diversa densidad, por debajo de la "linea de lodo" (Pierce, 1976; Stanley y Wear, 1978; Maldonado y Canals, 1982) así como por partículas en suspensión procedentes de la plataforma continental, transportadas por fenómenos de convección y advección (McCave, 1972).

En los sedimentos hemipelágicos los materiales detríticos finos (4 micras) son aportados por suspensiones de densidad mucho menor que en los gravitativos formando una "lluvia hemipelágica". Esto en principio implica que el porcentaje de la fracción más fina debe ser mayor que en los sedimentos gravitativos, cumpliendose sólo si no interaccionan otros factores como corrientes de fondo, que actúan cerniendo el sedimento transformando un sedimento hemipelágico en un depósito residual (Maldonado y Canals, 1982) y no hay aportes epipelágicos importantes de origen eólico.

Los diferentes tipos de hemipelagitas tienen porcentajes medios de arcilla superiores al 63%. Este porcentaje varía en función de 3 factores: (1) los aportes detríticos de tamaños superiores que reducen el contenido relativo de la fracción más fina, estos componentes detrítico-terrígenos, son más abundantes en los lodos grises y marrones (Canals, 1980; Díaz, 1984) que en los lodos calcáreos afectando pues en mayor grado el contenido en arcilla de los primeros; (2) los aportes biógenos epipelágicos de la fracción arena ejercen un efecto similar a los componentes detrítico-terrígenos afectando a los lodos calcáreos y (3) un tercer factor que actua sobre los lodos calcáreos, aumentando el contenido absoluto de la fracción más fina debido a la presencia de nannoplancton calcareo (cocolitos).

En la Figura 13 se representan dos series representativas de curvas granulométricas de la fracción inferior a 50 micras de los lodos hemipelágicos grises y calcáreos respectivamente. En los segundos se observan dos inflexiones a 2 y 1 micras que según la Dra. G. Bleschmicht (com. personal) es debida a fuertes acumulciones de cocolitos, de tamaños comprendidos entre 3 y 1 micras. Estos cocolitos pueden llegar a formar la totalidad del sedimento como en los lodos orgánicos "organic oozes" citados por Maldonado y Stanley (1976) en el estrecho de Sicilia. Tambien han sido encontrados sedimentos cementados de tipo micritico en el escarpe de Emile-Boudot y la Dorsal de Menorca, constituidos en la práctica totalidad por estos nannofósiles (Zamarreño y Vázquez, 1983). Los cocolitos producen un enriquecimiento en carbonato, independientemente del contenido en arena que corrobora su naturaleza, manifestándose además una ausencia de correlación negativa entre el porcentaje de arcilla y el de carbonato en los lodos calcáreos.

Los lodos calcáreos oxidados de los techos de los testigos no presentan en ningún caso esta inflexión, habiéndose confirmado esta característica en sedimentos equivalentes en el canal de Valencia (Palanques, 1984) y en el abanico profundo del Ebro (B. Alonso, com. pers.). La ausencia de cocolitos se da en todos los lodos oxidados holocenos de los testigos, los cuales pueden tener contenidos considerables en otros componentes planctónicos. Esta reducción en la proporción de cocolitos a la fracción biógena es un fenómeno generalizado asimismo en el Atlántico, donde los sedimentos holocenos contienen entre un 10 y un 30% de cocolitos, mientras que los del Pleistoceno varian entre el 40 y el 90% (Berger, 1976).

PARAMETROS TEXTURALES

Media en phi

El tamaño de grano medio (o media) es un indicador, de valor puramente comparativo, de la fuerza que debe ser aplicada mediante un fluido, agua o viento, sobre un sedimento no consolidado para que este sea transportada por dicho fluido. La media es un indicador, mucho mejor que la moda o la mediana (p = 50%) de la distribución total (Leeder, 1982).

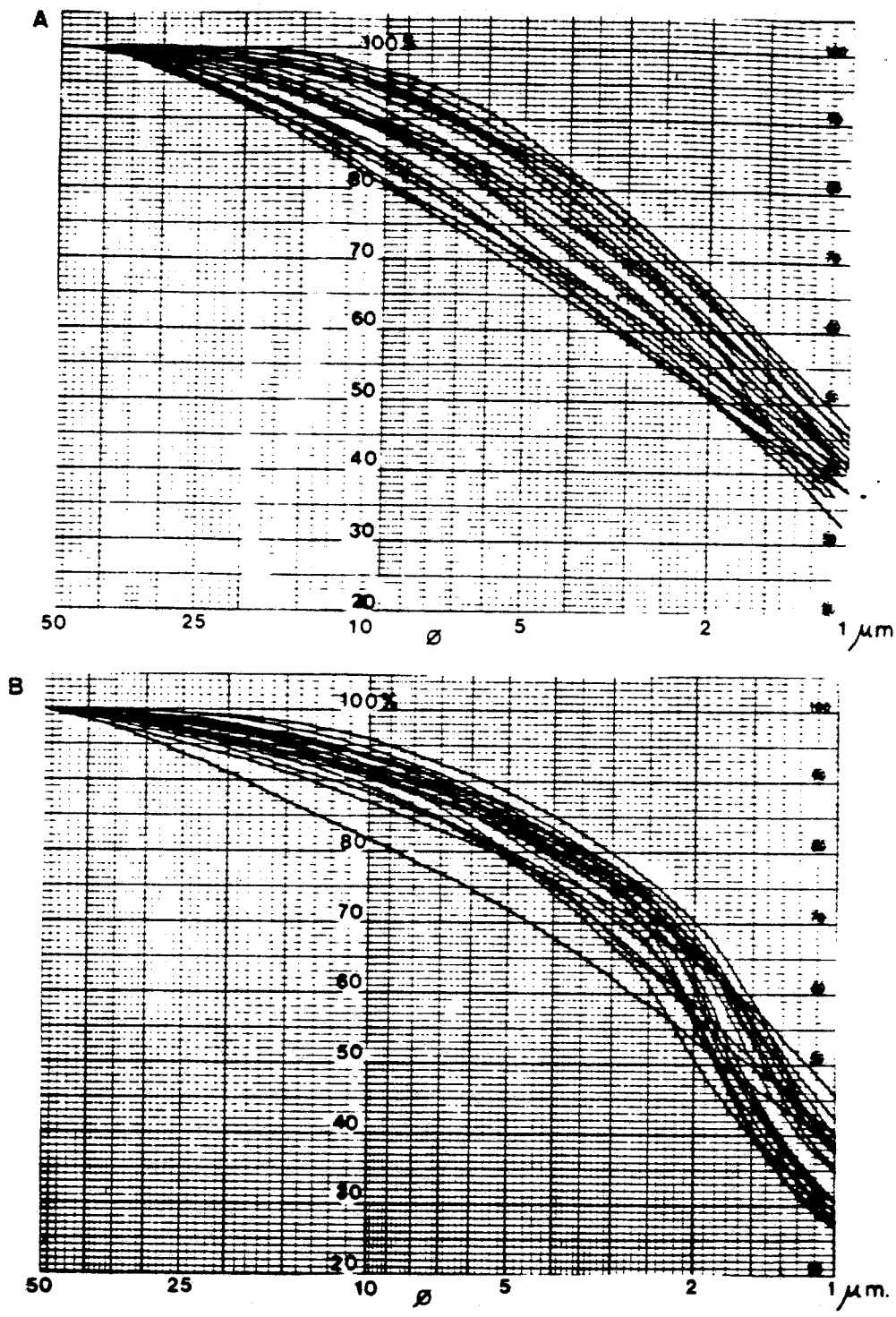


Figura 13.- Curvas acumulativas de la fracción menor de 50 micras de (A) lodos hemipelágicos grises y (B) lodos hemipelágicos calcáreos obtenidos directamente con el analizador de partículas SEDIGRAPH 5000D.

En las hemipelagitas estudiadas el valor de la media en phi oscila entre 7.5 y 9 phi, sin apreciarse diferencias importantes en el rango de los diferentes tipos, (Apendice 3), aunque se observan ciertas diferencias. Los sedimentos de grano más fino son los lodos calcáreos oxidados ($\bar{x}$ = 8.34) y los lodos con óxidos metálicos ($\bar{x}$:8.33). Los lodos grises, marrones y calcáreos tienen un valor medio ligeramente inferior (Tabla 6). Los valores de la media en phi están en correlación inversa (Tabla 7) con el contenido en limo en los lodos grises y marrones mientras que la disminución de la media en phi en los lodos calcáreos es explicable por un mayor porcentaje de limo y arena, que por otra parte está constituída en más del 90% por componentes planctónicos (Díaz, 1984).

En todos los tipos de sedimentos existe una estrecha relación directa entre la media en phi y el porcentaje de arcilla (Tabla 7).

Desviación en phi

La desviación en phi es equivalente a la clasificación (sorting), de modo que los sedimentos mejor clasificados son aquellos cuyos valores de la desviación son más pequeños. La desviación en phi es mayor en los sedimentos con mayor contenido medio en arena, existiendo además una correlación directa entre el porcentaje de arena y la desviación, lo cual refleja el predominio de los sedimentos hemipelágicos en el conjunto.

Los aportes de tamaños mayores que alcanzan el fondo a partir de flujos de densidad, o por "lluvia hemipelágica"(componentes planctónicos fundamentalmente) provocan una deformación de la curva de distribución de tamaños de grano en el sentido de empobrecer la clasificación, por otra parte ya muy pobre. Todos los sedimentos estudiados tienen valores medios de la desviación superiores a 1 phi e inferiores a 4 phi por lo que según la clasificación de Folk (1974) son sedimentos pobremente clasificados (1 00-2.00 phi) y muy pobremente clasificados (2.00-4.00 phi).

La pobre clasificación de las turbiditas evidencia la mala calidad del muestreo aplicado a este tipo de sedimentos constituídos por microláminas de litología granodecreciente y por tanto el escaso valor de

A

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	-0 89	1 00					
ARC	-0 95	0.71	1 00				
MPH	-0 88	0 68	0 92	1 00			
DS	0 88	-0 79	-0 84	-0 64	1 00		
SK	0 87	-0 71	-0 88	-0 98	0 58	1 00	
KU	-0 90	0 90	0 79	0 88	-0 65	-0 92	1 00

B

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	-0 39	1 00					
ARC	-0 55	-0 46	1 00				
MPH	-0 50	-0 55	0 86	1 00			
DS	0.93	-0 17	-0.62	-0 60	1.00		
SK	0.11	0.77	-0 67	-0 73	0 37	1.00	
KU	-0 48	-0 42	0 70	0 75	-0 70	-0 84	1 00

C

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	-0 28	1 00					
ARC	-0 36	-0 79	1 00				
MPH	-0 32	-0 70	0 90	1 00			
DS	0 75	0 12	-0 63	-0 55	1 00		
SK	-0 52	0 91	-0 56	-0 46	-0 03	1 00	
KU	0 22	-0 92	0 75	0 70	-0 26	-0 91	1 00

D

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	-0 26	1.00					
ARC	-0.27	-0 83	1 00				
MPH	-0.12	-0 84	0 89	1 00			
DS	0.85	-0 03	-0.40	-0 19	1 00		
SK	-0 29	0 94	-0.75	-0 69	0 05	1 00	
KU	0 15	-0.59	0 48	0 40	-0 28	-0 74	1.00

E

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	-0 17	1 00					
ARC	-0 31	-0 43	1 00				
MPH	-0 53	-0 64	0 57	1 00			
DS	0 81	0 17	-0 39	-0 56	1 00		
SK	-0 34	0 87	-0 23	-0 38	0 08	1 00	
KU	-0 07	-0 81	0 37	0 63	-0 42	-0 85	1 00

F

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	0 07	1 00					
ARC	-0 80	-0 66	1 00				
MPH	-0 28	-0 73	0 65	1 00			
DS	0 87	0 30	-0 84	-0 33	1 00		
SK	-0 05	0 85	-0 47	-0 71	0 19	1 00	
KU	-0 19	-0 90	0 69	0 71	-0 36	-0 94	1 00

G

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	-0 51	1 00					
ARC	0 29	-0 97	1 00				
MPH	0 25	-0 92	0 96	1 00			
DS	0 34	0 02	-0 11	0 03	1 00		
SK	-0 55	0 95	-0 91	-0.87	0 11	1 00	
KU	0 69	-0 87	0 78	0.77	0 15	-0 86	1 00

H

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	0.01	1 00					
ARC	-0 85	-0.53	1 00				
MPH	-0 82	-0 36	0 88	1 00			
DS	0.95	-0 01	-0.79	-0 68	1 00		
SK	0 46	0 54	-0 67	-0 75	0.34	1 00	
KU	-0 63	-0 38	0 73	0 88	-0 52	-0 86	1 00

I

	ARE	LIM	ARC	MPH	DS	SK	KU
ARE	1 00						
LIM	-0 58	1 00					
ARC	-0 87	0 19	1 00				
MPH	-0 86	0 13	1 00	1 00			
DS	0 87	-0 53	-0 64	-0 65	1 00		
SK	0 58	0 20	-0 89	-0 90	0 25	1 00	
KU	-0 22	0 02	0 12	0 16	-0 64	0 14	1 00

Tabla 7.- Coeficientes de correlación entre los parámetros texturales de los tipos de sedimentos diferenciados (A. Arenas de foraminíferos; B, Lodos cálcareos; C, Lodos cálcareos oxidados; D, Lodos con óxidos metálicos; E, Lodos grises; F, Lodos marrones; G, Lodos de talud; H, Lodos gravitativos; I, Turbiditas; ARE: % arena; Lim: % Limo; ARC: % Arcilla; MPh: media en phi; DS: Desviación en phi; SK; Asimetría; Ku: Angulosidad).

los parámetros texturales de estos sedimentos. En el diagrama binario Mphi/Dphi (Fig. 14 A) se manifiesta a la vez que una gran similaridad y escasa dispersión entre las diferentes hemipelagitas en relación a estos parámetros, una tendencia al aumento de la desviación con la disminución del valor de la media en phi, particularmente en las arenas de foraminíferos y las turbiditas.

Asimetría

La asimetría de la curva de distribución, calculada por el método de los momentos difiere sustancialmente de la que pueda obtenerse por cualquiera de los métodos gráficos, los cuales subestiman considerablemente este parámetro (Leeder, 1982). La asimetría de las muestras estudiadas oscila entre -1.80 y +1.07 correspondiendo la práctica totalidad de los valores positivos a limos y arenas turbidíticas. Una muestra de lodos turbidíticos tiene una asimetría de 0.67 semejante a la de las hemipelagitas.

Las asimetrías medias de los distintos tipos de sedimentos tienen valores mayores de 0.51 en los sedimentos gravitativos y menores de -0.85 en las hemipelagitas. Las arenas de foraminíferos tienen una asimetría media de 0.42 diferenciandose claramente de los demás sedimentos en el diagrama Media/Asimetría (Fig. 14B). En las matrices de correlación (Tabla 7) la asimetría presenta correlación directa con los porcentajes de arena en los sedimentos con mayor contenido medio de ésta (arenas de foraminíferos y turbiditas). Existe pues una tendencia a una distribución con exceso de finos, respecto a una distribución normal o gaussiana, con el aumento relativo del porcentaje de arena (Fig. 4B). La correlación directa en el caso de las arenas de foraminíferos podría reflejar el efecto de las corrientes de fondo que actuan cerniendo una parte de la fracción fina con lo que la curva tiende a alcanzar valores de la asimetría menos negativos hasta alcanzar en valor crítico k a partir de cuyo momento se produce la erosión del sedimentos según el modelo de Huang y Watkins (1977) esquematizado en la Figura 15.

En los sedimentos finos, menos arenosos (p.e. lodos de talud), un incremento de arena produce un alargamiento de la cola hacia el extremo grueso de la distribución con el consecuente aumento de la asimetría

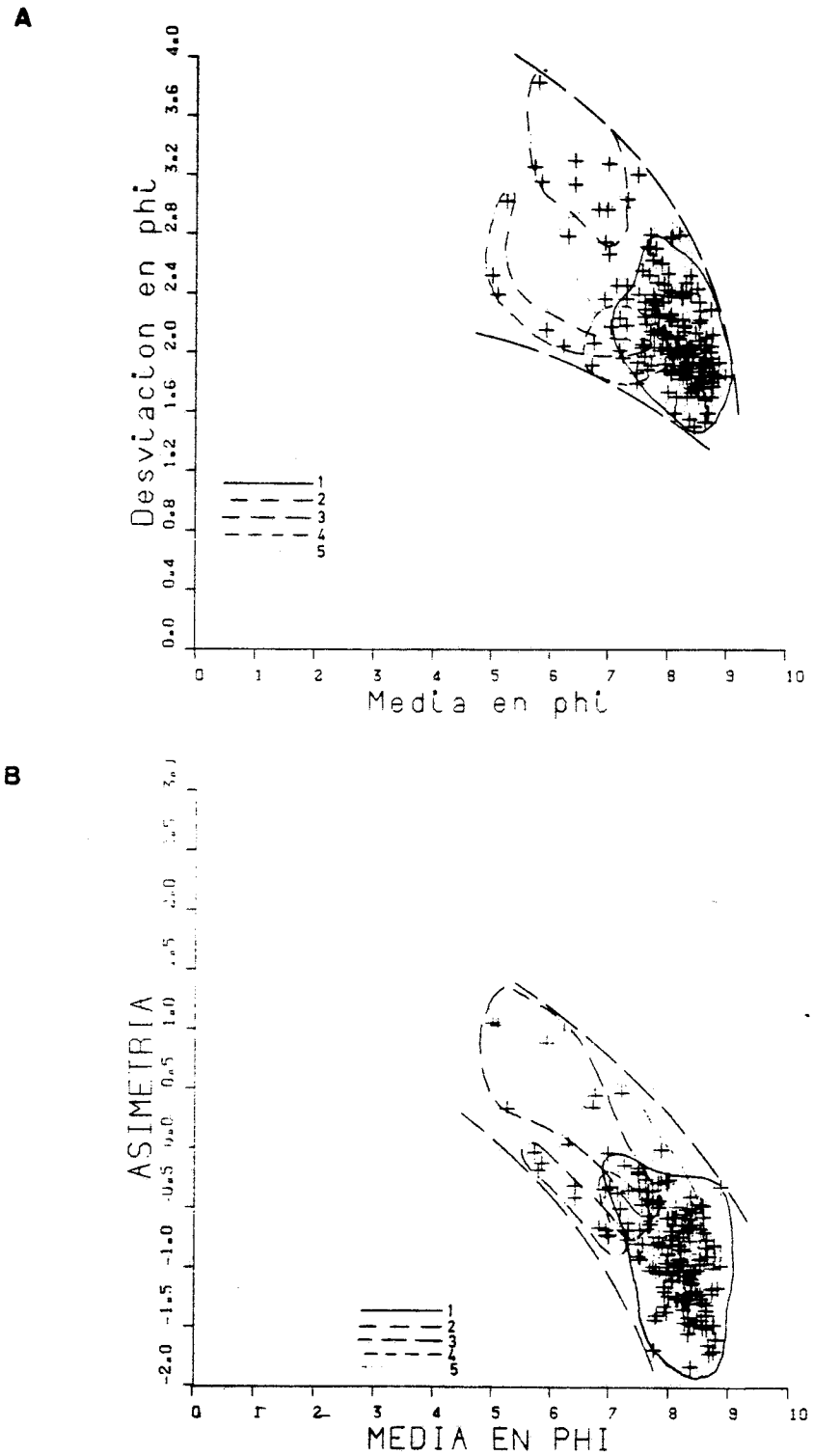


Figura 14.- Diagramas binarios A/ Media en phi - Desviación en phi. B/ Media en phi - Asimetría. (1: Hemipelagitas; 2: Arenas de Foraminíferos; 3: Turbiditas; 4: Lodos de talud; 5: Lodos gravitativos.

asimetría negativa (Fig. 4 Bis - C). En las hemipelagitas y lodos de talud existe una alta correlación directa entre el porcentaje de limo y la asimetría, siendo pues esta fracción la que controla la varianza de la asimetría en la curva de la distribución en los sedimentos finos. El incremento de porcentaje de arcilla produce una mayor asimetría negativa (valores más negativos) como consecuencia del desplazamiento de la moda hacia el extremo fino de la curva de distribución. Así pues el valor de la asimetría en los sedimentos hemipelágicos está condicionado por la proporción limo/arcilla. En los sedimentos gravitativos por la proporción limo+arena/arcilla y en los sedimentos afectados por corrientes de fondo por la relación arena/limo+arcilla. Los lodos de talud en este aspecto presentan características más proximas a la de las hemipelagitas que a las de los restantes sedimentos gravitativos.

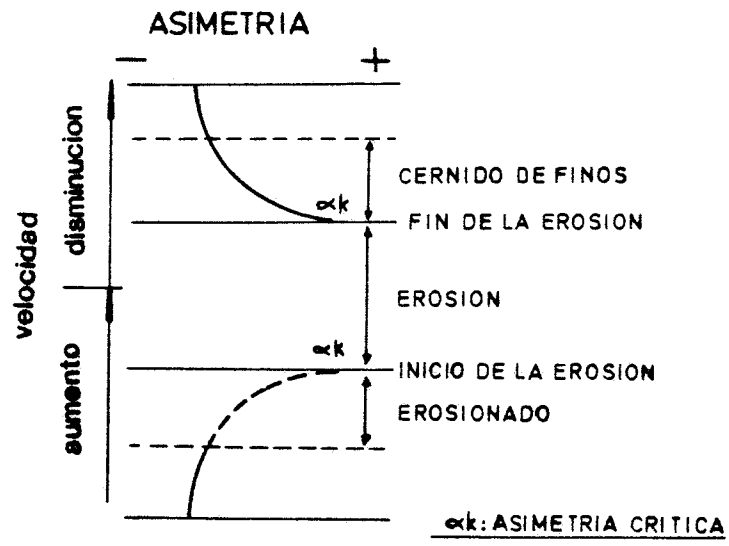


Figura 15.- Relación entre la asimetría del sedimento y la erosión originada por corrientes de fondo. Un incremento en la velocidad de la corriente produce una tendencia en la asimetría hacia los valores positivos. La tasa de sedimentación decrece hasta que la velocidad critica es alcanzada, a partir de la cual empieza un proceso de tipo erosivo (Huang y Walkins, 1977).

Las muestras que se apartan de la parábola definida por los pares de valores asimetría/angulosidad, deben sus características a varios posibles factores, tales como la naturaleza de los aportes o a la forma, composición o mezcla de microláminas de textura diferente (Sly et al., 1983) así como a un retrabajamiento del sedimento por procesos hidrodinámicos (Fig. 16). Sin embargo en términos generales puede establecerse una sucesión de sedimentos agrupados por deposición selectiva de partículas progresivamente más finas a partir de suspensiones de densidad decreciente por progresiva pérdida de competencia.

Ya se ha observado la correlación directa entre el contenido en arena y la desviación típica, debido al alargamiento de la curva de distribución en el extremo de los tamaños gruesos. El alargamiento puede ser exagerado debido a que la distribución de la fracción arena se ha establecido por tamizado y no por sedimentación, por lo que los diámetros al contrario de la fracción fina, se expresan en términos de diámetro real y no de diámetro esférico equivalente. Dada la existencia de componentes planctónicos en todos los sedimentos estudiados se produce en estos un incremento de la desviación y de la angulosidad, más sensible ésta a los alargamientos de las colas. Por este motivo, los parámetros de los sedimentos de muy baja energía se apartan ligeramente del modelo de Sly (1977) establecido a partir de sedimentos sin constituyentes biógenos.

Angulosidad

La angulosidad o curtosis (Ku) así como la desviación en phi, es una medida del grado de mezcla de los términos extremos de una población, siendo más sensible a los cambios en las colas de las curvas de distribución. La división del diagrama binario angulosidad/asimetría en cuatro sectores fué utilizado en el estudio de los sedimentos detríticos finos de los grandes lagos del Canadá (Thomas et al., 1972, 1973) encontrándose todos los sedimentos en una secuencia de tamaño de grano medio (media en phi) aparentemente decreciente, a la que Sly (1977) sobreimpuso cuatro sectores más en los que encuadraba los sedimentos con componentes mayores de -1.0 phi. Los cuatro sectores así definidos por los ejes de angulosidad/asimetría intersectados en el punto 0, dividen tanto a los sedimentos finos como a los sedimentos gruesos en cuatro tipos en los cuales los puntos definidos por los pares angulosidad/asime-

tría definen una parábola cuyo eje de simetría pasa por el punto 0 de la asimetría (Fig. 16).

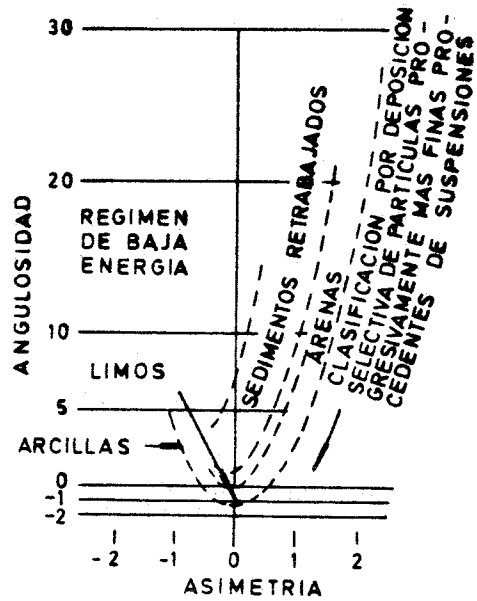


Figura 16.- Areas de distribución de los pares de valores angulosidad--asimetría de los distintos tipos de sedimentos correspondientes a un regimen de baja energía (Sly, 1983).

En los sedimentos estudiados se da también esta disposición, aunque los valores de la angulosidad están algo incrementados debido al método seguido para el análisis, que incrementa este valor en sedimentos con componentes biógenos por sobrevaloración del diámetro esférico equivalente en la fracción gruesa (Fig. 17).

Las hemipelagitas y gravititas se distribuyen a lo largo de una parábola, alcanzando asimetrías positivas únicamente algunos lodos gravitativos y los sedimentos turbidíticos gruesos (limos y arenas turbidíticas). Por el contrario las arenas de foraminíferos se apartan de la parábola definida por los anteriores, definiendo una segunda parábola cuyo vertice está desplazado hacia los valores más bajos de la asimetría y la angulosidad.

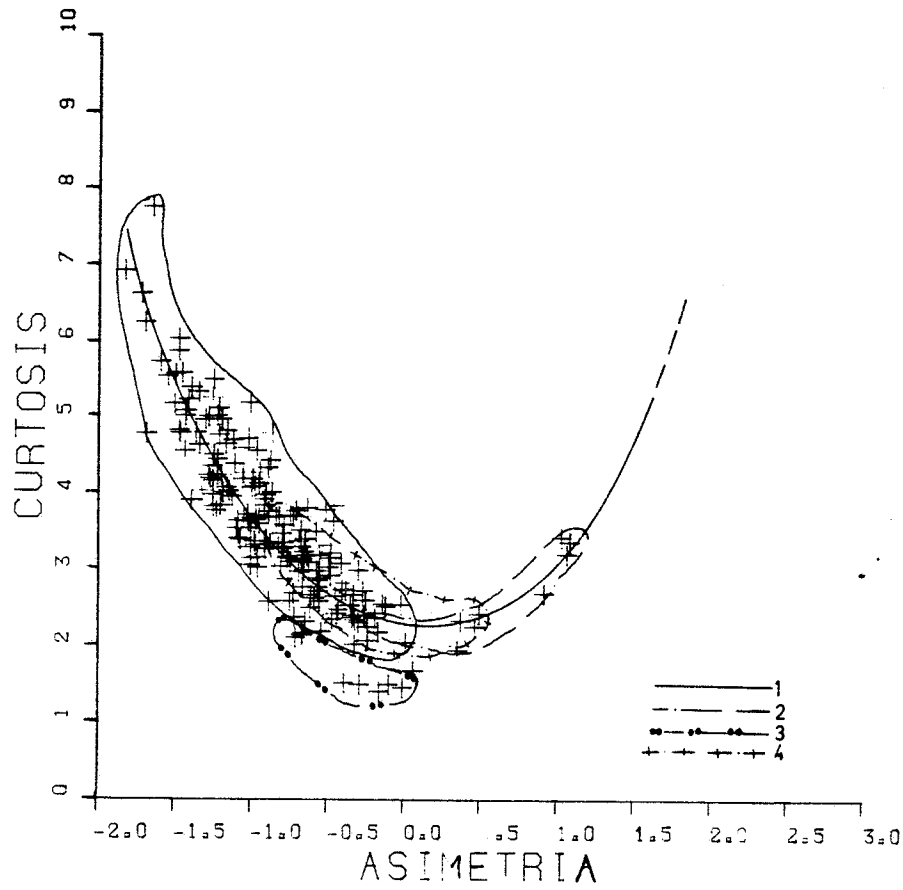


Figura 17.- Diagrama binario asimetría-angulosidad (curtosis). Destaca el alineamiento paralelo a la parábola en la que los sedimentos gravitativos (lodos de talud, lodos gravitativos y turbidíticos) se sitúan en la parte inferior de la parábola en función de la densidad de la corriente. Los sedimentos más gruesos para cada tipo se sitúan más a la derecha. Los sedimentos retrabajados (arenas de foraminíferos) se apartan de la parábola situándose ligeramente por debajo de esta, definiendo una segunda parábola. (1: Hemipelagitas; 2: Turbiditas; 3: Arenas de foraminíferos y 4: Sedimentos gravitativos.

EL CONTENIDO EN CARBONATO.VARIABLES ASOCIADAS

EL CONTENIDO EN CARBONATO Y VARIABLES ASOCIADAS: ANALISIS PALEOAMBIENTAL

INTRODUCCION

El factor 1 del análisis de componentes principales y el dendrograma de la Figura 6 ponen de manifiesto las interrelaciones de una serie de variables dependientes del contenido en carbonato en los sedimentos analizados.

Estas variables son: porcentaje de arena, calcio, relación molar Ca/Mg, estroncio y plomo (cobalto hasta cierto punto). En este capítulo se analiza el significado paleoceanográfico de las variables asi como el de las relaciones entre estas a partir de las características de los distintos tipos de sedimentos.

CARBONATO CALCICO: SIGNIFICADO PALEOCEANOGRAFICO

El carbonato cálcico es el constituyente biogénico dominante en los sedimentos profundos recientes. Los carbonatos profundos modernos derivan predominatemente de componentes esquéleticos y caparazones de organismos planctónicos, fundamentalmente foraminíferos y cocolitos, y en menor cuantía de pterópodos. El dominio de cualquiera de estos componentes en los oceanos actuales está en función de una serie de factores físico--químicos, tales como la disolución selectiva en la columna de agua ligada a la profundidad y la situación en el espacio y en el tiempo de los cinturones climáticos.

La tasa de acumulación de carbonatos pelágicos viene determinada inicialmente por la abundancia de componentes planctónicos en la zona fótica, lo que está en función de la temperatura global, de la circulación atmosférica y oceanica, cantidad de nutrientes en el agua, insolación y penetración de la luz entre otros factores.

A partir de la comparación entre la masa absoluta de carbonato cálcico en los sedimentos de los fondos oceanicos y la distribución

cuantitativa de componentes planctónicos calcáreos en suspensión, Lisitzin (1971) definió tres cinturones latitudinales caracterizados por altas productividades y altas tasas de acumulación (10-30 $g.cm^{-2} . 10^{-3}$ años). Estas zonas coinciden con las zonas húmedas septentrionales, ecuatoriales y meridionales, las cuales están separadas entre sí por zonas áridas de menor productividad caracterizadas por acumulaciones de carbonato del orden 0.1-1 $g.cm^{-2} . 10^{-3}$ años. En las zonas templadas y polares la tasa de acumulación decrece debido a las variaciones estaciones de la productividad (Ramsay, 1974).

La cantidad de carbonato de un sedimento, viene controlada además de por los factores mencionados, por la cantidad de aportes terrígenos que enmascaran los componentes biógenos. En función de los aportes terrígenos puede existir toda una gradación de tipos de sedimentos desde lodos calcáreos pelágicos ("calcareous ooze") a lodos hemipelágicos con mayor o menor contenido en componentes calcáreos. Así pues en los sedimentos hemipelágicos la cantidad relativa de carbonato depende de la productividad en la zona fótica, la dilución por los componentes terrígenos y la disolución de carbonatos por debajo de las lisoclinas del aragonito, de los foraminíferos y de los cocolitos (Milliman, 1974 Maldonado, 1979).

La disolución de los carbonatos no se da actualmente en el Mediterráneo por ser una cuenca restringida, alimentada por aguas superficiales altánticas saturadas en carbonato (Berger, 1971). Este factor, por lo tanto, no debe ser tenido en cuenta para los sedimentos actuales. La probable existencia de una lisoclina del aragonito, durante el Pleistoceno, por debajo de los 2000 m es apuntada por Díaz (1984) en base a la ausencia de pterópodos en los sedimentos de esta edad en testigos obtenidos por debajo de esta profundidad.

El estudio de los sedimentos marinos oceánicos del Cuaternario (e. g., Ruddiman y McIntyre, 1967; Pisias, 1978) ha revelado que los cambios periódicos en la mineralogía y en la composición faunística de la producción de carbonato biogénico son fenómenos generalizados en todos los registros sedimentarios. Sin embargo, es dificil asumir que la producción de carbonato biogénico se multiplique periódicamente por un factor de 10 o incluso 5, para dar una alternancia de "protocalizas" y "protomargas" en los testigos, sin la participación de factores ambientales especiales tales como afloramientos de aguas profundas (upwelling).

Por este motivo, la productividad cíclica de carbonatos puede, solo muy ocasionalmente, ser la responsable de la sedimentación rítmica (Ensele, 1982). La sedimentación cíclica de materiales más o menos carbonatados ha sido igualmente observada en la mayoría de registros sedimentarios hemipelágicos del Mediterráneo (Stanley et al., 1975; Maldonado y Stanley 1976; Maldonado, 1978; Stanley y Maldonado, 1979).

Una sedimentación rítmica se genera a partir de fluctuaciones en uno o varios de estos tres factores: producción de carbonato biógeno, aportes terrígenos, profundidad de la lisoclina (Ensele, 1982). En ausencia de este último factor, las fluctuaciones en los otros se traducen en una alternancia de sedimentos con más o menos carbonato (Fig. 18).

En los lodos oxidados calcáreos del Margen Balear el contenido medio en carbonato es de 52.77%. Estos lodos se encuentran exclusivamente en los techos de los testigos y corresponden a la sedimentación reciente y actual (Holoceno). Por debajo de estos en los testigos aparecen los lodos hemipelágicos grises cuyo contenido medio en carbonato es del 40.88%. Como se ve en la descripción de los testigos (Apendice 2) el tránsito de los lodos grises a los lodos oxidados calcáreos es brusco, a través de una delgada lámina caracterizada por la acumulación de óxidos de Fe y Mn. Las tasas de sedimentación de los lodos oxidados calcáreos y de los lodos hemipelágicos grises son de 2 y 9 $cm.10^{-3}$ años respectivamente (Kelling et al., 1979). A partir del peso de sedimento muestreado (35 gr), la superficie de la muestra (9.8 cm^2) y la longitud muestreada que ha sido de 4 cm, representando un periodo de tiempo de 2000 años para los lodos oxidados y 445 años para los lodos grises, se han obtenido los siguientes valores de la tasa de acumulación de carbonato cálcico:

lodos oxidados calcáreos: 0.9 $g.cm^{-2}.10^{-3}$ años
lodos grises hemipelágicos: 3.2 $g.cm^{-2}.10^{-3}$ años

Así pues la productividad se ha reducido a un tercio de la existente durante la sedimentación de los lodos grises. Por otra parte, la tasa de acumulación de aportes terrígenos correspondiente a los dos tipos de edimentos más recientes es la siguiente:

lodos oxidados calcáreos: 0.8 $g.cm^{-2}.10^{-3}$ años
lodos grises hemipelágicos: 4.8 $g.cm^{-2}.10^{-3}$ años

La tasa de acumulación de aportes terrígenos se ha reducido a una sexta parte de la inicial. Así pues la reducción de la cantidad de aportes terrígenos ha sido el doble de la correspondiente a la producción de carbonato biogénico. Suponiendo que no todo el carbonato existente en los sedimentos es de origen biogénico, lo cual es muy probable y que la proporción de carbonato detrítico en la fracción terrígena se ha mantenido constante, las diferencias entre las proporciones de aportes biógenos y terrígenos para ambos tipos de sedimentos son mayores, mientras que la reducción de la producción de carbonato biogénico ha sido de más de un tercio.

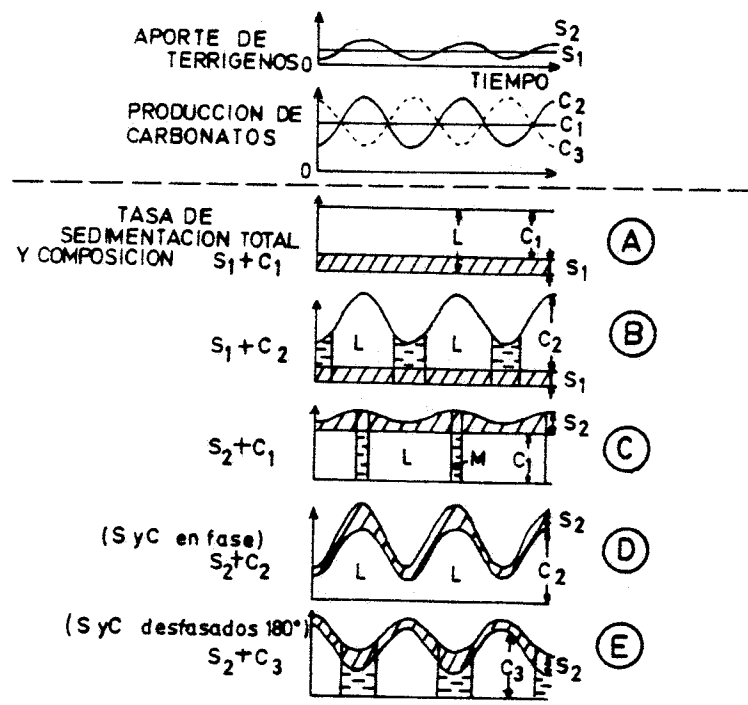


Figura 18.- Modelo propuesto por Ensele (1982) para explicar el efecto combinado de las fluctuaciones del aporte de componentes terrígenos (S) y de la producción de carbonato (c) a través del tiempo. En el eje vertical se representa la tasa de sedimentación resultante asi como la composición del sedimento (L = calcáreo; M = Margoso). El esquema ha sido simplificado eliminando el efecto de la disolución de los carbonatos.

Los lodos grises han sido atribuidos por varios autores (Maldonado, 1978; Maldonado y Stanley, 1979; Stanley, 1983) a los periodos de oscilación del nivel eustático, mientras que los lodos calcáreos lo han sido a las estabilizaciones de este, tanto durante máximos como mínimos. La capa superior de lodos grises corresponde al último ascenso durante el cual la productividad a partir de los datos expuestos anteriormente, era mayor que la actual, así como la cantidad de aportes terrígenos como resultado del desarrollo de las superficies de abrasión en las plataformas (Díaz et al., 1984; Farrán et al., 1984) según el modelo de edificación de plataformas silícico-clásticas en márgenes pasivos propuesto por Maldonado y Zamarreño (1983).

Este tipo de cálculos no se ha podido aplicar a los demás tipos de sedimentos debido a carecer de medidas sobre su tasa de sedimentación.

ATRIBUTOS DEL SEDIMENTO LIGADOS CON EL CARBONATO TOTAL

En el dendrograma de la Figura 6 y en la Tabla 4 se observa una estrecha relación entre una serie de variables dependientes del contenido en carbonato. Estas variables en orden de mayor a menor grado de interelación son: calcio, relación molar Ca/Mg, estroncio, plomo y arena. Los valores medios de estas variables en cada tipo de sedimentos descrito se exponen en la Tabla 8, discutiéndose a continuación su significado ambiental y oceanográfico.

Arena

El valor medio del contenido en arena de los distintos tipos de sedimentos hemipelágicos varía entre 3 y 26%, correspondiendo el mínimo a un protosapropel (con elevado contenido en cocolitos), y el valor máximo, con mayor desviación estandar a los lodos calcáreos. Los sedimentos gravitativos tales como arenas gravitativas y turbidíticas junto con sedimentos residuales como las arenas de foraminíferos alcanza los valores máximos (Fig. 18, Tabla 8).

El conjunto de muestras correspondientes a lodos grises, marrones, de talud, gravitativos y turbidíticos presentan diferencias en cuanto al

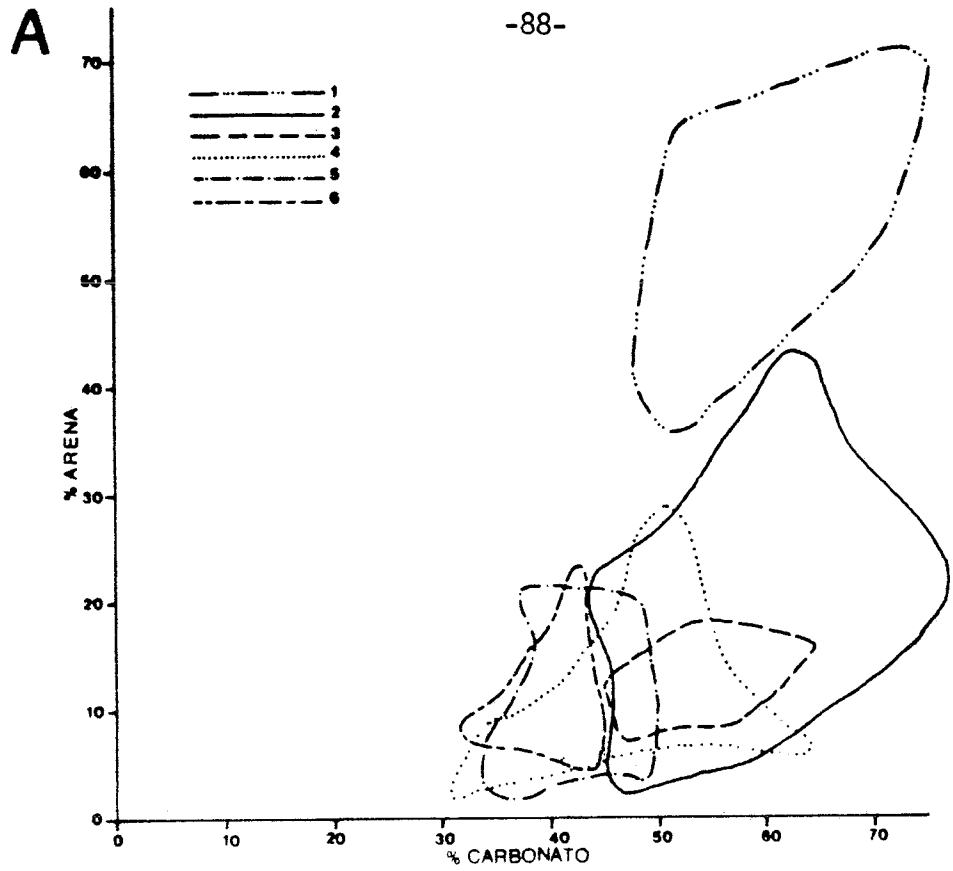
contenido de arena y su relación con el contenido en carbonato (Fig. 18). Aunque las características del testigo K-15 del ascenso continental occidental del Mar de Alborán pone de manifiesto que esta relación viene condicionada por las características sedimentológicas y geológicas de la plataforma y zonas emergidas adyacentes (Fig. 18 B).

Dadas las grandes diferencias en la composición c de la fracción arena en los sedimentos gravitativos, es dificil establecer una interpretación ambiental de la relación arena-carbonato. Por el contrario estas dos variables en los sedimentos hemipelágicos se aproximan más a una relación lineal (Fig. 19) aunque la existencia de una importante cantidad de carbonato en la fracción lutítica, en forma de cocolitos en los lodos calcáreos, aumenta la dispersión de las muestras respecto a los valores medios que definen la recta de regresión. La situación tanto de las muestras como de los valores medios de arena y carbonato de los lodos marrones pone de manifiesto que estos presentan unas características particulares que los aproximan más a la de los sedimentos gravitativos o pelágicos por debajo de una lisoclina.

La disminución progresiva del contenido medio en arena desde la hemipelagitas a los lodos de talud es paralela a una disminución de la relación biogénos/terrígenos en esta fracción (Canals, 1980; Maldonado y Canals, 1982; Díaz y Maldonado, 1983; Díaz, 1984). Sin embargo en los sedimentos gravitativos, la selección de los materiales detríticos durante el transporte por flujos de densidad actúa diversificado la composición y textura de la fracción arena a lo largo del flujo (Maldonado y Canals, 1982).

Calcio y Magnesio

La correlación entre el carbonato y el calcio refleja la naturaleza fundamentalmente calcítica y aragonítica de dicho carbonato. Los esqueletos de foraminíferos, entre los cuales la mayoría pertenecen a los géneros Globigerinoides s.p., Globorotalia s.p. y Globigerina s.p. (Díaz, 1984), están constituídos por calcita de bajo contenido en Mg, elemento que no alcanza en estos géneros el 0.2% (Milliman, 1974). Los pterópodos (Clio s.p. Cavolinia s.p. y Limacina s.p. (Díaz, 1984) son aragoniticos con contenidos en magnesio por debajo de 0.2% (Milliman,



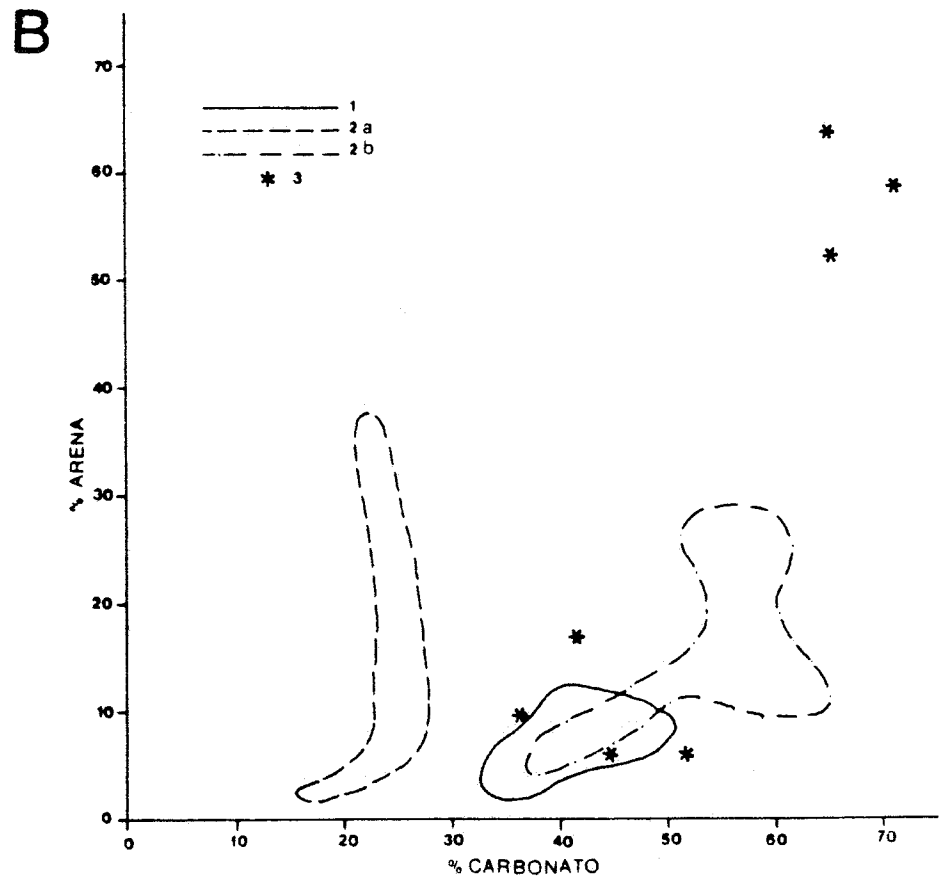


Figura 18.- A. Areas de distribución de los sedimentos hemipelágicos y arenas de foramíniferos en el diagrama Arena-Carbonato. B. Idem para los sedimentos gravitativos. (1. Lodos de talud; 2 a. Sedimentos gravitativos de Alborán; 2 b. idem margen Balear. * Turbiditas.

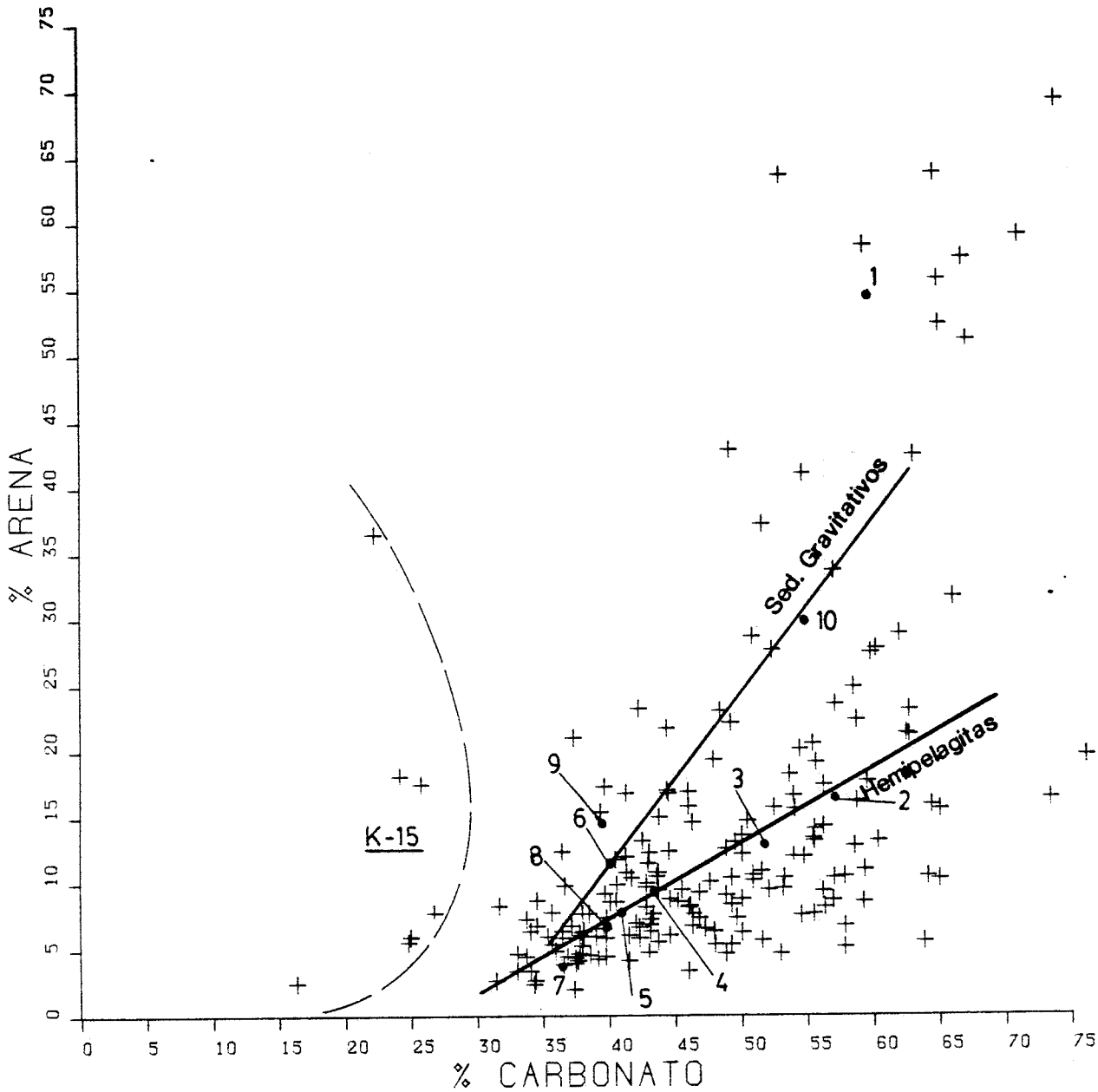


Figura 19.- Rectas de regresión de los valores medios de la relación carbonato-arena de los sedimentos hemipelágicos, gravitativos y residuales (1. Arenas de foraminíferos; 2. L.H. calcáreos; 3. L. calcáreos oxidados; 4, lodos con óxidos; 5, lodos grises; 6. lodos marrones; 7. Protosapropele; 8. L. de talud; 9. L. gravitativos; 10. Turbiditas).

1974) en los organismos vivos, pero que puede ser algo mayor en los organismos sedimentados por adsorción post-deposicional de arcillas en el fondo (c.f. Canals, 1980). Los cocolitoforidos actuales son calcíticos con contenidos en Mg muy bajos (Thomson, 1972).

	CaCO3 %	Sr ppm	Ca %	Ca/Mg s. d.	Pb ppm	Are. %
ARENAS DE FORAMINIFEROS						
X̄:	60.12	610.78	23.39	21.69	28.56	52.79
Dt:	8.05	83.82	2.13	5.30	4.19	10.15
n:	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00
LODOS HEMIPELAGICOS CALÇAREOS						
X̄:	57.26	632.73	23.24	18.02	26.04	16.07
Dt:	6.68	146.89	1.65	3.25	4.49	8.25
n:	51.00	51.00	51.00	50.00	51.00	47.00
LODOS CALCAREOS OXIDADOS						
X̄:	52.77	624.13	21.98	14.15	23.93	12.45
Dt:	5.47	107.01	1.40	1.60	4.88	3 51
n:	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	13.00
LODOS CON OXIDOS DE Fe Y Mn						
X̄:	43.35	454.36	20.06	13.33	23.71	9.55
Dt:	6.81	107.48	1.92	3.03	8.08	5.07
n:	59.00	59.00	59.00	59.00	59.00	35.00
SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS GRISES						
X̄:	40.88	442.60	19.48	12.68	20.19	8.35
Dt:	4.14	87.69	1.67	1.61	4.06	4.24
n:	52.00	52.00	52.00	52.00	52.00	45.00
LODOS MARRONES						
X̄:	40.26	403.75	19.48	14.06	22.75	11.55
Dt:	3.97	88.59	1.54	2.31	4.60	6.12
n:	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.00
PROTOSAPROPEL						
X̄:	36.60	555.00	18.70	14.04	21.00	3.90
Dt:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
n:	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
LODOS DE TALUD						
X̄:	39.21	448.07	18.97	11.78	19.00	6.79
Dt:	4.59	74.87	1.65	1.45	2.53	2.69
n:	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
LODOS GRAVITATIVOS						
X̄:	39.26	506.38	16.94	9.47	18.81	14.73
Dt:	15.47	218.08	5.33	2.42	8.28	9.55
n:	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
SEDIMENTOS TURBIDITICOS						
X̄:	54.66	728.38	23.75	12.28	23.75	30.44
Dt:	12.00	251.18	2.51	3.14	8.15	24.49
n:	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.00

Tabla 8.- Valores medios, desviación típica y número de muestras de las variables correspondientes al primer factor para cada uno de los tipos de sedimentos identificados.

Existe una correlación directa entre los valores medios, en cada tipo de sedimento, del carbonato y el calcio y a la vez entre estos y la relación molar Ca/Mg (Tabla, 4; Figura 6). Esta correlación significa un aumento del contenido en magnesio en los sedimentos menos carbonatados, la cual puede ser debida a un defecto inherente al método de digestión de la muestra. En efecto el agua regia ataca parcialmente a determinados filosilicatos, capaces de ceder cationes magnesio a la solución analizada. Por otra parte cierta cantidad de magnesio procedería de la dolomita de origen detrítico asimismo obervada en todos los diagramas de rayos X de las muestras analizadas (Díaz, 1984). Tanto si procede de la disolución parcial de silicatos como de la dolomita, está en relación directa con la proporcióm de material terrígeno en el sedimento. En el diagrama carbonato/calcio (Fig. 20A) las muestras con menor contenido en carbonato presentan un exceso de calcio, respecto a la composición de la calcita pura (40% de calcio), atribuyéndose este exceso en calcio a la presencia de aniones Ca^{2+} adsorbidos en las arcillas (R. Vaquer, com. pers.). Por otra parte, tal como se observa en el diagrama calcio - Ca/Mg (Fig) existen dos tendencias definidas por las características genéticas del sedimento. Las hemipelagitas presentan una evolución característica de sedimentos con bajo contenido de magnesio, mientras que los sedimentos gravitativos (lodos de talud, lodos gravitativos y turbiditas) presentan mayores proporciones de Mg. Esta última tendencia es consecuencia del incremento tanto de los componentes terrígenos, como de los componentes biógenos de origen nerítico, tales como fragmentos de bivalvos, gasterópodos, corales o equinodermos, organismos que en su composición mineralógica presentan mayores proporciones de magnesio (Degens, 1965).

Estroncio

El estroncio es uno de los elementos menores más importantes en los sedimentos y roca carbonatadas y que han sido motivo de numerosos estudios. Veizer y Demovie (1974) en un análisis estadístico de 1500 muestras de materiales carbonatados correspondientes a diversas facies, observan que el valor de la relación Sr/Ca x 1000 presenta una distribución de frecuencias bimodal con valores de las modas entre 0.3 y 0.6 la primera y entre 1.0 y 2.0 la segunda (rango 0.123 - 7.00). La primera moda corresponde a facies litorales y de plataforma, correspondiendo la mayoría

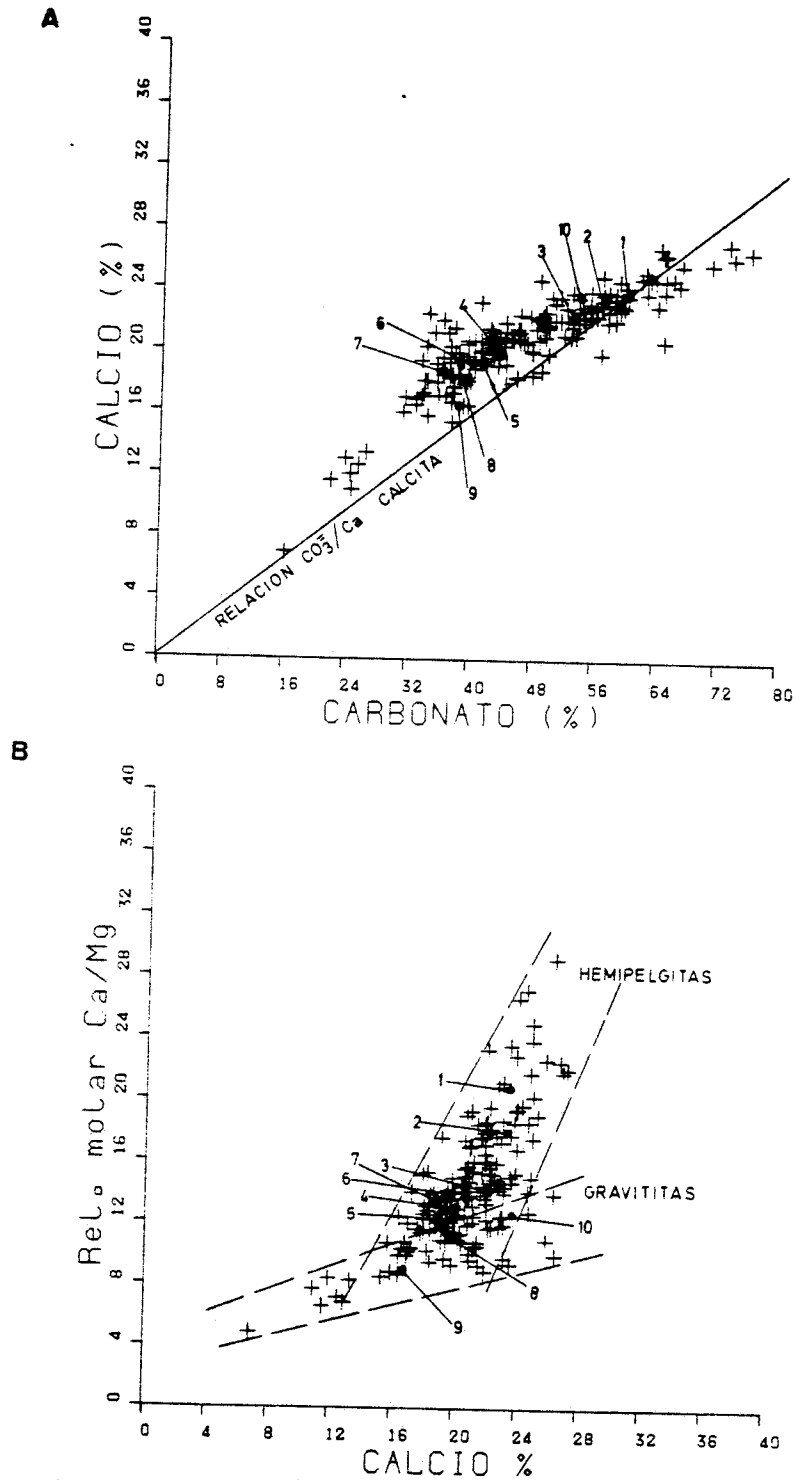


Figura 20.- Diagramas de representación de las relaciones carbonato--calcio y calcio-Ca/Mg en las muestras analizadas (N=192). Valores medios de los distintos tipos de sedimentos: 1 arena de foraminíferos; 2, lodos calcáreos; 3, lodos calcáreos oxidados; 4, lodos con Fe y Mn; 5, lodos grises; 6, lodos marrones; 7, protosapropel; 8, lodos de talud; 9, lodos gravitativos; 10, turbiditas.

a materiales dolomíticos. La segunda comprende los sedimentos hemipelágicos, pelágicos y facies de "lagoon" hipersalinas.

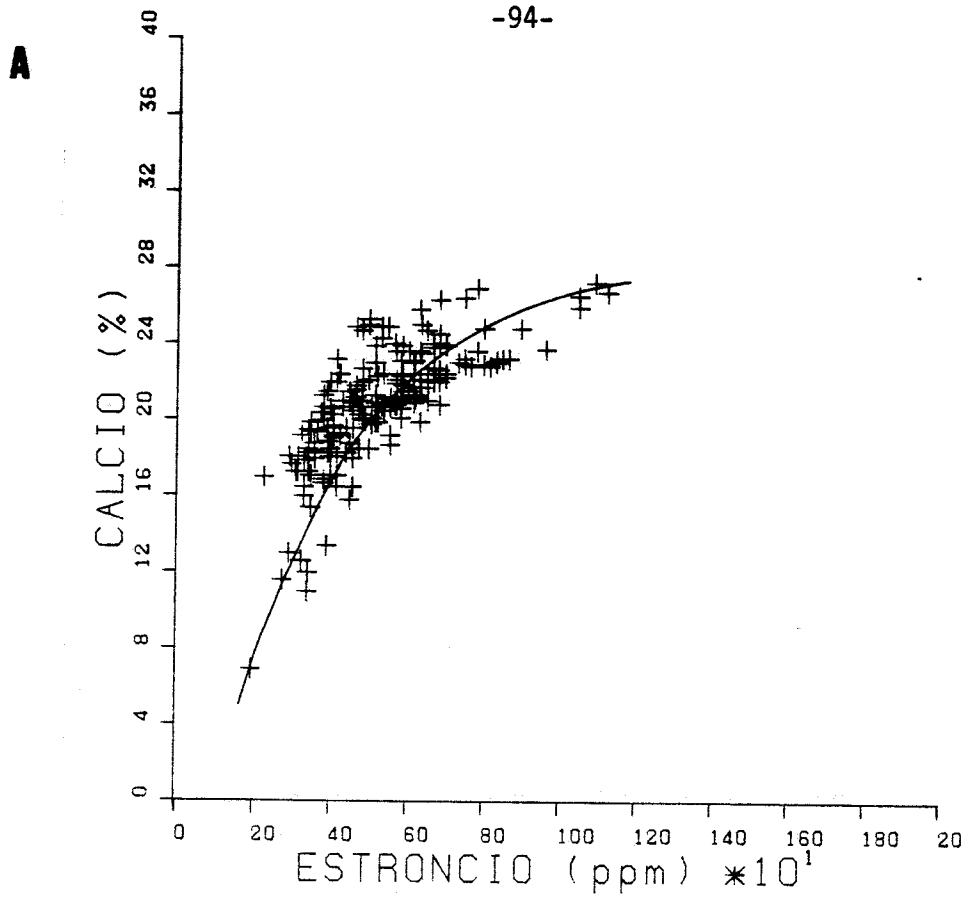
En los sedimentos objeto de este trabajo, el valor medio de la relación Sr/Ca x 1000 oscila entre 2 y 3, no observándose diferencias significativas entre los distintos tipos de sedimentos. Sin embargo en el diagrama Sr-Ca (Fig. 21A) se manifiesta una tendencia en las muestras con mayor contenido en carbonato, y por tanto en calcio, a un aumento de la proporción en Sr. La estrecha relación entre el carbonato y el estroncio se refleja en el diagrama de la Fig. 21B, en el que no se observan diferencias notables en la proporción de Sr, entre los sedimentos gravitativos y hemipelágicos así como entre los sedimentos correspondientes a las distintas provincias fisiográficas y geográficas. Una única muestra se aparta del conjunto de la distribución y corresponde a unos limos turbíditicos del testigo K-25, que presentan un contenido relativamente importante de componentes biógenos neríticos en la fracción arena (Díaz, 1984).

Por otra parte se observa una disminución en la proporción de Sr en algunas muestras con contenidos elevados en carbonato. Estas muestras se han identificado como lodos hemipelágicos calcáreos que contienen cocolitos, lo que hace sospechar que en la estructura cristalina de la calcita sintetizada por los organismos nannoplanctónicos calcáreos el contenido en estroncio es inferior al correspondiente a otros planctónicos, entre los cuales se encuentran los pterópodos. Estos de naturaleza aragonitica serían los principales responsables de la acumulación de Sr en el sedimento. El aragonito durante la diagénesis se transforma en calcita pero conserva las impurezas absorbidas.

Para el conjunto de las muestras la proporción media de estroncio en el carbonato es aproximadamente de un 0.13%, siendo algo menor para los sedimentos con cocolitos. Así pues, parece que la variación del contenido en Sr en los distintos tipos de sedimentos hemipelágicos viene determinada por la relación entre microfauna y nannofauna de la fracción biógena.

Plomo

El contenido en plomo en las muestras varía entre 8 y 41 ppm con un valor medio de 22 ppm. Los valores medios de los diversos tipos de



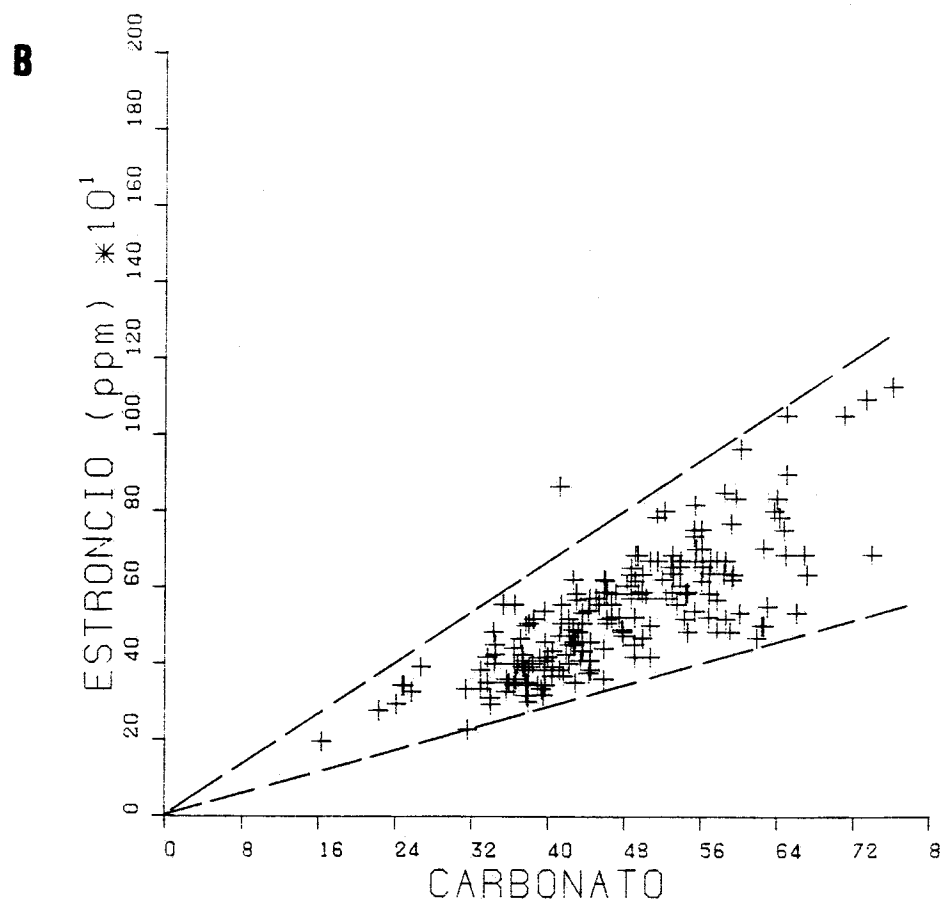


Figura 21.- A, Diagrama binario estroncio-calcio. B, idem carbonato-estroncio.

sedimentos oscilan entre 19 y 29 ppm (Tabla 8) existiendo una correlación discreta con el contenido en carbonato (Fig. 22). La excepción son los lodos con óxidos metálicos en los cuales la relación Pb/CO_3Ca es mayor, apuntando la existencia de mecanismos de acumulación de este metal independientes de los componentes del factor 1. Además los lodos con óxidos es donde la desviación estandar es mayor.

La correlación existente entre el Pb y el carbonato en la mayoría de los tipos de sedimentos diferenciados y su inclusión en el factor 1, indica que el mecanismo de control de la concentración de Pb en el sedimento debe estar relacionado con los componentes biógenos o con los mecanismos climáticos y oceanográficos que favorecen su distribución en el sedimento. Goldberg (1965) demostró que el Pb es el elemento que con mayor facilidad es concentrado por los organismos marinos, siendo el primer elemento de la secuencia de estabilidad de complejos metálico-orgánicos establecida por Irwing-Williams (1948). Los procesos en los que intervienen los organismos vivos en la extracción de metales pesados a partir del agua del mar son muy importantes en la acumulación de algunos metales en los sedimetos. Según Riley y Chester (1971) los elementos traza puedem acumularse en los organismos mediante varios mecanismos: (i) incorporación en las partes esqueléticas de dichos organismos; (ii) incorporaciíon en sus partes blandas, (iii) asociación a procesos funcionales de los organismos vivos. e.g. funciones digestivas o excretorias, en las cuales pueden retener elementos durante su vida o expulsarlos en forma de "pellets" o agregados fecales. Además de estos, pueden intervenir otros procesos inorgánicos de absorción de metales pesados como adsorción, formación de películas y precipitación de complejos.

Las diferecias de concentraciones en metales traza entre las especies distintas pueden ser debidas a factores tales como la composición del agua, fuente de alimentación principal, mineralogía de los caparazones edad e historia reciente de la especie. En relación con las arcillas, profundas los organismos planctónicos contienen de uno a dos ordenes de magnitud menos en los metales Mn, Fe, Co, V, Ba, Cn y Ni; del mismo orden de magnitud para el Pb, Hg y Zn, y de un orden de magnitud superior para el Cd. Se concluye por tanto que los organismos planctónicos son deficientes en todos los metales con excepción de Zn, Pb, Hg y Cd (Chester y Aston, 1976).

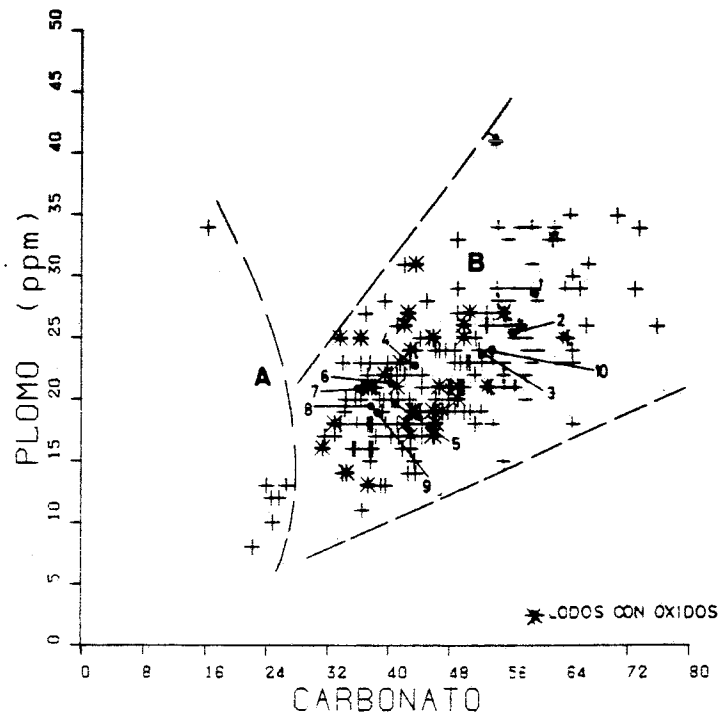


Figura 22.- Diagrama binario carbonato-plomo. A, Alborán (sector occidental). B, margen Balear. Los números corresponden a los valores medios de los distintos tipos de sedimentos (Leyenda a la Fig. 20).

Por otra parte Popova (1961) demostró que los carbonatos de metales pesados de baja solubilidad, como $CoCO_3$ y $PbCO_3$, son eliminados totalmente de una solución como consecuencia de la precipitación de $CaCO_3$, la presencia de restos de caparazones constituidos originariamente por aragonita favorece la concentración de Pb en el sedimento, dicha concentración no es alterada por transformación diagenética de la aragonita en calcita (R. Vaquer, com. pers.). En los carbonatos lacustres el plomo es adsorbido por calcita o bien reemplaza al calcio en este mismo mineral (Leland et al., 1977). Así pues la proporción de plomo en los sedimentos estudiados es dependiente de la productividad y de la dilución de los componentes biógenos y "pellets" fecales en la fracción terrígena del sedimento, así como de los procesos diagéneticos que pueden producir cierta redistribución de los iones acumulados en compuestos inestables.

La cantidad de Pb en el sedimento debe estar controlada en consecuencia por dos procesos (1), condiciones bio-oceanográficas y (2), condiciones diagenéticas.

El elevado valor propio del cobalto en el factor 1 del análisis de componentes principales sugiere que probalemente los mecanismos de acumulación del plomo, relacionados con la actividad planctónica, pueden asimismo ser en parte válidos para este elemento.

LOS METALES DE TRANSICION Y EL CONTENIDO EN ARCILLA DE LOS SEDIMENTOS: SIGNIFICADO GEOQUIMICO

LOS METALES DE TRANSICION Y EL CONTENIDO EN ARCILLA DE LOS SEDIMENTOS: SIGNIFICADO GEOQUIMICO

INTRODUCCION

El factor 2 definido en el análisis de componentes principales, agrupa los metales de transición (Mn, Ni, Co y Cu) con la fracción arcilla. Estas variables son las que poseen los valores propios más elevados. El hierro y el plomo muestran una participación discreta en este factor, mientras que la arena y el limo intervienen con signo negativo, lo que en conjunto indica una asociación preferente de los metales pesados con la fracción granulométrica inferior a 4 micras.

En este capítulo se analizan las características de los sedimentos en relación a los elementos químicos que constituyen el segundo y el tercer factor del análisis de componentes principales (Mn, Co, Ni, Cu y Fe), así como los procesos responsables de la acumulación de metales pesados a la columna sedimentaria. Se diferencian los procesos relacionados con las condiciones físico-químicas durante la sedimentación, de aquellos relacionaados con dichas condiciones durante los primeros estadios de la diagénesis.

PROCESOS DE INCORPORACION DE METALES A LOS SEDIMENTOS

Origen de los metales

Según la interpretación de Goldberg (1954), el enriquecimiento en metales en las sustancias sólidas del medio acuatico puede originarse a partir de varias fuentes de aportes distintas:

1.- Aportes terrígenos: producto de la meteorización de rocas.

2.- Aportes hidrogénicos: partículas, precipitados y sustancias absorbidas por cambios físico-químicos en el agua o en los sedimentos.

3.- Aportes biógenos: restos biológicos, productos de descomposición de sustancias orgánicas y esqueletos calcáreos y silíceos.

4.- Aportes atmosféricos: enriquecimientos por precipitaión de partículas atmosféricas.

5.- Emanaciones volcánicas e hidrotermales submarinas.

6.- Aportes cósmicos: partículas extraterrestres.

A estos cabría añadir una septima fuente de origen antrópico, que actúa vertiendo directamente residuos industriales y urbanos, o indirectamente modificando el equilibrio físico-químico del medio (Förstner y Wittman, 1979).

Además los metales pesados como componentes mayoritarios, minoritarios o como trazas, ocupan posiciones inertes en la red cristalina en sustancias minerales puras o rocas que pueden ser meteorizadas, transportadas y depositadas en medios sedimentarios acuáticos. La distribución de estos elementos en forma de compuestos minerales viene determinada por las condiciones físico-químicas del material fuente de las rocas (magma, lava, solución acuosa, rocas sedimentarias) o por factores químico--cristalográficos tales como el radio iónico, valencia o configuración electrónica (Förstner y Wittman, 1979). De estos las arcillas y los minerales pesados tienen altas concentraciones en metales pesados.

A pesar de las distintas características de las fuentes de origen de los metales, los mecanismos de precipitación y asociación al sedimento tienen características comunes. Los metales pesados se asocian a sustancias sólidas en el medio acuático mediante cuatro mecanismos: 1) adsorción, 2) coprecipitación con óxidos hidratados de Fe y Mn, 3) complexificación con moléculas orgánicas y 4) incorporación en la red cristalina (Gibbs, 1973).

Precipitación de compuestos

La concentración de un ión metálico en los estadios iniciales de la precipitación está determinada por el tipo de anión de la solución,

así como la concentración y pH del medio. En aguas superficiales e intersticiales, los aniones predominantes son: cloruro, sulfato, bicarbonato y -en condiciones anóxicas- sulfuro. Los cloruros y sulfatos son en su mayoría muy solubles, mientras que compuestos como los hidróxidos, carbonatos y sulfuros son muy insolubles (Krauskopf, 1979). Estos cinco compuestos son los más abundantes en el medio marino.

Hidroxidos. Los procesos de precipitación de hidróxidos metálicos pueden originar varias formas de compuestos que en el medio acuoso pueden comportarse de distinta forma con respecto a los efectos de coprecipitación o posterior redisolución (Feitknecht y Shindler, 1963). Las fases activas precipitan ya en forma de compuestos amorfos (Krauskopf, 1967) a criptocristalinos (Stumm y Morgan, 1970). Dichos compuestos pueden resistir en equilibrio metaestable con la solución y sólo en cortos periodos de tiempo a escala geológica, transformándose en compuestos más estables e inactivos. Las fases sólidas inactivas de red cristalina ordenada puede asimismo formarse en soluciones ligeramente sobresaturadas (Stumm y Morgan, 1970).

La solubilidad de los hidróxidos aumenta con un descenso del pH de la solución o del medio sedimentario. La mínima solubilidad para la mayoría de hidróxidos se da para valores del pH comprendidos entre 8 y 12, mientras que a pH=4 la disolución de estos compuestos es prácticamente total (Förstner y Wittman, 1979).

Sulfuros. Las condiciones sulfídricas en un ambiente sedimentario se alcanzan a partir de la reducción bacteriana de los sulfatos a H_2S o HS^-, en la descomposición anaeróbica de la materia orgánica (Goldhaber y Kaplan, 1974). Este proceso sólo puede darse en condiciones anóxicas, tras el total consumo del oxígeno disuelto por la respiración aeróbica, produciéndose por tanto en cuencas restringidas o por debajo de la interfase agua-sedimento en sedimentos ricos en materia orgánica, depositados en aguas oxigenadas. Así la reducción de los sulfatos es muy común en los sedimentos marinos debido a la ubicuidad de la materia orgánica y la abundancia de este anión en el agua marina (Berner, 1981).

El primer mineral en formarse por interacción del sulfuro de hidrógeno con los elementos calcófilos (Fe, Hg, Zn) es el monosulfuro hidratado de hierro en cualquiera de sus dos fases (mackinawita y greigita). La génesis de los monosulfuros de hierro a partir de un hidróxido es un proceso que se desarrolla en varios estadios. Estos son: (1) incremento de la carga positiva por adición de H^+ en la capa superficial de la goetita, (2) sustitución del OH^- por bisulfuro en la capa móvil, (3) reducción del Fe^{3+} superficial, por la acción del bisulfuro produciendo una superficie de hidróxido, sulfuro y tiosulfato ferroso y (4) disolución del hidróxido ferroso y precipitación del Fe^{2+} con aniones bisulfuro acuosos (Pyzic y Sommer, 1981).

Los metales traza coprecipitados o adsorbidos por óxidos o hidróxidos (Co, Ni, Zn, Cu) en ambientes oxidantes pueden removilizarse tras la reducción y disolución del sustrato férrico en ambientes reductores.

Carbonatos. La solubilidad de los carbonatos en solución acuosa es dependiente de la presión parcial de CO_2. La reacción es similar a la del CO_3Ca

$$Me(II)CO_3+H_2O+CO_2 \rightleftharpoons M^{aq} + 2(HCO_3)^-_{(aq)}$$

en consecuencia todos los carbonatos tienen mayor solubilidad en presencia de CO_2.

La precipitación primaria de hidróxidos, sulfuros y carbonatos tiene lugar cuando se sobrepasa el producto de solubilidad correspondiente. El producto precipitado en un determinado medio sedimentario viene determinado por las relaciones de estabilidad en el diagrama pH-Eh. En presencia de óxigeno libre (potencial de reducción positivo) un metal Me^{2+} es estable a pH inferiores a 7 u 8. Un incremento de pH provoca la estabilidad del carbonato en primer lugar y de los óxidos e hidróxidos en segundo lugar. Para valores negativos del potencial de reducción, los sulfuros representan la fase más estable para un amplio rango de pH (Krauskopf, 1979).

Intercambio cationico y adsorción

Una serie de materiales con grandes superficies específicas, ta-

les como los minerales del grupo de las arcillas, hidróxidos de hierro, sílice amorfa y sustancias orgánicas, son capaces de captar cationes a partir de una solución liberando una cantidad determinada de otros cationes manteniendo el balance electroquímico. Este proceso, denominado "intercambio catiónico", se basa en la propiedad de los nudos de la red ocupados por aniones con carga negativa, tales como $SiOH_2$, $AlOH_2$ y $AlOH^-$ en las arcillas, grupos $FeOH^-$ en los hidróxidos de hierro y grupos carboxilo, fenol y OH^- en los compuestos orgánicos, para intercambiar sus cationes. El balance electroquímico de las cargas negativas de la red es un proceso selectivo, que tiende a atrapar a determinados cationes liberando a otros con carga equivalente.

Todos los materiales de grano muy fino con una gran superficie específica son capaces de acumular cationes de metales pesados en la interfase sólido-líquido como consecuencia de fuerzas intermoleculares. Este fenómeno denominado adsorción, puede originarse por simple atracción electrostática, en cuyo caso no es selectivo, o por atracción electrostática potenciada por enlaces de hidrogeno, enlaces coordinados o enlaces de London-Van der Waals (Parks, 1967).

En las arcillas, la capacidad de intercambio catiónico aumenta en el orden siguiente:

Caolinita $<$ Clorita $<$ Illita $<$ Montmorillonita

Este aumento es paralelo a la reducción del tamaño de las partículas y al incremento relativo de su superficie específica. La capacidad de intercambio de las sustancias orgánicas es muy alta, particularmente de los ácidos húmicos. Un porcentaje muy bajo de materia orgánica, puede provocar un marcado incremento de la capacidad de intercambio (Förtsner y Wittman, 1979).

Adsorción en las arcillas

La capacidad de captar cationes, en las arcillas viene determinada por varias circunstancias (Grim, 1968) : (1) rotura de enlaces alrededor de los ejes de las unidades silícico-alumínicas. Estos pueden ser equilibrados por cationes absorbidos y que se disponen en superficies fuera de los planos de exfoliación y en posición paralela al eje c, y (2)

sustitución de Si^{4+} por Al^{3+} en las capas de tetraedros y de Al^{3+} por cationes divalentes en las capas octaédricas de las unidades estructurales de algunas arcillas y micas (illita) y en el grupo de la clorita. En ambos casos, el pH es un factor importante, debido a la competencia de los iones H^+ para ocupar los espacios susceptibles de ser ocupados por los cationes metálicos.

La adsorción en las arcillas juega un papel relativamente poco importante en comparación con el papel que ejercen estos minerales como soporte para la precipitación y floculación de compuestos orgánicos y minerales secundarios, tales como hidróxidos de hierro y óxidos de manganeso, en los cuales se detecta la mayor capacidad para la adsorción y la coprecipitación (Jenne, 1976; Förstner y Wittman, 1979).

Adsorción y coprecipitación con hidróxidos de hierro y óxidos de manganeso

Los óxidos hidratados de aluminio, hierro y manganeso y particularmente los hidróxidos y óxidos de Fe y Mn en condiciones oxidantes, constituyen importantes trampas para los metales pesados en sistemas acuáticos. Estos hidróxidos y óxidos adsorben o coprecipitan con facilidad cationes y aniones, e incluso cuando estos compuestos se encuentran en mínimas proporciones ejercen un alto control en la cantidad de metales pesados en el ambiente acuático. Bajo condiciones reductoras los metales traza adsorbidos son fácilmente removilizados. La acumulación en óxidos hidratados de Fe y Mn puede actuar como fuente principal de metales pesados en medios sedimentarios acuosos con gran cantidad de materia orgánica. Esta por oxidación origina unas condiciones anoxicas favorables para la disolución de los óxidos, hidróxidos y de los metales adsorbidos y coprecipitados.

En las condiciones físico-químicas del medio acuático los óxidos e hidróxidos de hierro están en forma de compuestos tales como $Fe(OH)_3$, Fe_3O_4 (magnetita), FeOOH amorfo y α-FeOOH (goetita), denominandos en su conjunto hidróxidos férricos (Stumm y Morgan, 1970). La mineralogía de los compuestos de manganeso es muy variada y a menudo confusa. El dióxido de manganeso se presenta en varias formas como consecuencia de su polimorfismo. Además de las especies más corrientes de δ-MnO_2

con Mn(IV), coexisten compuestos de Mn(III), Manganato (IV), Mn_7O_{13}. $5H_2O$ y $Na_4Mn_{14}O_{27}.9H_2O.MnOOH$ en el cual hay una mezcla de Mn(VI) y Mn(IV) o Mn(III) (Bricker, 1965). Estos óxidos en el medio acuático están en forma de compuestos amorfos o criptocristalinos que se presentan como películas o partículas finamente divididas con grandes superficies específicas, por encima de los 300 $m^2.g^{-1}$ para el MnO_2 y de 320 a 230 $m^2.g^{-1}g$ para el FeOOH (Förtsner y Wittman, 1979).

Hay tres aspectos de los óxidos de Fe y Mn que deben ser discutidos especificamente debido a su importancia. Estos son: (1) los tipos de ambientes acuaticos; (2) las reacciones de hidrolísis y oxidación, y (3) los factores que controlan su desarrollo.

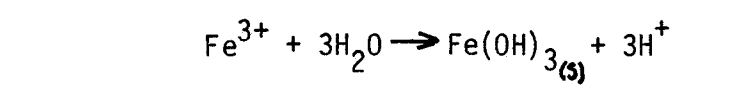
Ambientes acuáticos de formación de los óxidos hidratados de Fe/Mn. Los iones de Fe y Mn se incorporan al sistema acuático a partir de las aguas continentales superficiales, subterráneas, o por emanaciones hidrotermales submarinas. En las aguas subterráneas, estos iones presentan bajos estados de oxidación, Fe(II) o Mn(II), sin embargo en la interfase con soluciones con abundante oxígeno disuelto, el Fe(II) y el Mn(II) se oxidan y precipitan en forma de $Fe_2O_3.(H_2O)$ y MnO_x.

En lagos eutróficos y fiordos, los óxidos de Fe/Mn precipitan en la interfase definida por la termo-haloclina (Degens y Stoffer, 1976). Asimismo en zonas donde las aguas continentales (o hidrotermales submarinas) ácidas, son neutralizadas, se produce la precipitación de óxidos de Fe o Mn, tal como sucede en la confluencia de dos cauces de distinto pH (Theobold et al., 1963), en la desembocadura de algunos ríos con aguas ácidas (Coonley et al., 1971) o en las proximidades de emisiones hidrotermales submarinas (Boström y Peterson, 1969).

Los óxidos de manganeso pueden precipitar en la superficie de los carbonatos, donde existe un microambiente muy alcalino (Lee, 1975), mientras que los microorganismos son capaces de potenciar la oxidación del manganeso (Schweisfurth, 1972). Por otra parte el manganeso puede precipitar, en forma de óxido, en la interfase agua-sedimento o bien por debajo como consecuencia de la migración de Mn(II) a partir zonas de la columna sedimentaria donde la oxidación de la materia orgánica agota el oxígeno disuelto y el asociado a los óxidos de manganeso (Lynn y

Bonatti, 1965; Froelich et al., 1979; Klinkhammer, 1982; Sawlan et al., 1983).

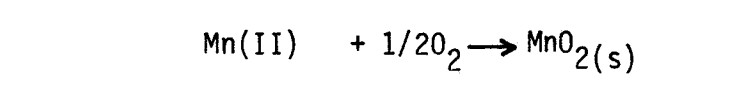
Reacciones de hidrólisis y oxidación de los iones Fe/Mn. La reacción de hidrólisis del ión férrico para formar hidróxido férrico es la siguiente:



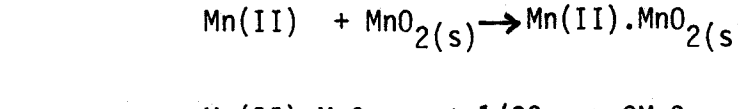
$$Fe^{3+} + 3H_2O \rightarrow Fe(OH)_{3(s)} + 3H^+$$

El hierro (III) en ambientes acuáticos normales se combina tanto con $(OH)^-$ como con fosfato o sustancias orgánicas formando complejos solubles e insolubles (Stumm y Morgan, 1970).

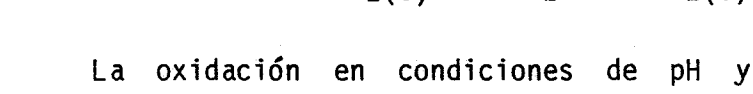
La oxidación del Mn(II) es autocatalítica y puede representarse mediante las siguientes reacciones no equilibradas respecto al agua y a los protones (Förstner y Wittman, 1979).



$$Mn(II) + 1/2O_2 \rightarrow MnO_{2(s)}$$



$$Mn(II) + MnO_{2(s)} \rightarrow Mn(II).MnO_{2(s)}$$



$$Mn(II).MnO_{2(s)} + 1/2O_2 \rightarrow 2MnO_{2(s)}$$

La oxidación en condiciones de pH y Eh normales implica además una considerable adsorción de Mn(II) a partir de la solución (Lee, 1975).

Factores que influyen en la precipitación de los óxidos de Fe/Mn. El hierro se oxida fácilmente en presencia de oxígeno disuelto pasando a hierro férrico, en medio neutro o ligeramente ácido. Sin embargo el Mn requiere pH más elevados para una velocidad de oxidación equivalente a la del Fe (Stumm y Lee, 1960). La velocidad de oxidación de ambos metales aumenta unas 100 veces por cada unidad de pH que se incrementa (Morgan y Stumm, 1964).

La oxidación del Mn es afectada por la presencia de algunos iones inorgánicos tales como HCO_3^- o $SO_4^=$ (Hem, 1964). Concentraciones altas de ortofosfatos inhiben la oxidación del manganeso, mientras que los

pirofosfatos y polifosfatos catalizan la oxidación. Los óxidos precipitados en el fondo marino pueden estabilizarse por formación de complejos con ligandos orgánicos (Lee, 1975).

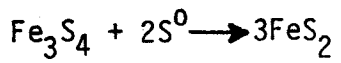
La materia orgánica, y especialmente los radicales hidroxil y carboxil son capaces de reducir el Fe(III) y el MnO_2. Estas mismas sustancias sin embargo pueden catalizar la oxidación (Stumm y Morgan, 1970). Cuando esto sucede el sistema hierro ferroso-férrico actúa como catalizador durante la oxidación de la materia orgánica. La coprecipitación de radicales orgánicos con óxidos hidratados de metales, inhiben la cristalización de éstos (Schwetmann, 1966). El hierro férrico, en medio acuático, tiende a formar complejos orgánicos. El aumento de la concentración de Fe(III) en la solución produce un incremento del tamaño de las partículas, que se comportan como coloides (Hall y Lee, 1974).

Otros metales pesados pueden intervenir en la precipitación de los óxidos de Fe/Mn. Así por ejemplo el cobre cataliza la oxidación del sulfato ferroso mediante oxígeno disuelto (Lee, 1975). Los coloides de $Fe(OH_3)$ parcialmente peptizados con la materia orgánica pueden ser absorbidos por las arcillas cuando el producto iónico, de Fe^{3+} y $3(OH)^-$ excede del producto de solubilidad (Follet, 1965). Las partículas sedimentarias, en suspensión en el agua del mar, tienen una carga negativa que es aprovechada para la nucleación de los productos de la hidrólisis del hierro (Pravdic, 1970; Neilhoff y Loeb, 1972; Förstner y Wittman, 1979).

Coprecipitación de metales pesados en sulfuros de hierro

Cuando la oxidación aeróbica de la materia orgánica ha consumido todo el oxígeno disuelto en un medio sedimentario o acuático, la oxidación suboxidante definida por Froelich y col. (1979) reduce el Mn(IV) y los nitratos. Posteriormente la reducción anaeróbica reduce al Fe (III) y al sulfato segun el modelo estoquiométrico de Redfield (Tabla 9). La reducción del Fe(III) y el sulfato origina la precipitación de sulfuros inestables (e.g. Fe_3S_4: greigita y FeS: mackinawita). En los sedimentos marinos estos minerales desaparecen durante la diagénesis transformándose en pirita.

$$FeS + S^0 \longrightarrow FeS_2$$



$$Fe_3S_4 + 2S^0 \longrightarrow 3FeS_2$$

Esta transformación se realiza completamente en algunas décadas siempre que exista suficiente azufre elemental. Berner (1970) explica la permanencia de las fases inestables en el Mar Negro por una alta tasa de sedimentación que impide la renovación del agua intersticial, además de una baja concentración en $(SO)^{2-}$ en el agua profunda. Por el contrario, en los ambientes anaeróbicos recientes la forma más común de los sulfuros de hierro es la "hidrotroilita". Este término es aplicado a los monosulfuros de hierro no cristalinos (FeS tetragonal), representando el término de mayor solubilidad entre los sulfuros de hierro (Jenne, 1976).

Los perfiles verticales de Mn, Cu, Co y Zn en el agua del Mar Negro muestran una distribución regulada por la profundidad del límite de las aguas anóxicas. El cobre y el cinc desaparecen totalmente del tramo de la columna de agua correspondiente a la zona anóxica, por precipitación en forma de sulfuros. Los demás metales están en proporciones mucho más bajas en comparación con aguas intersticiales con hierro ferroso y otras aguas anóxicas. Estos metales deben coprecipitar con el sulfuro de hierro sin formar sulfuros propios (Jenne, 1976), originando un enriquecimiento de los sedimentos modernos del Mar Negro en Mo, Cu, Ni y Co (Volkof y Formina, 1974).

La hidrotroilita se oxida instantáneamente en condiciones oxidantes por lo que es imposible un análisis selectivo de los metales asociados en esta fase (Förstner y Wittman, 1979). En concreciones del FeS del Lago Costanza la concentración en hierro es seis veces superior a la del sedimento fino que constituye la matriz de dichas concreciones. Sin embargo metales como Co, Ni, Cu y Cr presentan concentraciones entre 2 y 1.5 veces la de la matriz fangosa, mientras que el cinc, plomo y manganeso no presentan ninguna diferencia respecto a la matriz (Wagner, 1971). Por tanto se concluye que la coprecipitación de metales traza con sulfuros de hierro es menos efectiva que la incorporación en óxidos hidratados de hierro.

PROCESOS DE REMOVILIZACION DE METALES RELACIONADOS CON LA OXIDACION DE LA MATERIA ORGANICA DURANTE LA DIAGENESIS

El reciclado de los metales en las capas superiores de los sedimentos marinos es un importante aspecto del ciclo geoquímico de éstos. La influencia de dicho reciclado en la distribución del manganeso en la columna sedimentaria es bien conocida, caracterizándose la capa superior de la columna sedimentaria a menudo por concentraciones mayores en este elemento (Wagnerky, 1962; Lynn y Bonatti, 1965; Li et al., 1969; Van der Weiden et al., 1970). Asimismo elementos como Ni y Co a menudo se encuentran en proporciones superiores en dicha capa (Bonatti, 1971), mientras que el cobre presenta una distribución más confusa, jugando probablemente un papel importante en la distribución de la materia orgánica (Nissenbaum et al., 1976).

Reacciones de oxidación de la materia orgánica durante la diagénesis

La diagénesis de la materia orgánica en cuencas anóxicas y en los sedimentos ha sido ampliamente estudiada, fundamentalmente para establecer las reacciones que tienen lugar durante la oxidación anaeróbica de la materia orgánica a partir de la reducción de sulfatos. Sin embargo existe un menor conocimiento de los estadios intermedios entre la oxidación de la materia orgánica a partir del oxígeno y la reducción de los sulfatos. La evolución diagénetica de la materia orgánica y el consumo progresivo de distintos oxidantes se ha establecido a partir del análisis de los fluidos intersticiales de la parte superior de la columna sedimentaria reciente (Emerson et al., 1980; Fröelich et al., 1979; Klinkhammer, 1980; Klinkhamer et al., 1982; Sawlan et al., 1983).

El modelo de Froelich y col., (1979) para la oxidación de la materia orgánica marina, con una composición media de Redfield $[(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}(HPO_4)]$, establece que la oxidación de ésta se realiza a partir de la reducción de sustancias progresivamente menos energéticas. Así cuando un oxidante ha sido consumido, el proceso continua con la utilización del que produzca una oxidación con mayor producción de energía (Tabla 9).

ESTOQUIOMETRIA DE LAS REACCIONES DE OXIDACION DE LA MATERIA ORGANICA

Materia Orgánica: (C:N:P = 106:16:1)

(1) Reducción del Oxígeno

$$138O_2+C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}P+18HCO_3^- \Rightarrow 124CO_2+16NO_3^-+HPO_4^{2-}+140H_2O \qquad G°'=-3190 \text{ KJ/mol. de glucosa}$$

(2) Reducción del Nitrato

$$99.4NO_3^-+C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}P \Rightarrow 13.6CO_2+92.4HCO_3^-+55.2N_2+84.8H_2O+HPO_4^{2-} \qquad G°'=-3030 \text{ KJ/mol.}$$

(3) Reducción del Mn^{4+}

$$236MnO_2+C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}P+364CO_2+104H_2O \Rightarrow 470HCO_3^-+8N_2+236Mn^{2+}+HPO_4^{2-}$$

G°'=-2920 KJ/mol. (Pirolusita)
G°'=-3090 KJ/mol. (Birnesita)

(4) Reducción del Fe^{3+}

$$212Fe_2O_3+C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}P+740CO_2+316H_2O \Rightarrow 846HCO_3^-+424Fe^{2+}+16NH_3+HPO_4^{2-}$$

G°'=-1410 KJ/mol. (Magnetita)
G°'=-1330 KJ/mol. (Goetita-limonitica, FeOOH)

(5) Reducción del Sulfato

$$53SO_4^{2-}+C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}P \Rightarrow 39CO_2+67HCO_3^-+16NH_4^+ +53HS^-+39H_2O+HPO_4^{2-} \qquad G°'=-380 \text{ KJ/mol.}$$

Tabla 9.- Reacciones de oxidación de la materia orgánica. Dichas reacciones tienen lugar en la columna sedimentaria, consumiendo progresivamente compuestos oxidantes menos energéticos (adaptada de Froelich et al., 1979 y Emerson et al., 1982).

En los sedimentos marinos el primer elemento utilizado en la oxidación de la materia orgánica es el oxígeno, el cual para una materia orgánica similar a la del modelo de Reedfield (1958) produce una energía equivalente a 3190 $Kj.mol^{-1}$ de glucosa (Tabla 9 (1) . Cuando la cantidad de oxígeno ha disminuido lo suficiente como para hacer descender el potencial redox, las condiciones son favorables para la utilización del siguiente agente oxidante en orden de eficacia. El espesor de la zona oxigenada en los sedimentos hemipelágicos dependerá de los aportes de materia orgánica y la tasa de sedimentación en un punto dado. Este espesor decrece sistemáticamente en dirección a los márgenes continentales, reduciéndose a la mínima expresión en los sedimentos de la plataforma continental. A la fase de oxidación aeróbica le sigue la fase sub--oxigenada ("suboxidic") (Froelich et al., 1979) en la cual el oxígeno ha sido practicamente eliminado, y los nitratos y los óxidos de manganeso son reducidos para la oxidación de la materia orgánica (Tabla 9 (2) y (3)). Este proceso tiene lugar por debajo de la zona oxigenada, existiendo una zona de difusión que separa la parte superior, en la cual se reducen los nitratos y se oxida el manganeso(II), de la inferior, en la cual se reducen los nitratos y el manganeso(IV) (Sawlan et al., 1983).

Así la distribución de Mn(II) en el agua intersticial delimita la zona de oxidación aeróbica. La ausencia de dicho metal disuelto en dicha zona es debida a la precipitación en forma de óxido con lo que acelera la finalización de la fase aeróbica, por agotamiento del oxígeno libre disuelto. Parece ser que previamente a la reducción del Mn(IV) se produce una total eliminación del nitrato del agua intersticial por reducción a N_2 (Sawlan et al., 1983).

En los testigos del Océano Pacífico, en el margen continental de Guatemala, del Atlántico, en el margen continental de Panama y de Venezuela, el manganeso disuelto alcanza la interfase agua-sedimento sólo cuando los nitratos han sido eliminados en los diez centímetros superiores de la columna sedimentaria (Froelich et al., 1979; Pederson y Price, 1982).

La siguiente fase afecta al hierro(III) (Tabla 9 (4)). La reacción de reducción de este, parcialmente solapada con la reducción del Mn (IV), incorpora el hierro(II) a la solución intersticial. No se detecta

hierro ferroso disuelto donde el nitrato no ha sido totalmente consumido (Froelich et al., 1979). A la misma profundidad de la columna sedimentaria existe un incremento de hierro ferroso disuelto con la proximidad al margen continental, es decir con el aumento de tasa de sedimentación y con la cantidad de aportes de materia orgánica (Sawlan et al., 1983).

La precipitación de monosulfuros de hierro no tiene lugar hasta que las condiciones redox no son favorables para que se inicie la siguiente reacción (Tabla 9 (5)), en la cual se reducen los sulfatos. El inicio de esta reacción significa un importante cambio en las condiciones microambientales al ser una reacción mucho menos energética que la correspondiente a la reducción del hierro férrico (Froelich et al., 1979).

Migración de metales en relación con la oxidación de la materia orgánica

La diagénesis está controlada entre otros factores por la cantidad y el tipo de materia orgánica acumulada en el sedimento. La velocidad con la que los procesos diagenéticos tienen lugar, es mucho mayor en los márgenes continentales que en las zonas oceánicas, donde los primeros estadios son practicamente indetectables.

Las variaciones regionales en la composición de los productos de la diagénesis, ya sean capas enriquecidas en manganeso, hierro o nódulos metálicos, están controladas por varios factores interrelacionados entre sí: tasa de sedimentación, oxidación de la materia orgánica, diagénesis inicial y composición de los fluidos intersticiales (Price y Calver, 1970). Como se ha visto en el apartado anterior, el perfil de distribución de los metales traza viene determinado por los compuestos utilizados en orden de eficacia de la reacción de oxidación de la materia orgánica. Cuando la cantidad de oxígeno disuelto alcanza un valor crítico, se consumen los nitratos y los óxidos de manganeso se reducen, con intervención muy probable de bacterias (Richardson, 1974; Emerson et al., 1980). A mayor profundidad de la columna sedimentaria, los óxidos de hierro se reducen, detectándose hierro ferroso disuelto, que migra en el agua intersticial y que precipita donde el potencial redox es favorable (Klinkhammer, 1980). Los distintos pH a los cuales precipitan los óxidos de manganeso y hierro, más bajos para el hierro, favorecen la

separación de estos elementos en la columna sedimentaria, acumulándose los óxidos de Fe por debajo de la zona donde precipitan los óxidos de Mn.

Así pues, en la columna sedimentaria existe una zona en la que no se detecta ni manganeso ni hierro en solución, que corresponde a la zona de oxidación aeróbica. Una zona en la que se encuentra manganeso (II) disuelto cuyo contenido en la solución decrece hacia arriba a favor del contenido en forma de MnO_2 en la interfase con la zona de respiración aeróbica. Una tercera zona por debajo de la anterior en la que coexisten Fe(II) y Mn(II) en solución. El contenido en hierro en solución decrece hacia arriba por precipitación en la zona en que el manganeso está reducido. Asi mismo puede decrecer hacia abajo si las condiciones son suficientemente reductoras como para producirse la reducción de los sulfatos (Klinkhammer, 1980) y la precipitación de monosulfuros.

Por tanto el MnO_2 depositado en la superficie del sedimento es enterrado y a medida que continúa la sedimentación alcanza su zona reductora, se disuelve y migra nuevamente hacia arriba, produciéndose una acumulación de manganeso en la parte superior de la columna sedimentaria (Li et al., 1969; Froelich et al., 1979). El límite entre la zona oxigenada y la zona de sub-oxigenada donde se reducen los óxidos de manganeso está a una profundidad que depende del balance entre el O_2 que se difunde hacia abajo y del manganeso que se difunde hacia arriba (Linn y Bonatti, 1965). En el caso que se produzca un cambio brusco en la concentración de oxígeno disuelto en el agua profunda o en la cantidad de materia orgánica acumulada en el sedimento, el manganeso precipitado puede permanecer como un caracter relicto, o bien puede migrar muy lentamente (Klinkhammer, 1980).

El níquel y el cobalto se encuentran disueltos en las mismas zonas que el manganeso y/o hierro incorporadose al sedimento en forma de minerales autigénicos incluyendo al MnO_2 en el límite inferior de la zona de respiración aeróbica. El níquel se oxida en la misma zona que el manganeso y sigue un proceso similar a este. Sin embargo el Co(II) no se óxida a Co(III) mediante O_2, sino que lo hace bajo la influencia del fuerte campo magnético existente en la interfase entre el MnO_2 y la solución. Esto explicaría la separación geoquímica entre el Co y el Ni (Murray y Dillard, 1979).

La existencia de máximas concentraciones en Cu disuelto cerca de la interfase agua-sedimento sugiere que el cobre es redisuelto en los primeros estadios de la oxidación de la materia orgánica, permaneciendo en el sedimento menos de un 25% del cobre que alcanza el fondo (Sawlan et al., 1982).

Los procesos físicos de mezcla, como corrientes de fondo o bioturbación, pueden redistribuir los productos de la oxidación mezclando los sólidos precipitados o aportando metales disueltos al agua del fondo.

LAS ACUMULACIONES DE OXIDOS METALICOS EN LOS SEDIMENTOS DEL MEDITERRANEO SUROCCIDENTAL

El contenido en metales pesados en los distintos tipos de sedimentos varía dentro de un rango de valores relativamente estrecho, salvo en los lodos con óxidos metálicos, en los cuales la desviación estandar es la mayor para todos los metales. La acumulación de óxidos metálicos de Fe y Mn se manifiesta, en la simple observación visual de los testigos, por cambios en la coloración de los sedimentos, que sin embargo pueden adquirir pigmentaciones variables entre amarillo y siena tostado. Estas pigmentaciones, como se verá más adelante, están en función de la concentración relativa de Fe y Mn. Se han incluido en la clase de los lodos con óxidos además, aquellos sedimentos de color gris o beige que presentan cierta pigmentación o manchas correspondientes a los colores antes citados. Las muestras de estas características presetan las concentraciones mínimas en metales de la clase de los lodos con óxidos metálicos.

Los lodos con óxidos metálicos en función de su posición estratigráfica registran procesos distintos relacionados bien con las condiciones redox en la columna sedimentaria o en la columna de agua en el momento del depósito.

Acumulaciones relacionadas con variaciones de la tasa de sedimentación

Los sedimentos y costras de color amarillo o siena tostado ricos en óxidos de Fe han sido descritos en todos los mares del mundo: Golfo de Bengala, Cuenca de Sierra Leona, al este del Japón en el Pacífico, Mar

del Coral, fractura de Mendocino, Bahamas, al sur de Hawai y en el Mediterráneo occidental (McGeary y Damuth, 1973; Maldonado, 1978; Canals, 1980; Alonso y Farrán, 1982).

En todas las localidades citadas las acumulaciones de metales en forma de óxidos, marcan el límite entre los lodos hemipelágicos grises del Pleistoceno y los lodos calcáreos oxidados del Holoceno caracterizadas por una menor proporción de componentes terrígenos. Las evidencias geoquímicas y estratigráficas indican que las elevadas concentraciones se han formado a partir de la degradación de la materia orgánica y los consiguientes cambios en las condiciones redox en los sedimentos hemipelágicos grises infrayacentes, acompañado de un cambio brusco en la tasa de sedimentación. El hierro reducido y disuelto en el agua intersticial ha migrado hacia la superficie del sedimento durante la compactación de éste. Al alcanzar la interfase entre los sedimentos hemipelágicos grises ricos originariamente en materia orgánica y los lodos pelágicos holocenos, con menos materia orgánica reducible y por tanto con un microambiente más oxidante, precipitan formando en algunos casos verdaderas costras ferruginosas (McGeary y Damuth, 1973).

Así pues este tipo de acumulación, localizado en el contacto entre lodos grises y lodos oxidados, es debido a un cambio en la tasa de sedimentación y en el contenido en materia orgánica correspondiente al descenso brusco de estos factores en el último periodo de ascenso eustático. Esto está en concordancia con el modelo de Maldonado y Zamarreño (1983) propuesto para la edificación de plataformas continentales silicico-clásticas, en las cuales se observa que la edificación de éstas se produce durante los periodos de descenso eustático mientras que por el contrario, durante los ascensos unicamente se produce una superficie de abrasión que origina una transferencia de sedimentos a las cuencas profundas, muy inferior a la que tiene lugar durante la edificación de la plataforma. Los periodos de mínima transferencia corresponden a las estabilizaciones durante los máximos y mínimos eustáticos.

Sin embargo la acumulación de metales a partir de los lodos grises se produce unicamente durante las fases de ascenso eustático y antes de la estabilización correspondiente al máximo eustático, como

consecuencia de las condiciones reductoras presentes en los sedimentos de alta tasa de sedimentación y ricos en materia orgánica.

Acumulaciones relacionadas con estancamiento de aguas profundas

En los testigos objeto de este trabajo la mayoría de las concentraciones máximas en metales corresponden a acumulaciones situadas en el contacto entre lodos grises y lodos calcáreos. Sin embargo existen otras acumulaciones intercaladas en los lodos calcáreos correspondientes al tercer ciclo, frecuentemente asociadas a niveles de lodos calcáreos finamente laminados con foraminíferos y tubos orgánicos piritizados asi como ausencia total de bioturbación. Estas acumulaciones de metales deben pues relacionarse con estancamientos de las aguas profundas y condiciones anóxicas en el fondo por la formación de una picnoclina temporal.

Básicamente el proceso es el mismo que el correspondiente a las acumulaciones citadas anteriormente, con la diferencia de que en este caso la interfase entre la zona reductora y la zona oxidante se encuentra en la columna de agua y definida por la picnoclina, al contrario del caso anterior en que se encontraba en la interfase agua-sedimento o en la columna sedimentaria. En la zona anóxica, por debajo de la superficie de estratificación, el hierro y el manganeso se encuentran en forma de Mn^{2+} y Fe^{2+} debido al bajo pH. La transferencia de iones, por difusión y advección vertical hacia la picnoclina hace que estos iones puedan precipitar por encima de ésta en forma de óxidos, los cuales precipitan normalmente en el sector del margen continental que intersecta a la superficie de estratificación de las aguas. Si los óxidos caen nuevamente por debajo de la picnoclina se disolverán de nuevo (Degens y Stoffers, 1976).

La precipitación masiva de óxidos metálicos se produce en este caso por la progresiva acumulación de iones por debajo de la picnoclina. Los iones metálicos asociados a compuestos orgánicos o inorgánicos son retenidos en esta zona hasta el establecimiento de las condiciones normales de mezcla vertical, que ocasiona la precipitación masiva de los iones acumulados. La acumulación masiva se producirá únicamente en la superficie del fondo correspondiente a los sectores del margen continental situados por debajo de la picnoclina preestablecida, no pudiendo formarse ninguna acumulación anormal por encima de ésta.

Los testigos obtenidos por encima de los 2000 m y por debajo de los 1400 m presentan una sola capa de óxidos metálicos en el término calcáreo del tercer ciclo, lo que pondría de manifiesto que únicamente existió un periodo de estancamiento y que éste afectó a la columna de agua situada por debajo de los 1400 m. En los testigos obtenidos por debajo de los 2000 m se observan claramente al menos dos capas de óxidos en el término calcáreo, lo que nos indica que además del anterior estancamiento, tuvo lugar otro/s estancamiento/s de este tipo, en el/los que la picnoclina se situó hacia los 2000 m de profundidad

Metales pesados en los sedimentos estudiados. Concentraciones y relaciones entre estas

Hierro.

El contenido en hierro en las muestras analizadas oscila entre 2.9 y 75 mg/g, hallándose los valores medios de los diversos tipos de sedimentos entre 6 y 13 mg/g (Tabla 10). En este intervalo se agrupan el 75% de las muestras (Fig. 23A). Debe recordarse que estos valores corresponden al hierro que no interviene como constituyente en las redes de los silicatos, por haberse practicado un análisis selectivo sobre la fracción soluble en agua regia.

Los valores correspondientes a muestras de sedimentos hemipelágicos y gravitativos no presentan diferencias importantes, sin embargo el valor medio de los lodos gravitativos se ve incrementado por la inclusión, en este grupo de muestras procedentes del sector occidental de Alborán (Testigo K-15). En este sector se ha detectado una anomalía geoquímica que se manifiesta por un incremento en la proporción de hierro y níquel. Esta anomalía podría ser debida a los aportes relacionados genéticamente con los complejos ultramaficos de Ojen y Ronda en la provincia de Malaga (R.Vaquer com. pers.).

En la matriz de correlación se observa una correlación inversa (-0.57) entre el contenido en hierro y el de carbonato (Tabla 3). esta es debida a la presencia de fuertes acumulaciones de óxidos de hierro en

sedimentos con contenidos en carbonato que varían entre el 32 y el 48%, más que a la ausencia de hierro asociada a los componentes carbonatados (Fig. 24A). Estas acumulaciones corresponden a los lodos con óxidos metálicos descritos en el contacto entre los lodos grises y los lodos calcáreos de los ciclos hemipelágicos, así como a las delgadas capas de óxidos metálicos intercaladas entre el término calcáreo del tercer ciclo hemipelágico.

No obstante, en general, se observa un ligero y gradual descenso del contenido en hierro con el aumento del contenido en carbonato (Fig. 24A). Los valores de contenido en carbonato inferiores a 30% corresponden a sedimentos gravitativos del sector occidental de Alborán. El descenso del contenido en hierro con el aumento del carbonato es explicado por la asociación de dicho elemento con las fases terrígenas del sedimento, así como con la materia orgánica.

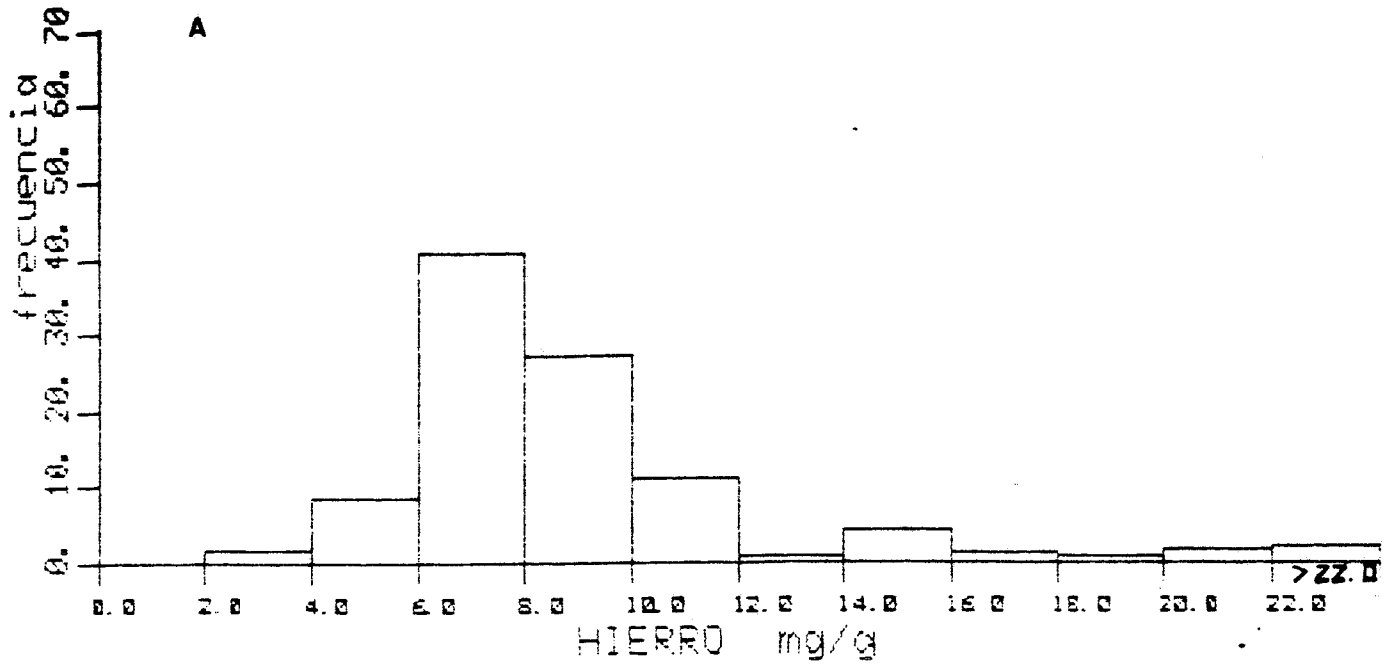
Manganeso.

El contenido en manganeso del 80% de las muestras oscila entre 150 y 900 ppm, correspondiendo los valores más altos a lodos con óxidos o bien a lodos calcáreos (Fig. 23B). Los valores medios máximos corresponden a estos tipos de sedimentos, pudiéndose establecer para el conjunto de los sedimentos una relación inversa entre el contenido en manganeso y la velocidad de sedimentación. No obstante los lodos con óxidos, muestran concentraciones anormalmente altas producidas por procesos de redistribución en la columna sedimentaria o por precipitación masiva y no guardan una relación con la velocidad de sedimentación.

En el diagrama binario $CaCO_3$-Mn se observa, al contrario de lo que sucedía con el hierro, que existen dos zonas definidas por distintos contenidos en carbonato donde se pueden producir las máximas acumulaciones de manganeso (Fig. 24B). La primera de ellas coincide con el intervalo comprendido entre 32 y 48% de carbonato, donde se dan también las acumulaciones principales de óxidos de Fe. La segunda se concentra entre 48 y 64% de carbonato. Esta corresponde a lodos calcáreos en los cuales se han producido acumulaciones de óxidos de manganeso a partir de Mn^{2+} procedente de los sedimentos infrayacentes menos calcáreos. En estos últimos ocurrió una precipitación conjunta de óxidos de Fe y Mn migrando

	CaCO3 %	Fe mg/g	Mn ppm	Co ppm	Pb ppm	Ni ppm	Cu ppm
ARENAS DE FORAMINIFEROS							
$\bar{X}$	60 12	6 33	311 11	16 44	28 56	29 56	12 78
Dt	8 05	1 32	232 59	2 41	4 19	4 72	4 92
n	9 00	9 00	9 00	9 00	9 00	9 00	9 00
LODOS HEMIPELAGICOS CALCAREOS							
$\bar{X}$	57 26	7 04	623 63	14 90	26 04	25 49	17 16
Dt	6 68	1 31	274 50	4 93	4 49	5 33	8 02
n	51 00	51 00	51 00	51 00	51 00	51 00	51 00
LODOS CALCAREOS OXIDADOS							
$\bar{X}$	52 77	8 16	666 33	14 80	23 93	25 73	27 00
Dt	5 47	1 70	342 52	2 76	4 88	6 06	6 87
n	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00
LODOS CON OXIDOS DE Fe Y Mn							
$\bar{X}$	43 35	13 27	1416 15	19 53	23 71	28 29	27.49
Dt	6 81	10 31	1336 00	13 15	8 08	17 11	12 28
n	59 00	59 00	59 00	59 00	59 00	59 00	59 00
SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS GRISES							
$\bar{X}$	40 88	8 26	417 15	12 21	20 19	20 77	20 15
Dt	4 14	1 47	281 21	2 50	4 06	7 26	6 40
n	52 00	52 00	52 00	52 00	52 00	52 00	52 00
LODOS MARRONES							
$\bar{X}$	40 26	8 94	548 75	13 38	22 75	18 63	21 25
Dt	2 97	1 30	200 40	3 31	4 60	5 17	3 80
n	8 00	8 00	8 00	8 00	8 00	8 00	8 00
PROTOSAPROPEL							
$\bar{X}$	36 60	9 25	390 00	17 00	21 00	45 00	26 00
Dt	0 00	0 00	0 00	0 00	0 00	0 00	0 00
n	1 00	1 00	1 00	1 00	1 00	1 00	1 00
LODOS DE TALUD							
$\bar{X}$	39 21	8 43	464 80	12 67	19 00	17 33	20 60
Dt	4 59	1 37	207 64	2 98	2 53	6 94	4 63
n	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00	15 00
LODOS GRAVITATIVOS							
$\bar{X}$	39 26	10 43	212 50	11 19	18 81	27 25	16 06
Dt	15 47	5 05	40 39	3 13	8 28	11 93	4 13
n	16 00	16 00	16 00	16 00	16 00	16 00	16 00
SEDIMENTOS TURBIDITICOS							
$\bar{X}$	54 66	6 29	405 63	14.38	23 75	18 63	15 50
Dt	12 00	2 53	39 25	6 02	8 15	6 54	7 12
n	8 00	8 00	8 00	8.00	8.00	8 00	8.00

Tabla 10.- Valores medios y desviaciones de las concentraciones en carbonato y metales de los distintos tipos de sedimentos.



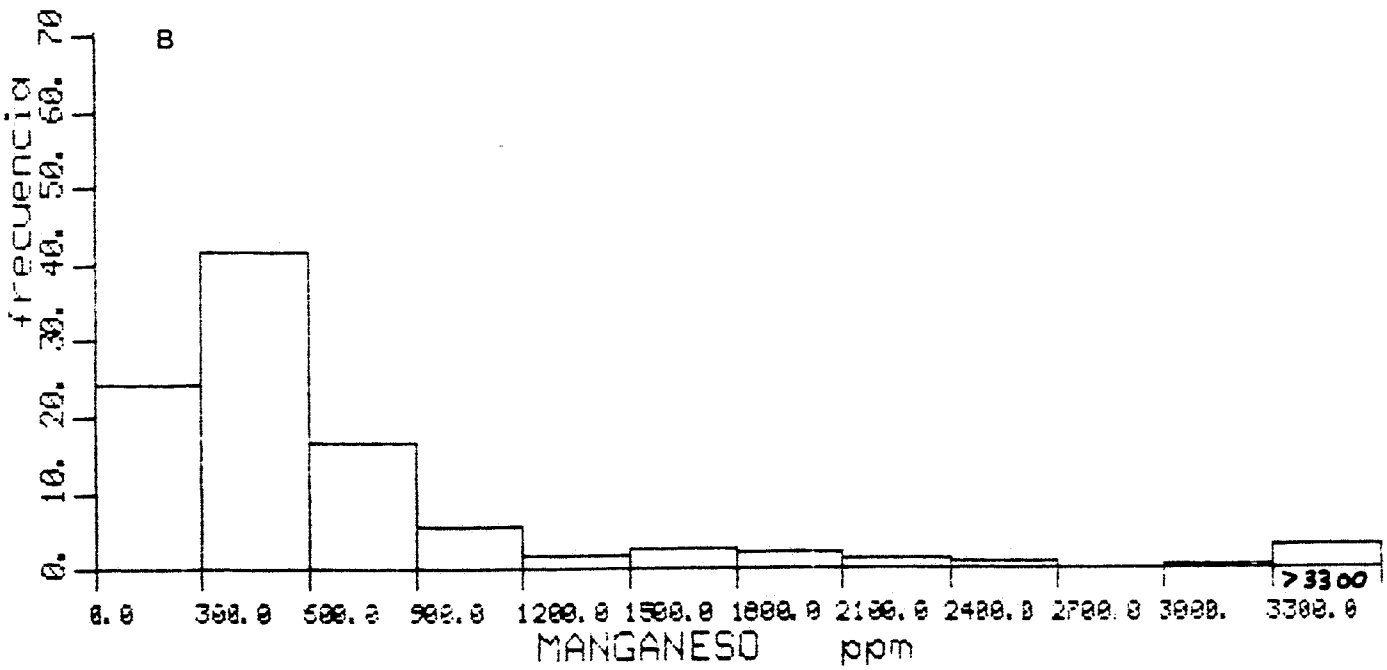


Figura 23.- Histogramas de frecuencia de las concentraciones en hierro y manganeso (n = 234)

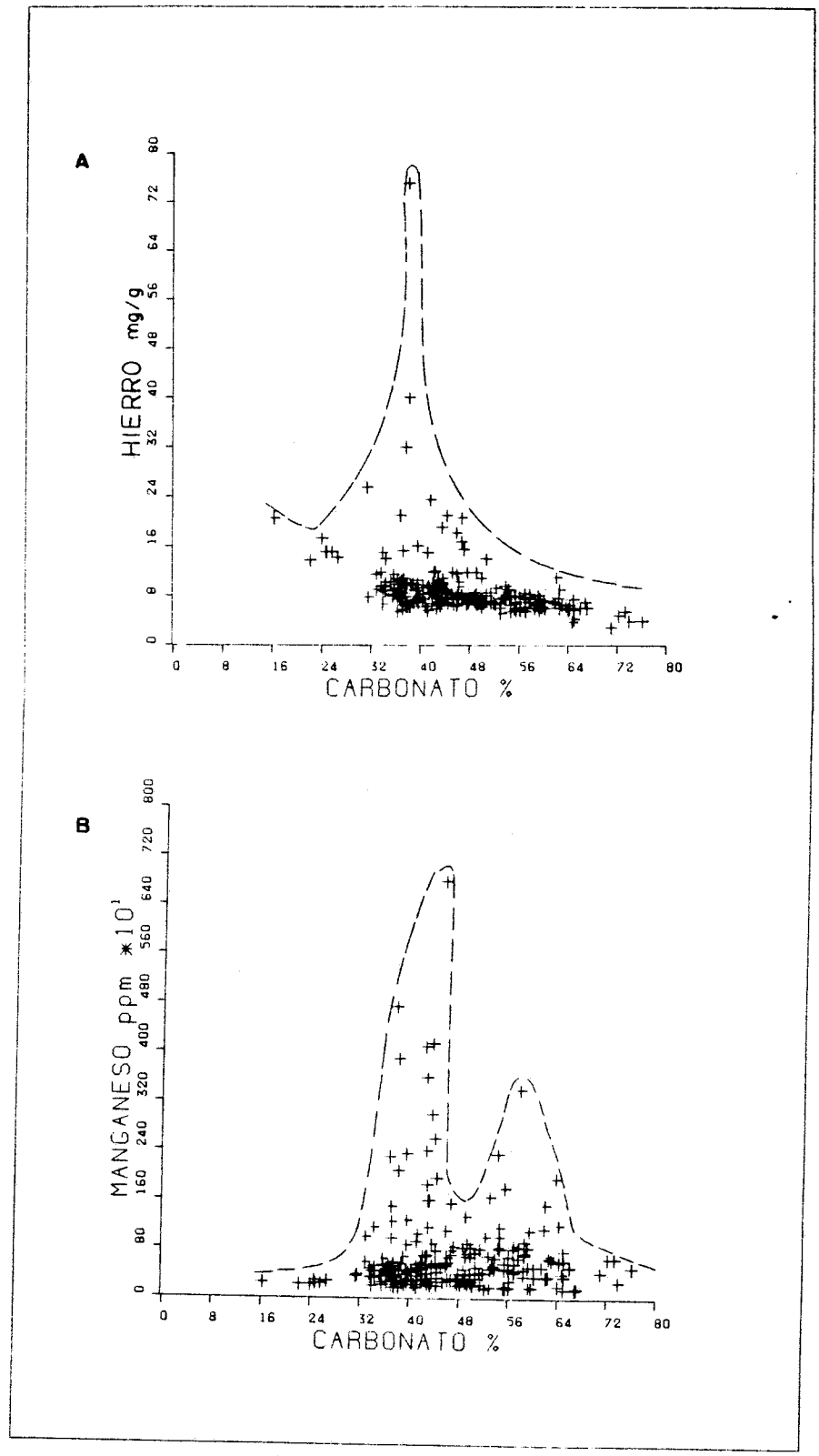


Figura 24.- A. Relación Carbonato-Hierro.B. Relación Carbonato-Manganeso. En el primero se observa un pico de la concentración en hierro sobre el 40% de carbonato, mientras que el segundo, como respuesta a los procesos diagéneticos presenta un segundo pico entre el 50% y el 60%.

posteriormente hacia arriba los iones de Mn^{2+} disueltos al alcanzarse unas condiciones desfavorables para la estabilidad del óxido de manganeso en esta capa inferior. La acumulación original, ya sea producida en el techo de los lodos grises o intercalada en los lodos calcáreos del tercer ciclo, produce cuando el óxido de manganeso se reduce, una acumulación de Mn en la zona de mayor contenido en carbonato.

No existe una relación directa entre el hierro y el manganeso, como ya se vió en el análisis de componentes principales. Así en general el contenido en Mn es relativamente independiente del contenido en Fe, aunque en algunas muestras un aumento en Fe, representan un aumento en Mn (Fig. 25A).

Los lodos con óxidos metálicos se identifican en los testigos por una laminación, no siempre existente y/o por la presencia de colores amarillos o pardo-oscuros. Estos distintos grados de pigmentación, son debidos a la proporción relativa de Fe y Mn y más concretamente de óxidos de Fe (amarillos) y de manganeso (negros). En el diagrama binario entre el contenido absoluto en Fe y el cociente Fe/Mn, las muestras con color preponderantemente amarillo, se sitúan en el sector definido por altos contenidos en Fe y bajo cociente Fe/Mn o bien por bajos contenidos en hierro asociados a un alto cociente Fe/Mn (Fig. 25B). En este diagrama no se han incluido sin embargo las muestras correspondientes al testigo K-15, en el cual la anomalía geoquímica en sedimentos gravitativos ha producido un sedimento característico de ambientes con alta tasa de sedimentación y con importantes aportes orgánicos. Esto origina la reducción del Fe^{3+} a Fe^{2+}, que se refleja en la coloración gris típica de ambientes suboxidantes.

Cobalto

La concentración en cobalto del 90% de las 234 muestras analizadas está comprendida entre 7 y 20 ppm con un valor medio de 15 ppm (Fig. 26C). El diez por ciento restante comprende parte de las muestras correspondientes a lodos con óxidos de Fe y Mn, alcanzando un valor máximo de 70 ppm. Los sedimentos con menor contenido medio en cobalto son los lodos gravitativos, lodos de talud y lodos hemipelágicos grises, cuyos valores medios oscilan entre 11 y 13 ppm (Tabla 1). El valor medio de los lodos

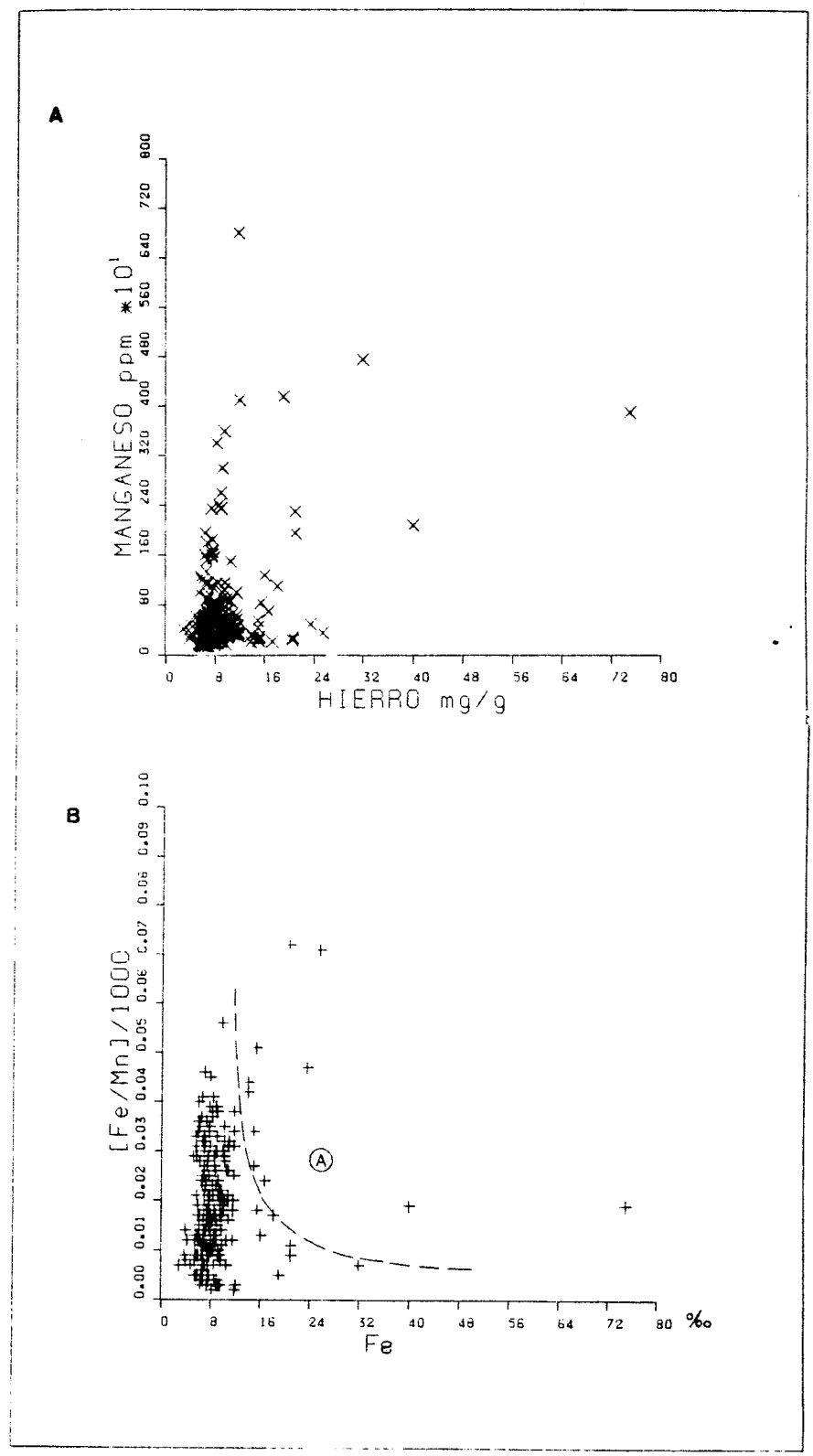


Figura 25.- A. Diagrama binario de la relación Hierro-Manganeso.
B. Diagrama binario de la relación Hierro-Fe/Mn. (A) Muestras correspondientes a lodos con óxidos de color amarillo.

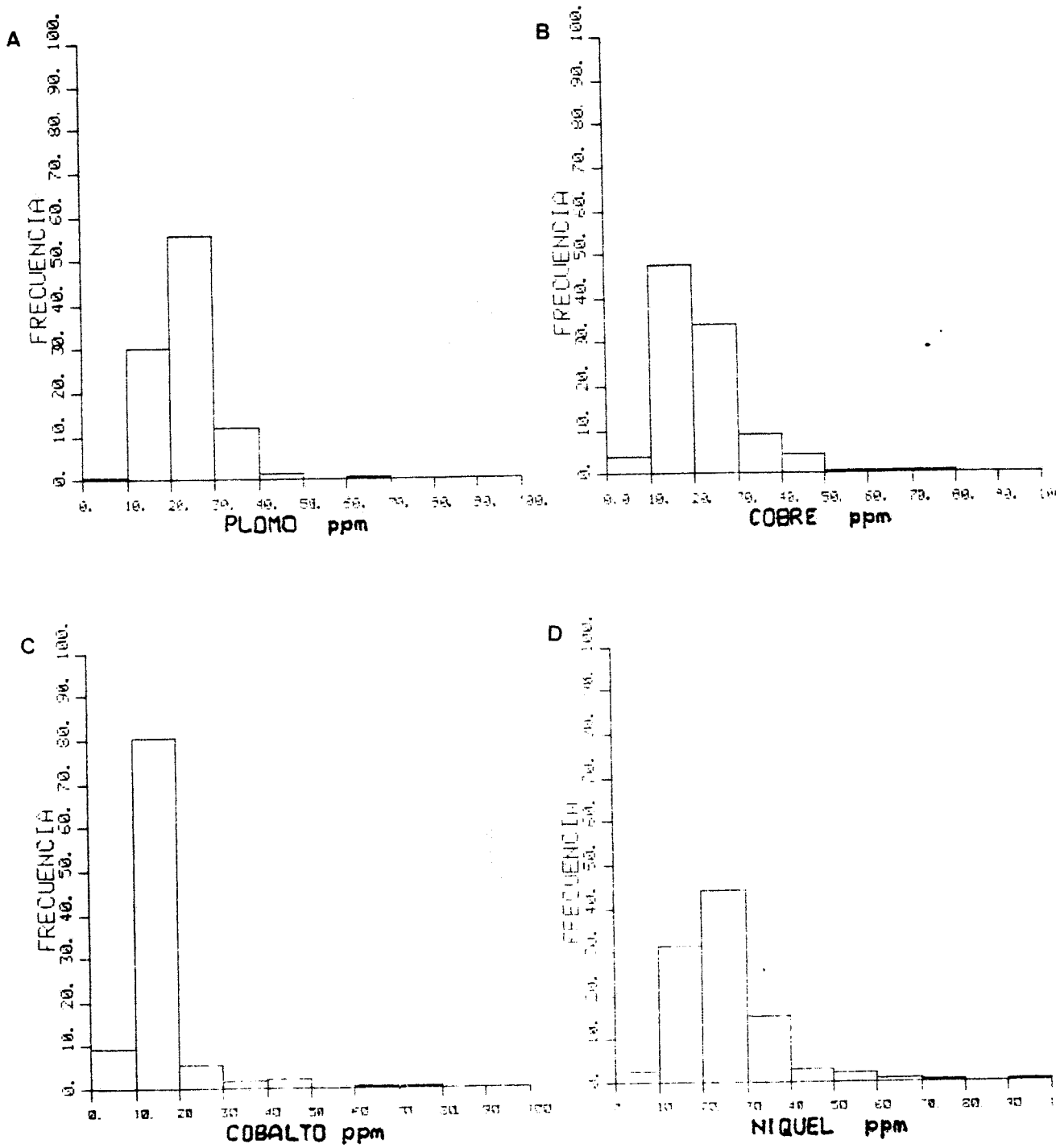


Figura 26.- Histogramas de frecuencia de las concentraciones en Pb, Cu, Co y Ni en las 234 muestras analizadas.

con óxidos metálicos es de 19.5 ppm. Destaca el valor correspondiente a las arenas de foraminíferos (16.44 ppm), más alto que el de los lodos calcáreos (14.8 ppm) lo que hace suponer una cierta relación entre el cobalto y el contenido en carbonato y concretamente con los componentes planctónicos de la fracción arena.

La contribución de los componentes biógenos calcáreos al incremento de la concentración en cobalto en el sedimento se apunta ya en la matriz de correlación (Tabla 3) y en el análisis de componentes (Tabla 5), donde se observa que en el factor 1 el Co tiene una contribución, aunque discreta, superior a las de los demás metales a excepción del Pb. El alto coeficiente de correlación entre Pb y Co (r:0.49), así como la contribución del Pb al primer factor, hace sospechar que el mecanismo que controla la concentración de Pb en el carbonato biógeno, sea asimismo responsable de la coprecipitación del Co.

Popova (1961), observó que los carbonatos insolubles de Co y Pb son eliminados de una solución como consecuencia de la precipitación de $CaCO_3$. Así, la coprecipitación con el carbonato cálcico puede ser el mecanismo que explica las relaciones entre carbonato-plomo y cobalto, aunque como se observa en los valores propios de los factores, la concentración en Co viene fundamentalmente determinada por los mismos procesos que afectan al Mn, Ni y Cu. Se puede concluir que la conjunción entre los procesos deposicionales que rigen la concentración inicial y los procesos diagenéticos responsables de la migración selectiva de este elemento a partir de los compuestos solubles en condiciones suboxidantes, son los factores que controlan la concentración final de Co en el sedimento.

Níquel

El valor de la concentración en níquel de las muestras analizadas presenta una mayor dispersión que la correspondiente al Co (Fig. 26D). El 92% de las muestras tienen concentraciones entre 10 y 40 ppm. Las concentraciones mínimas corresponden a sedimentos gravitativos (lodos de talud y turbiditas) así como lodos marrones, todos ellos con un valor medio por debajo de 20 ppm. Los lodos gravitativos presentan un valor medio muy superior, debido a que en este grupo se incluyen los lodos gravitativos del sector occidental del Mar de Alborán, que presenta una anomalía

geoquímica regional caracterizada por altos valores en Fe y Ni. En general los valores medios más altos corresponden a los sedimentos con mayores contenidos en carbonato, aunque el análisis factorial no pone de manifiesto ninguna relación entre estas variables. Por otra parte destaca el valor de la muestra identificada como protosapropel, más que por su alto valor absoluto, por no presentar correspondencia con los valores del Mn y Co como sucede en el resto de las muestras con concentraciones de Ni similares. Esta muestra, con un contenido en hierro, algo por encima de la media, puede representar una facies geoquímica representativa de la presencia de sulfuros de Fe, en los cuales el Ni puede ir como elemento coprecipitado (Jenne, 1976).

Cobre

El valor medio de la concentración en cobre en las 234 muestras analizadas es de 21 ppm (ds:9.5 ppm). El 85% de las muestras tienen concentraciones comprendidos entre 7 ppm (valor mínimo detectado) y 30 ppm (Fig. 26 B). El 15% restante corresponde a muestras de sedimentos hemipelágicos, clasificados como lodos calcáreos oxidados y lodos con óxidos de Fe y Mn. El máximo valor detectado es de 76 ppm y corresponde a lodos con altas concentraciones en todos los metales pesados analizados. En la Tabla 10 se observa que las mayores concentraciones medias corresponden a los lodos con óxidos de manganeso, protosapropel y lodos oxidados calcáreos.

La acumulación de cobre en los lodos con óxidos de Fe y Mn se explica por la removilización del cobre como participante pasivo durante la reducción del MnO_2 y posterior acumulación en las fases sólidas de este compuesto (Sawlan et al., 1983). La distribución vertical del cobre en los fluidos intersticiales, que está controlada por los procesos de oxidación-reducción de los principales oxidantes, tales como oxigeno, nitratos y óxidos de manganeso y hierro, muestran en testigos del Atlántico y del Pacífico, una máxima concentración en el techo de los testigos (Klinkhammer, 1980; Klinkhammer et al., 1982, Sawlan et al., 1983).

Esta acumulación de cobre en los fluidos intersticiales en la zona de la columna sedimentaria en la que predomina los procesos diagenéticos aeróbicos, es debida a la destrucción de los compuestos orgánicos

orgánicos que actúan como principal fuente de aportes de cobre al sedimento (Klinkhammer, 1980). La rápida oxidación de la materia orgánica en la parte superior de la columna sedimentaria en ambientes oxidantes hace que una gran parte del cobre sedimentario escape a la columna de agua y solo una mínima parte se conserve en el sedimento (un 10% según Klikhammer y col., 1982 y un 25% según Sawlan y col., 1983). No obstante la presencia de ciertos complejos orgánicos con fuertes enlaces retarda la removilización del cobre (Klinkhammer, 1980).

La rápida removilización del cobre hacia la columna de agua explica que las mayores concentraciones en cobre se den en los lodos oxidados calcáreos recientes, mientras que los lodos calcáreos depositados en condiciones oceanográficas equivalentes pero estratigraficamente más antiguos, presenten una concentración media mucho más baja debida a la total oxidación de la materia orgánica acumulada en éstos.

Por otra parte es lógica la elevada concentración en cobre en el protosapropel, depositado en condiciones anóxicas sobre el fondo, que favorecen la conservación de la materia orgánica y de los metales asociados a ésta.

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

TIPOS DE SEDIMENTOS

En el margen continental de las Baleares y las Béticas predomina la sedimentación hemipelágica durante el Holoceno y el Pleistoceno Superior. Dicha sedimentación está representada por varios tipos de sedimentos que se diferencian por su contenido en carbonato y óxidos metálicos, por el color, textura y estructuras sedimentarias. Así se distinguen los siguientes tipos: lodos calcáreos oxidados, lodos calcáreos claros, lodos grises, lodos marrones, protosapropeles y lodos con óxidos metálicos.

Estos materiales presentan intercalaciones de sedimentos originados a partir de flujos gravitativos, dando lugar al desarrollo de lodos de talud, lodos gravitativos o turbiditas. Todos los cuales corresponden a aportes de terrígenos y flujos de densidad progresivamente mayores.

Como resultado de la interacción entre la sedimentación hemipelágica y las corrientes profundas se originan además sedimentos caracterizados por su bajo contenido en pelitas y que por su composición han sido denominados arenas de foraminíferos.

EVOLUCION ESTRATIGRAFICA

Los depósitos hemipelágicos del margen continental tienen un desarrollo cíclico. Cada ciclo consta de tres términos: lodos grises que pasan a lodos calcáreos con un término intermedio de algunos centímetros de espesor que presenta concentraciones relativamente altas en óxidos de Mn y Fe. Los lodos calcáreos pasan gradualmente a lodos grises del ciclo inmediato superior. El techo de la columna sedimentaria está ocupada por lodos calcáreos oxidados correspondientes a la sedimentación holocena. Por otra parte, en los testigos más alejados de la plataforma continental se manifiesta la tendencia a que los lodos marrones

sustituyan a los lodos grises, en cuyo caso no aparece el término intermedio de lodos con óxidos metálicos.

Estos ciclos se interpretan como el resultado de las variaciones de la tasa de sedimentación provocadas por las fluctuaciones climático--eustáticas del Cuaternario. Como consecuencia de dichas variaciones se producen cambios en la proporción entre aportes biógenos y detrítico--terrígenos que se manifiestan en la composición más o menos carbonatada del sedimento.

Los lodos grises corresponden a periodos de alta tasa de sedimentación (Maldonado y Stanley, 1976), con predominio de los aportes detrítico-terrígenos a pesar de la alta productividad de las aguas superficiales. En efecto, para el término de lodos grises correspondiente al último ciclo, la tasa de sedimentación calculada para los materiales terrígenos es de 4.8 $g.cm^{-2}.10^{-3}$ años y la correspondiente a los aportes biógenos, para los mismos lodos grises, es de 3.2 $g.cm^{-2}.10^{-3}$ años. La tasa de sedimentación de los lodos calcáreos oxidados es 4.5 veces inferior a la de los lodos grises, sin embargo en éstos las velocidades de acumulación de los materiales terrígenos y biógenos son de 0.8 y 0.9 $g.cm^{-2}.10^{-3}$ años respectivamente. Así pues, la tasa de acumulación de la fracción biógena en los lodos calcáreos oxidados en 3.5 veces inferior a la del último tramo de lodos grises correspondientes al último estadio del Pleistoceno Superior. Esto se explica por la mayor concentración de nutrientes inorgánicos en el agua, en relación con la mayor cantidad de aportes procedentes del continente. Dicho incremento de la productividad, a su vez, provoca un aumento de la demanda de oxígeno y en consecuencia un bajo estado de oxidación de la materia orgánica que alcanza el fondo (McCave, 1975), acumulandose por debajo de la interfase agua-sedimento donde se oxidará (Fig. 27).

Cuando se produce una disminución drástica de los aportes procedentes del continente, debido a un cambio en las condiciones climático-eustáticas, la productividad de la masa de agua sufre asimismo una disminución importante así como la demanda de oxígeno en la columna de agua. Por tanto la cantidad de materia orgánica en suspensión es inferior y por otro lado la columna de agua contiene más oxígeno disuelto capaz de oxidarla antes de alcanzar el fondo (Fig. 28).

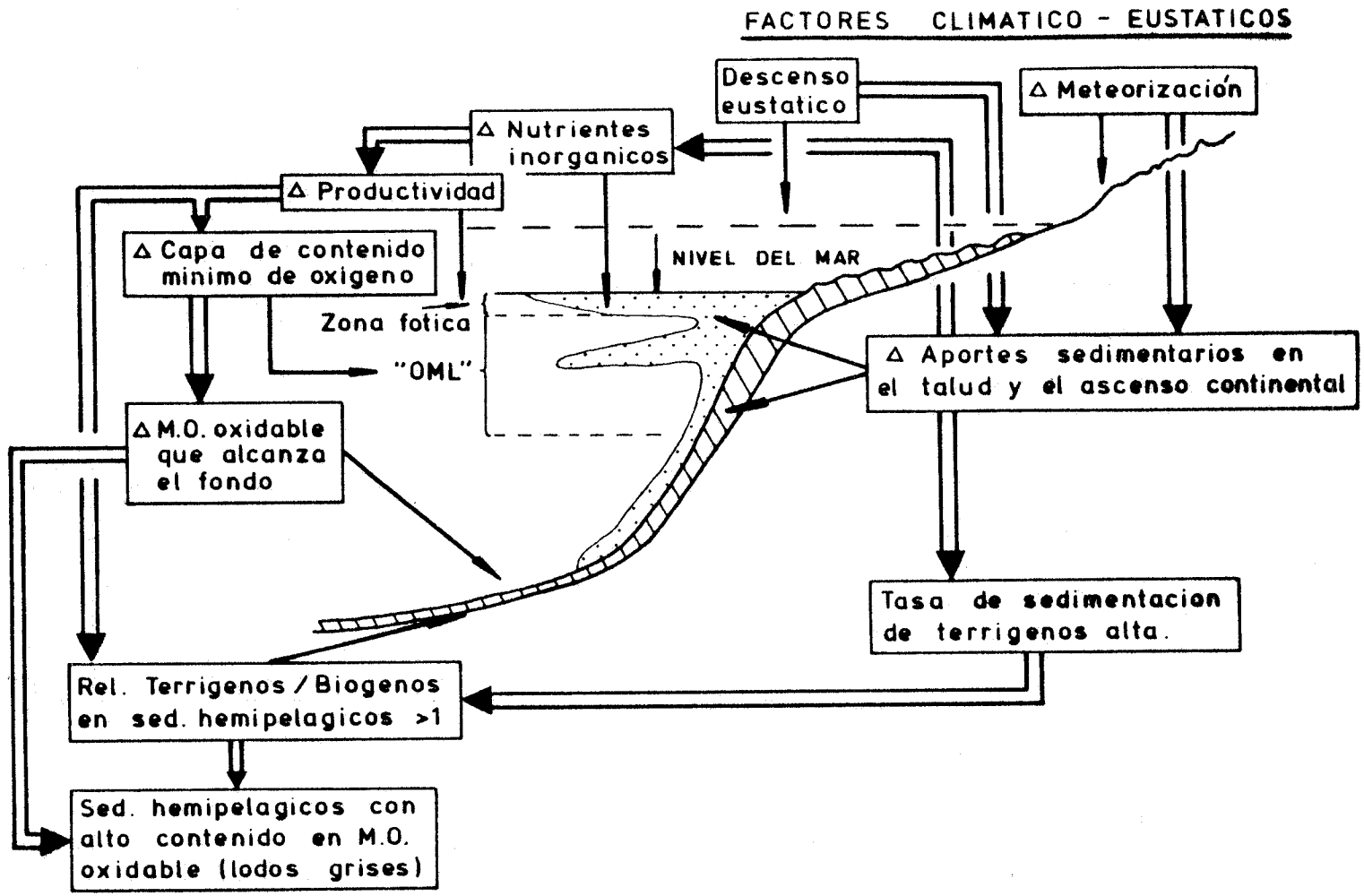


Figura 27.- Procesos relacionados con la acumulación de los lodos grises hemipelágicos.

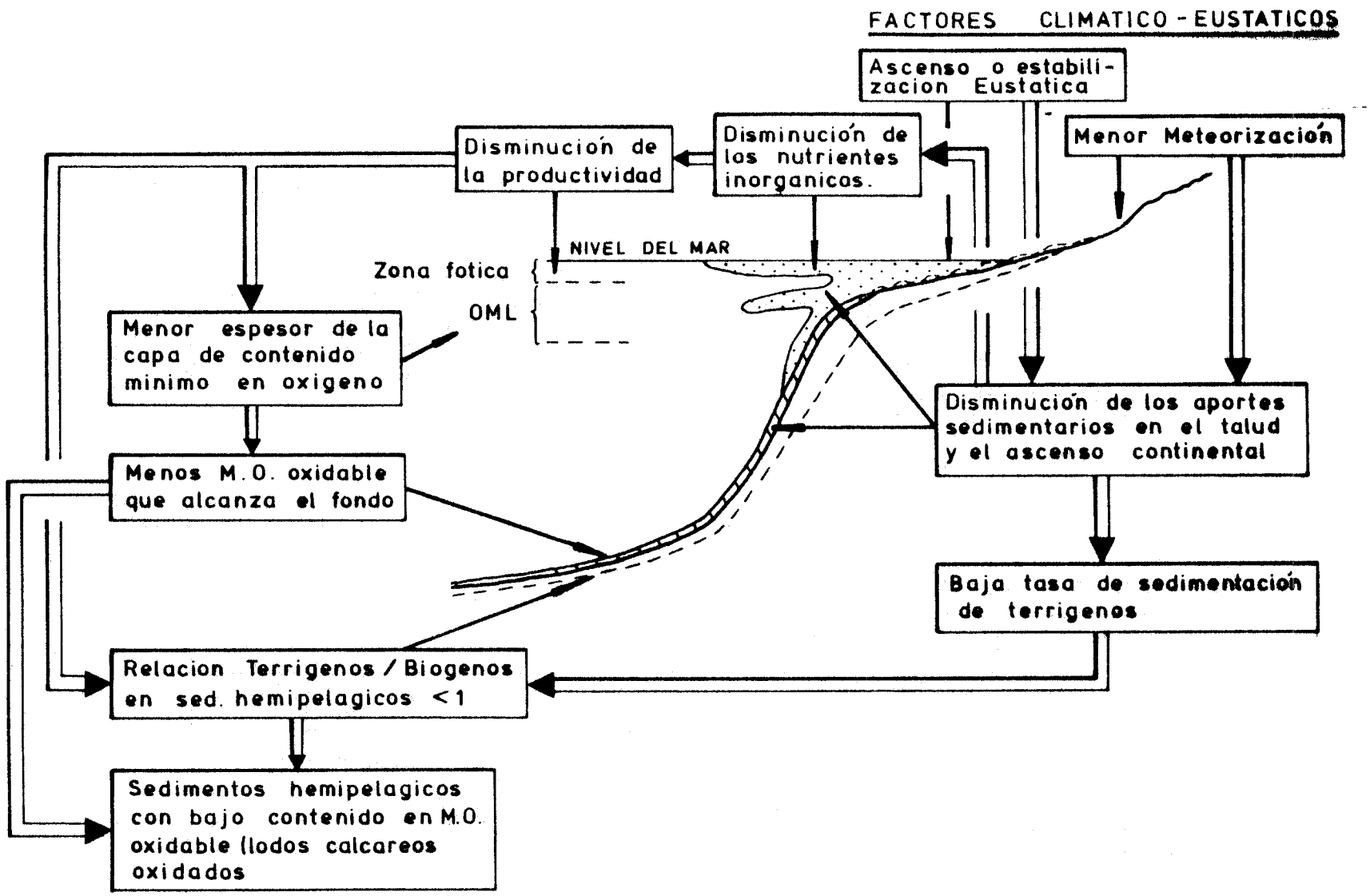


Figura 28.- Procesos responsables de la sedimentación de los lodos calcáreos oxidados

Tenemos pues dos tipos de sedimentos básicos: lodos grises y lodos calcáreos, los primeros con bajo contenido en carbonato y alto contenido en materia orgánica oxidable corresponden a estadios de alta productividad y alta tasa de sedimentación. Los segundos con alto contenido en carbonato y con la materia orgánica oxidada corresponden a estadios de baja productividad y baja tasa de sedimentación.

La materia orgánica acumulada en los lodos grises, sufre durante los primeros estadios de la diagénesis una serie de procesos hasta su total oxidación. Tras el total agotamiento del oxígeno libre, para la oxidación de dicha materia orgánica son utilizadas una serie de compuestos progresivamente menos energéticos (Froelich et al., 1979). La utilización de dichos compuestos origina unas condiciones redox progresivamente más reductoras que provocan la migración de los elementos metálicos reducidos (Lynn y Bonatti, 1965). Estos se acumulan en la interfase entre la zona reductora y la zona oxidante por reacción entre los metales disueltos y el oxigeno existente en los fluidos intersticiales de los lodos calcáreos.

CARACTERISTICAS SEDIMENTOLOGICAS

Los diferentes tipos de hemipelagitas tienen porcentajes medios en la fracción menor de 4 micras superiores al 63 % aunque es muy variable. Dicho contenido está ligado a dos factores que condicionan a su vez el tipo de sedimento. Estos factores son los aportes detrítico-terrígenos de fracciones superiores a 4 micras y los aportes biógenos. Los primeros pueden ser importantes en los lodos grises, marrones y sedimentos gravitativos. Estos materiales son aportados en mayor proporción en los periodos de inestabilidad climático-eustática. Durante los periodos de estabilidad eustática (máximos y mínimos) los aportes biógenos superan ligeramente a los detrítico-terrígenos, dependiendo las características texturales del sedimento de la naturaleza de los aportes biógenos. En los lodos calcáreos, el carbonato se concentra en los restos de organismos plactónicos. Los cocolitos, con tamaños comprendidos entre 1 y 4 micras, contribuyen a que sedimentos con baja proporción de foraminíferos y de arena, presenten altos contenidos en carbonatos.

Los lodos calcáreos oxidados de los techos de los testigos no muestran en ningún caso la inflexión de la curva granulométrica entre 1 y 4 micras característica de los sedimentos con altos contenidos en cocolitos. Esta reducción en la proporción de cocolitos es un fenómeno generalizado en los materiales holocenos del Atlántico (Berger, 1976).

De la correlación negativa entre el limo y las variables que definen los aportes pelágicos, tales como el carbonato de los componentes planctónicos y la arcilla, se deduce una influencia terrígena progresivamente mayor desde los lodos calcáreos a los lodos grises, pasando por el protosapropel y lodos marrones. Por el contrario en los sedimentos gravitativos la densidad del flujo se manifiesta por el incremento simultáneo de las fracciones limo y arena, aumentando de los lodos de talud a las turbiditas y con valores intermedios en los lodos gravitativos.

El diagrama asimetría/angulosidad se manifiesta como el más útil para establecer los procesos que intervienen en la génesis de los sedimentos, distribuyendose estos en una parabola en función de la densidad del flujo que los han generado. Las muestras correspondientes a sedimentos retrabajados se apartan de dicha parábola por presentar asimetrías menos negativas y angulosidades menos positivas.

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS

El análisis de componentes principales agrupa las variables estudiadas en dos factores que constituyen grupos de variables interrelacionadas entre sí.

El primer factor agrupa carbonato, calcio, relación molar calcio--magnesio, estroncio, plomo y arena. Este factor puede denominarse "genético" pues representa la influencia relativa de la sedimentación pelágica y terrígena, mostrando los distintos grados de "pelagización" de la sedimentación.

El plomo es el único metal estudiado cuyo proceso de acumulación en el sedimento está relacionado con la sedimentación biógena, a causa de su capacidad para sustituir al calcio en la red de los carbonatos

biogénicos. Los sedimentos gravitativos presentan mayores proporciones de magnesio como consecuencia de la presencia en estos sedimentos de fragmentos carbonatados de organismos neríticos.

La concentración en estroncio, está íntimamente relacionado con la naturaleza de los componentes biógenos constituyentes del sedimento. Las mayores concentraciones se dan en muestras con componentes biógenos neríticos, y las mínimas en los lodos calcáreos que presentan altos contenidos en cocolitos. El contenido medio en estroncio en los sedimentos hemipelágicos es de un 0.13% del porcentaje de carbonato del sedimento, siendo algo menor en los lodos con nannoplanton calcáreo.

El segundo factor está definido por el grupo de variables siguientes: manganeso, cobalto, níquel, cobre y arcilla y con signo negativo, es decir en correlación inversa, arena y limo. Esta agrupación muestra que las fases, solubles en agua regia de los metales estudiados están asociadas preferentemente a la fracción más fina del sedimento debido a la mayor superficie específica de esta. Por el contrario la concentración en metales disminuye con el mayor contenido en arena, que es fundamentalmente biógena, y con el limo, por lo que este puede suponerse constituido por componentes terrígenos insolubles en agua regia y con muy baja capacidad de retener iones metálicos.

La localización de las acumulaciones de metales en forma de óxidos en la columna sedimentaria sugiere que la diagénesis es el factor responsable de dichas acumulaciones (McGeary y Damuth, 1973). Los óxidos se acumulan en el tránsito de lodos grises a lodos calcáreos como consecuencia de las condiciones reductoras que se alcanza en los primeros y que se manifiestan en su color, debido la presencia de Fe(II) y monosulfuros hidratados de hierro.

La inestabilidad y la capacidad de migración de la mayoría de compuestos de Mn, Co, y Ni en condiciones reductoras, evidenciada por varios autores a partir del estudio de los fluidos intersticiales(Froelich et al., 1979; Emerson et al., 1980; Klinkhammer, 1980; Sawlan, 1982; y otros), son factores que favorecen que el contenido en metales en los lodos grises sea sensiblemente inferior al correspondiente a los lodos calcáreos, en los cuales no se dan las citadas condiciones reductoras. Dichas

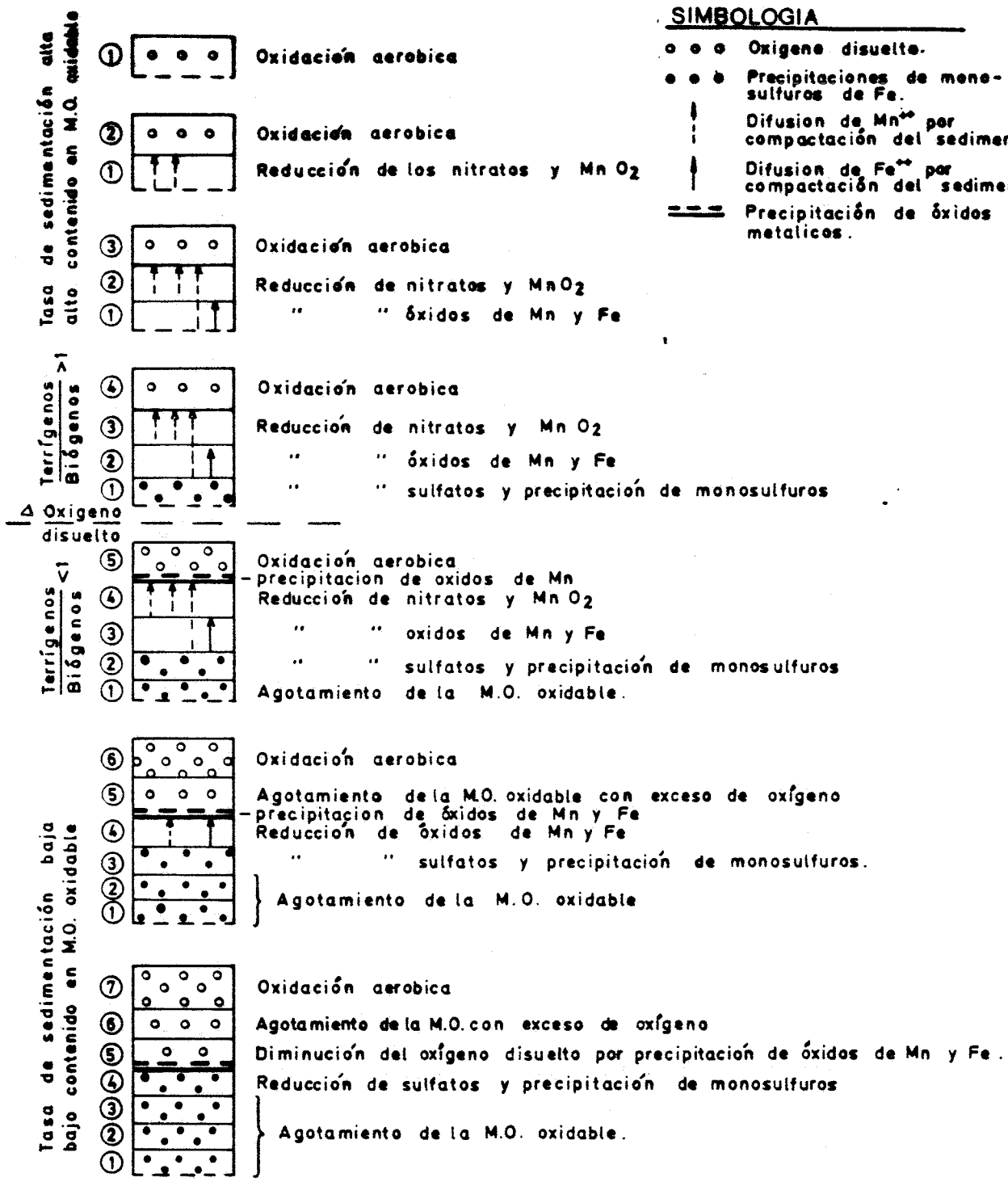


Figura 29.- Procesos diagenéticos de migración y precipitación de metales en relación con el contenido en materia orgánica, el oxígeno disuelto y el tipo de sedimentación, aplicables a los ciclos hemipelágicos del Mediterráneo occidental.

condiciones favorecen la permanencia de oxigeno disuelto en los fluidos intersticiales de los citados lodos permitiendo que los iones disueltos y difundidos, a partir de los lodos grises, precipiten en forma de óxidos en la interfase entre la zona reductora infrayacente y la zona oxidante (Fig. 29).

El hierro, en el análisis de componentes principales aparece tanto en el segundo factor, con un valor propio más bajo que los correspondientes a los otros metales que constituyen este factor, como en el tercer factor asociado al níquel. El tercer factor define la anomalía geoquímica, que se da en el sector occidental del Mar de Alborán, caracterizada por elevadas concetraciones de hierro y níquel en sedimentos gravitativos, relacionados genéticamente con los complejos ultramáficos de Ojen y Ronda.

Por otra parte la participación, aunque discreta, del hierro en el segundo factor pone de manifiesto que dicho elemento es afectado por los mismos procesos diagéneticos que afectan a los demás metales del segundo factor. Tres circunstancias favorecen la separación del hierro: (1) el hecho de que los óxidos de hierro sean utilizados para la oxidación de la materia orgánica en estadios más tardios que los óxidos de manganeso, (2) la posibilidad de que dichos estadios se solapen, en parte, con los correspondientes a la reducción de los sulfatos con la consiguiente precipitación de monoslfuros de hierro y (3) que el hierro ferroso disuelto precipita en forma de óxido de hierro a pH más bajo que el manganeso.

Las acumulaciones de monosulfuros no dan anomalías importantes en hierro, no alcanzando nunca las concentraciones que se dan en las capas con óxidos.

Existen acumulaciones de óxidos metálicos intercaladas en los lodos calcáreos del tercer ciclo. Dichas acumulaciones están asociadas a lodos calcáreos muy claros, finamente laminados con tubos orgánicos y foraminíferos piritizados asi como capas milimétricas de monosulfuros. Dichas acumulaciones se han relacionado con la formación de una picnoclina temporal que originó unas condiciones anóxicas en el fondo y en la masa de agua profunda.

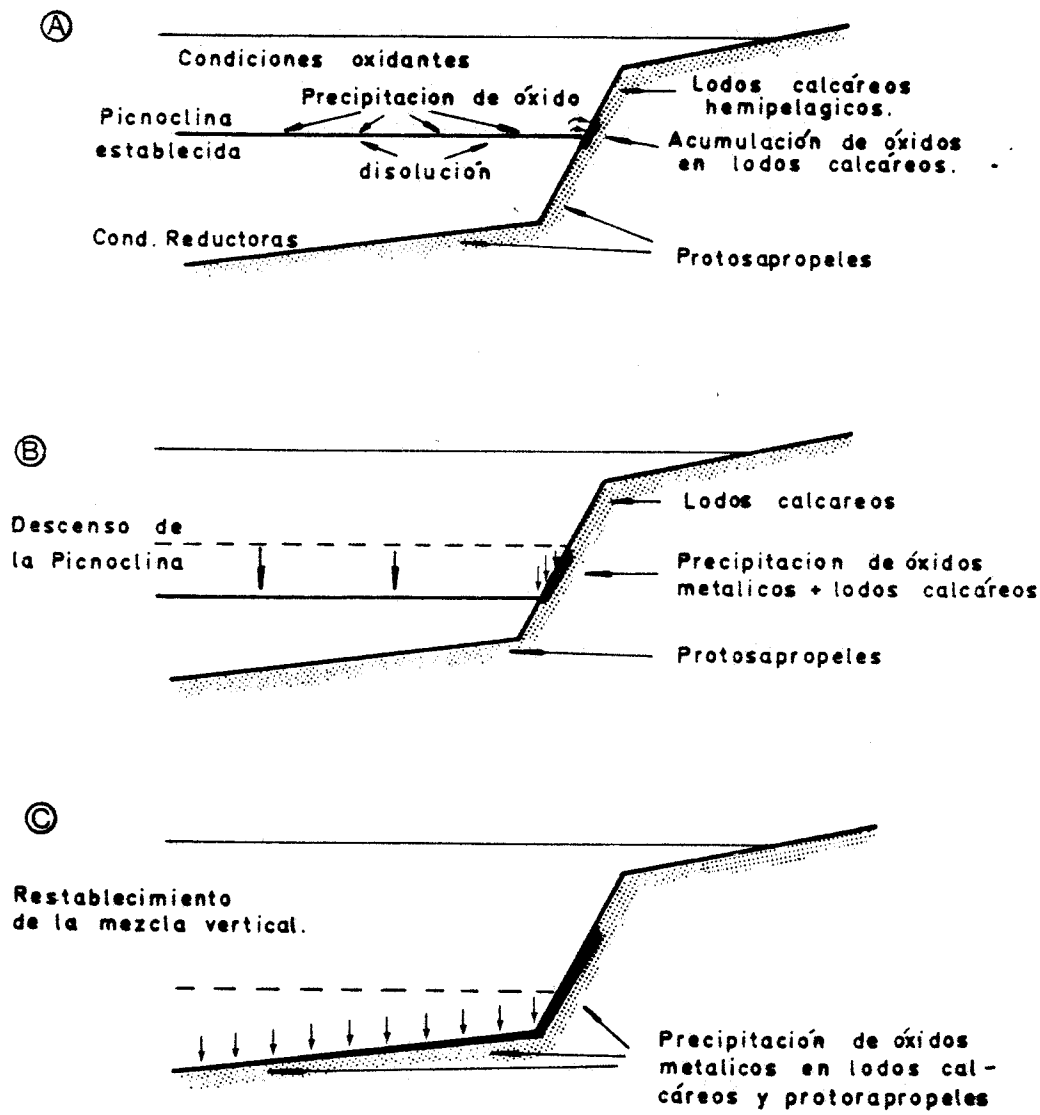


Figura 30.- Procesos de precipitación de óxidos metálicos relacionados con (A) el establecimiento de una picnoclina, (B) fluctuaciones en la profundidad de la picnoclina y (C) restablecimiento de la mezcla vertical.

El proceso de formación de las capas de óxidos asociados a los lodos calcáreos laminados o protosapropeles sería el mismo que el correspondiente a las citadas acumulaciones diagenéticas de óxidos con la diferencia en este caso, de que la interfase entre la zona reductora y la zona oxidante se encontraría en la columna de agua y definida por la picnoclina. En la zona anóxica por debajo de la superficie de estratificación los metales se encontrarían disueltos debido al bajo Eh y pH. La transferencia de los iones disueltos, por difusión y advección vertical favorecería que dichos iones puedan precipitar por encima de la picnoclina, acumulándose en la columna sedimentaria, donde ésta intersecta al margen continental (Fig. 30 A y B). El restablecimiento de las condiciones de mezcla vertical en las masas de agua originaría la precipitación masiva de los iones disueltos por debajo de la picnoclina (Maldonado, 1978). Dicha precipitación tendría lugar únicamente en los sectores del margen continental situados por debajo de la picnoclina preestablecida (Fig. 30 C).

Los testigos obtenidos entre 1400 y 2000 m presentan una sola capa de óxidos de este tipo, por lo que se puede suponer que hubo un único estancamiento que afectara a la columna de agua situada por debajo de los 1400 m (en el margen Balear). En los testigos obtenidos a más de 2000 m se observan al menos dos capas de óxidos por lo que es probable que el estancamiento por debajo de dicha profundidad fuera más frecuente.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

Agemian, M. y Chau, A.S.Y. (1976). Evaluation of extraction techniques for the determination of metals in aquatic sediments. Analyst, 101, p. 761-767.

Allain, Ch., Furnestin, M.L. y Maurin, C. (1966). Essai de synthèse sur l'océanographie physique et biologique dans la zone d'influence du current atlantique en Méditerranée du sud et du levant. C.I.E.S.M.

Alonso, B. (1981). Microcontaminantes inorgánicos y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Tarragona-Castellón. Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona, Barcelona, p. 154.

Alonso, B. y Farran, M. (1983). Diagénesis y disolución de pátinas de Fe-Mn en un testigo de caja del Escarpe de Cabrera (Margen surbalear). X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español. Maó, Menorca. Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, p. 8.40-8.43. Barcelona.

Alvarez, W. (1976). A former continuation of the Alps. Geol. Soc. of Am. Bull.,87, p. 891-896.

Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. y Solé Sugrañes, L. (1979). Evolución tectonoestratográfica de los Catalanides. Acta Geológica Hispánica, 14. Homenaje a Lluis Solé Sabaris. p. 242-270.

Auzende, J.M., Olivet, J.L. y Pautot, G. (1973). Balearic Islands: Southern Prolongation. W.F.B.Ryan, K.J. Hsü et al. (Eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, U.S. Govern. Printing Office. Washington, D.C. p. 1441-1447.

Berger, W.H. (1970). Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. Marine Geology, 8, p. 111-138.

Berger, W.H. (1971). Sedimentation of planktonic foraminifera. Marine Geology, 11, p. 325-358.

Berger, W.M. (1976). Biogenous Deep-Sea Sediments. Production, Preservation and Interpretion. J.P. Riley y R. Chester (Ed.). Chemical Oceanography, 5, Academic Press. New York, p. 265-388.

Berner, R.A. (1981). A new Geochemical classification of sedimentary environments. Journ.Sedimentary Petrology, 51, (2). p. 359-365.

Bizon, G., Bizon, J.J., Bourrouilh, R. y Massa, D. (1973). Présence aix iles Baléares (Méditerranée occidentale) de sédiments "messiniens" déposes dans une mer ouverte à salinite normale. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris, 277 F, p. 985-988.

Bonatti, E., Fisher, D.E., Joensu, O. y Rydell, H.S. (1971). Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorous, uranium and thorium in deep-sea sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, p. 189-201.

Boström, K. y Petersson, M.N.A. (1969). Origin of aluminium poor ferro manganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. Marine Geology, 7, p. 427-477.

Boström, K., Wiborg, L. y Ingri, J. (1982). Geochemistry and origin of ferromanganese concretions in the gulf of Bothnia. Marine Geology, 50, p. 1-24.

Bourrouilh, R. (1972). La structure des îles Baléares et de leur promontoire. XXIII Congrés, Commission Internationale pour l'exploration Scientifique de la mer Méditerranée (Athens), I p.

Bricker, O. (1965). Some stability relationship in the system MnO_2-H_2O at 25° and one atmosphere total pressure. Am. Mineral., 50, p. 1296-1354.

Canals, M. (1980). Sedimentos y procesos en el margen continental sur-balear: control climático y oceanográfico sobre su distribución y evolución durante el Cuaternario superior. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, Barcelona, 210 p.

Canals, M. and Maldonado, A. (1982). A depositional model for the Southern Balearic Margin during the Late Quaternary. XXVII th Congress Assem. Plén. C.I.E.S.M. Rapports et Proces-verbaux des Réunions, Cannes, 28 (0), Monaco, p. 00-00.

Canals, M., Serra, J. y Riba, O. (1982). Toponimia de la Mar Catalano-Balear (amb un glossari de termes genèrics). Boll.Soc.Hist.Nat. Balears, 26, p. 164-194.

Canals, M., Díaz, J.I. y Maldonado, A. (1983). Depósitos de gravas en el margen continental distal al este de las Baleares: significado paleoceanográfico. A. Obrador (Ed.). X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre el Néogeno del Mediterráneo Español. Maó, Menorca. Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, p. 736-7.38.

Carrol, D. (1958). Role of clay minerals in the transportation of iron. Geochim. Cosmochim. Acta, 14, p. 1-27.

Carruesco, Ch. (1978). Comportement de quelques éléments métalliques dans les sédiments superficiels de la lagune de Moulaybon-Salham (côte atlantique marocaine). Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine, 24, p. 37-48.

Carter, L. y Schaffer, Ch.T. (1983). Interaction of the Western Boundary Undercurrent with the continental margin off Newfoundland. Sedimentology, 30, p. 751-768.

Coonley, L.S., Baker, E.B. y Holland, H.D. (1971). Iron in the Hullice River and in Great Bay, New Jersey. Chem.Geol., 7, p. 51-63.

Chester, R. y Aston, S.R. (1976). The geochemistry of deep-sea sediments. Chemical Oceanography, V. 6, 2ª ed. J.P. Riley y R. Chester (Ed.). Academic Press, New York, p. 281-390.

Davis, J.C. (1973). Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley and Sons. 550 p. New York.

Degens, E.T. (1965). Geochemistry of sediments. Englewood Cliffs. N.J. Prentice-Hall Inc.

Degens, E.T. y Stoffers, P. (1976). Stratified water as a key to the part. Nature, 263, p. 22-27/

Diaz, J.I. (1984). Márgenes continentales y cuencas del mar Mediterráneo sur-occidental: Tipos de sedimentos y procesos sedimentarios. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, Zaragoza.

Diaz, J.I. y Maldonado, A. (1983). Sedimentos y procesos sedimentarios en el margen continental distal balear durante el Cuaternario. A.Obrador (Ed.) X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español. Maó, Menorca. Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona. p. 8.32-8.36.

Diaz, J.I., Alonso, B., Farrán, M., Giró, S., Maldonado, A. y Vazquez, A. (1984). Tipos geomorfológicos en las plataformas continentales de los márgenes pasivos del Mediterráneo Español. I Congreso Español de Geología,1, Segovia. Ilustre Colegio Oficial Geológos. Madrid, p. 313-325.

Einsele, G. (1982). Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, significance, causes - a review. Einsele/Seilacher (Eds.). Cyclic and Event Stratification., Springer Verlag, p. 8-53.

El-Sayed, M.Rh, El-Sayed, M.A., Ated, A. y Moussa, A. (1980). Anthropogenic materials in sediments from the eastern harbour of Alexandria, Egypt. Journées d'etudes sur les pollutions marines en Mediterranée., Cagliari. C.I.E.S.M./P.N.V.E.

Emelyanov, E.M. (1972). Principal types of recent bottom sediments in the Mediterranean Sea: their mineralogy and geochemistry. D.J. Stanley (Ed.). The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentary Laboratory. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 355-386.

Emerson, S., Grundmanis, V. y Graham, D. (1982). Carbonate chemistry in marine pore waters: MANOP sites C and S. Earth and Planetary Science Letters, 61, p. 220-232.

Emerson, S., Jahnke, R., Bender, M., Froelich, P., Klikhammer, G., Bowser, C. y Setlock, G. (1980). Early diagenesis in sediments from the Eastern Equatorial Pacific, I. Pore Water Nutrient and carbonate results. Earth and Planetary Science Letters, 49, p. 57-80.

Farrán, M. y Maldonado, A. (1983). Análisis cluster aplicado a la caraterización geoquímica de los sedimentos profundos del Mediterráneo sur-ocidental. A. Obrador (Ed.). X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español. Maó, Menorca. Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona. p. 8.37-8.40.

Farrán, M., Alonso, B, Diaz, J.I., Giró, S., Maldonado, A., Mirabile,L. y Vazquez, A. (1984). Secuencias litosísmicas del Cuaternario en el margen continental proximal catalán (Mediterráneo Noroccidental). I Congreso Español de Geología, 1, Segovia. Ilustre Colegio Oficial Geológos. Madrid, p. 327-338.

Feitknecht, W. y Schindler, P. (1963). Solubility constants of metals oxides, metal hidroxides and metal hidroxide salts in aqueous solution. Butterworth, London.

Folk, R.L. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones. L.C.Pray y R.C.Murray (Eds.). Dolomitization and limestones Diagenesis. SEPM Spec. Pun., 13, p.14-48.

Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphils Book. Co. Texas, 170 p.

Follet, E.A.C. (1965). The retention of amorphous colloidal "ferric hydroxide" by kaolinites. J. Soil Sci., 16, p. 334-341.

Friedman, G.M. y Sanders, J.F. (1978). Principes of Sedimentology. John Wiley and Sons. 792 p. New York

Frignani, M., Frascari, F., Quaranttoto, G. y Poletti, R. (1978). Trace heavy metals in Adriatic sea sediments off the Italian coast from Pesaro to the Po delta. Giornale di Geologia, 43, p. 21-45.

Förstner, U. y Wittman, G.T.W. (1979). Metal Polution in the Aquatic Environment. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, 485 p.

Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Lvedike, N.A., Heat, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B. y Val Maynard. (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. Geochimica et Cosmochim. Acta, 43, p. 1075-1090.

Gibbs, R. (1973). Mechanisms of trace metal transport in rivers. Science, 180. p. 71-73.

Glooschenko, W.A. and Capobianco, J.A. (1980). Geochemistry of a subartic salt marsch environment. Marine Geology, 37, p. 231-240.

Goldberg, E.D. (1954). Marine Geochemistry. Chamical scavengers of the sea. J. Geol., 62, p. 249-266.

Goldberg, E.D. (1965). Minor elements in seawater. J.P.Riley y G.Skirrow (Eds.). Chemical Oceanography, I, Academic Press. London.

Goldhaber, M.B. y Kaplan, I.R. (1975). The sulfur cycle. E.D. Golberg (Ed.). The Sea. John Wiley, New York, p. 569-655.

Gorsline, D.S. (1980). Deep-water sedimentologic conditions and models. Marine Geology, 38, p. 1-21.

Grieve, D.A. y Fletcher, W.K. (1976). Heavy metals in deltaic sediments of the Fraser River British Columbia. Can.J.Earth.Sci., 13, p. 1683-1693.

Grim, R.E. (1968). Clay Mineralogy. 2nd ed. McGraw-Hill, New York.

Hall, K. y Lee, G.F. (1974). Molecular size and spectral characterization of organic matter in a meromictic lake. Water Res, 8, p. 239-251.

Hem, J.D. (1964). Deposition and solution of manganese oxides. U.S.Geol. Surv. Water Supply pap. 1667-B, p. 42.

Hirst, D.M. (1974). Geochemistry of sediments from eleven Black Sea cores. The Black Sea Geology, Chemistry and Biology. Vol. 20, E.T. Degens y D.A. Ross (Eds.). Amm. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, p. 430-455.

Hitchon, B., Billing, G.K. y Klovan, J.E. (1971). Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada Sedimentary Basins. III Factors controlling chemical composition. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, p. 567-598.

Huang, T.C. and Stanley, D.J. (1972). Western Alboran Sea: Sediment dispersal ponding and reversal of currents. The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. D.J. Stanley (Ed.). Dowden, Hutchinson and Ross Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, p. 521-559.

Huang, T.C. and Watkins, N.D. (1977). Contrast between the Bruhen and Matuyama sedimentary records of bottom water activity in the South Pacific. Marine Geology, 23, p. 113-132.

Irving, H. y Williams, R.P. (1948). Order of stability of metal complexes. Nature, 162, p. 746-747.

Jansá, A. y Jansà, X. (1979). Oceanografía. Obra Cultural Balear de Menorca (Ed.). Enciclopedia de Menorca, 1, Maó, p.157-209.

Jenne, E.A. (1967). Controls on Mn, Fe, Co, Ni, Cu and Zn concentrations in soils and water. Geochim. Cosmochim Acta, 7, p. 1-15.

Jenne, E.A. (1976). Trace element sorbtion by sediments and soils - sites and precesses. W. Chappell y K. Petersen (Eds.). Symposium on Molybdenum. 2, Marcel Dekker, New York, p. 425-553.

Kelling, G., Maldonado, A. and Stanley, D.J. (1979). Salt tectonics and basement fractures: key controls of recent sediment distribution on the Balearic Rise, western Mediterranean. Smithson. Contrib. Marine Sci., 3, 52 p.

Klinkhammer, G.P (1980). Early diagenesis in sediments from the eastern Equatorial Pacific. II. Pore water metal results. Earth and Planetary Science Letters, 49, p. 81-101.

Klinkhammer, G., Heggie, D.T. y Graham, D.W. (1982). Metal diagenesis in oxic marine sediments. Earth Planetary Science Letters, 61, p. 211-219.

Krauskopf, K.B. (1967). Introduction to Geochemistry, McGraw-Hill, St.Louis, San Francisco, New York.

Krishnaswami, S. y Sarin, M.M. (1976). Atlantic surface particulates: composition, settling rates and dissolution in the deep sea. Earth Planetary Science Letters, 32, p. 430-441.

Lebart, L., Morineau, A. y Tabard, (1977). Techniques de la Description Statidistique, Dunod, Paris, p. 351.

Lee, G.F. (1975). Role of hydroxous metal oxids in the transport of heavy metals in the environment. P.A. Krenkel (Ed.). Heavy Metals in the Aquatic Environments. Pergamon Press. Oxford., p. 137-147.

Leeder, M.R. (1982). Sedimentology. George Allen and Unwin. London, 344 p.

Leland, H.V. (1977). Distribution of solute and particulate trace elements in southern lake Michigan. Proc. Int. Conf. Heavy Met. Environm. II/2, p. 709-730.

Li, Y.H., Bischoff, J. y Mathieu, G. (1969). The migration of manganese in the Artic Basin sediment cores. Earth Planetary Science Letters, 7, p. 265-270.

Lisitzin, A.P. (1971). Distribution of carbonate microfosils in suspension and in bottom sediments. B.M. Funnell y W.R. Riedel (Eds.). The Micropalentology of Oceans. University Press. Cambridge. p. 197-218.

Lynn, D.C. y Bonnatti, E. (1965). Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments. Marine Geology, 3, p. 457-474.

Maldonado, A., (1972). El Delta del Ebro. Estudio Sedimentológico y Estratigráfico. Bol. Estratigrafía. 1, Universidad de Barcelona, p. 1-486.

Maldonado, A. (1978). El estancamiento de las aguas del mar Mediterráneo. Investigación y Ciencia, 8. p. 32-44.

Maldonado, A. (1981). Depositional models for fine-graned sediment in the western Hellenic trench Eastern Mediterranean. Sedimentology, 28, p. 237-290.

Maldonado, A. et al. (1979). Upper Cretaceous and Cenozoic depositional processes and facies in the distal North Atlantic continental margin off Portugal, DSDP Site 398. J.C.Sibuet, W.B.F.Ryan et al. (Eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XLVII (2), U.S.Governt. Printing Office, Washington, D.C. p. 373-401.

Maldonado, A. y Canals, M. (1982). El margen continental Sur-Balear: un modelo deposicional reciente sobre un margen de tipo pasivo. Acta Geol. Hispanica. 17 (4) p. 241-254. Barcelona.

Maldonado, A. y Stanley, D.J. (1975). Nile Cone lithofacies and definition of sediment sequences. IXth International Congress of Sedimentology, Abstracts T VI, v. 6, p. 185-191. Nice.

Maldonado, A. and Stanley, D.J. (1976). Late Quaternary sedimentation and stratigraphy in the Strait of Sicily. Smithsonian Contr. Earth Sc., 16, 73 p. Washington, D.C.

Maldonado, A. y Stanley, D.J. (1979). Depositional patterns and Late Quaternary of two Mediterranean submarine fans: a comparison. Marine Geology, 31, p. 215-250.

Maldonado, A. y Zamarreño, I. (1983). Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español: Factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo. Josefina Castellvi (Ed.) Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española, Seminario Científico, Cadiz. p. 15-52. Barcelona.

Mather, P.M. (1972). Study of factors influencing variations in size characteristic of fluvialglacial sediments. Math. Geol., 4, p. 219-234.

Mauffret, A. (1979). Etude Géodynamique de la marge des Iles Baléares. Mém. Soc. Geol. Fr. LVI (132), p. 1-96.

Mauffret, A. y Sancho, J.(1970). Etude de la marge continentale au nord de Majorque (Baléares, Espagne). Rev. Inst. Franç. Petrole, 25, p. 714-730.

Mauffrett, A., Auzende, J., Olivet, J.L. y Pautot, G. (1972). Le bloc continental Balear (Espagne) extension et evolution. Marine Geology, 12, p. 289-300.

Maynard, J. (1982). Extension of Bernes's new geochemical classification of sedimentary environments to ancient sediments. Jour. of Sed.Petrol., 52, (4), p. 1325-1331.

McCave, I.N. (1972). Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. Shelf Sediment Transport and Patterns. D.J.P. Swift, P.B. Duame and O.H. Pilkey (Eds.). Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsberry, P.A., p. 225-248.

McCave, I.N. (1975). Vertical flux of particles in the Ocean. Deep-Sea Reserarch, 22, p. 491-502.

McGeary, D.F.R. y Damuth, J.E. (1973). Postglacial iron-rich crusts in hemipelagic deep-sea sediment. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, p. 1201-1212.

Middleton, G.V. and Hampton, M.A. (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and depositionn. Turbidites and Deep-Water Sedimentation. G.V. Middleton and A.H. Bouma. (Eds.). Pacific Soc. Econ. Paleont. Miner. Pacific Section. Short Course, Anaheim, California, p. 1-38.

Milliman, J.D. (1974). Recent sedimentary carbonates Part. 1. Marine carbonates. Springer Verlag. Berlin, 375 p.

Morgan, J.J. y Stumm, W. (1964). The role of multivalent metal oxides in limmological transformations, as exemplified by iron and manganese. 2nd Int.Conf. Water Pollut. Res., 6, p. 1-16.

Murray, J.W. y Dillard, J.G. (1979). The oxidation of Cobalt (II) adsorbed on manganese dioxide. Geochem. Cosmochim. Acta, 43, p. 781-787.

Neilhoff, R.A. y Loeb, G.I. (1972). The surface charge of particulate matter in seawater. Limmol. Oceanogr., 17, p. 7-16.

Nissenbaum, A. y Swaine, D.J. (1976). Organic matter metal interaction in recent sediments: the role of humic substances. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, p. 809-816.

Nittrouer, C.A. and Sternberg, R.W. (1981). The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: The Washington continental shelf. Marine Geology, 42, p. 201-232.

Odin, G.S. y Matter, A. (1981). De glauconiarum origine. Sedimentology, 28, p. 611-641.

Olade, M.A., Upkong, E.E. y Van de Kraats, A.H. (1979). "Effets of environmental parameters on metal dispersion patterns in stream sediments from the lead-zinc belt, Benue Through, Nigeria: using factor analysis". Geol. in Mijn., 58, 341-351.

Olausson, E. (1961). Sediment cores from the Mediterranean sea and the Red. Raports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947-1948, 8, (6), p. 335-391.

Olivet, J.L., Auzende, J.M. y Bonnin, J. (1973). Structure et évolution tectonique du Bassin d'Alboran. Bull. de la Soc. Geol. de France, 15, (7), p. 108-112.

Olivet, J.L. Pautst, G. y Auzende, J.M. (1983). Alboran Sea W.B.F. Ryan and K.J.Hsü (Eds.).

Palanques, A. (1984). La fosa de Valencia: un sistema deposicional alimentado por aportes longitudinales y transversales. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona. (Inédita).

Parks, G.A. (1967). Aqueous surface chemistry of oxides and complex oxides minerals. Am.Chem.Soc. Equilibrium Concepts in Natural Water Systems. Adv. Chem. Ser, 67, Washington, D.C. p. 121-160.

Pederson, T.F. and Price, N.B. (1982). The geochemistry of manganese carbonate in Panama Basin sediments. Geochim Cosmochim Acta, 46, p. 59-68.

Pierce, J.W. (1976). Suspended Sediment Transport at the shelf break and over the outer margin. D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.). Marine Sediment Transport and Environmental Management. John Wiley and Sons. Inc., p. 437-458.

Pisias, N.G. (1978). Paleoceanography of the Santa Barbara basin and the California current during the last 8000 years. Ph.D. Tesis University Rhode Island.

Popova, T.P. (1961). Coprecipitation of some microconstitutive from natural water with calcium carbonate. Geochemistry, 12, p. 1256-1261.

Pradvic, V. (1970). Surface charge characterization of sea sediments. Limnol. Oceanogr., 15, p. 230-233.

Price, N.B. y Calvert, S.E. (1970). Compositional variation in Pacific Ocean ferromanganese nodules and its relationship to sediment acumulation rates. Marine Geology, 9, p. 145-171.

Pyzic, A.J. y Sommer, S.E. (1981). Sedimentary iron monosulfides: kinetics and mechanism of formation. Geochim. et Cosmochim. Acta, 45, p. 687-698.

Ramsay, A.T. (1974). The distribution of calcium carbonate in deep sea sediments. William W. Hay (Ed.). Studies in paleo-oceanography. Soc. Econ. Pal. Min., sp. pub. 20, p. 58-76.

Redfield, A.C. (1958). The biological control of chemical factors in the environment. Am. Sci., 46, p. 206-226.

Richardson, D.S. (1974). The origin of iron-rich layers in sediments of the western equatorial Atlantic Ocean. Ph. D. Thesis, Columbia University, New York, 213 p.

Riley, J.P. y Chester, R. (1971). Introduction to Marine Chemistry. Academic Press. Londres. 465 p.

Rodriguez, J. (1982). Oceanografía del Mar Mediterráneo. Pirámide, S.A. Madrid. 174 p.

Rona, P.A. (1973). Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading, and eustasy inferret from the Central North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull, 84, p. 2851-2872.

Ruddinam, W.F. y McIntyre, A. (1977). Late Quaternary surface Ocean kinematics and climatic change in the high-latitude North Atlantic. J. Geophys, Res, 82, p. 3877-3887.

Rupke, N.A. y Staley, D.J. (1974). Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic muds layers in the Algero-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea. Smithson. Contr. Earth Sc., 13, 40 p.

Sawlan, J.J. (1982). Early diagenetic remobilization of some transition metals in hemipelagic sediments. Ph.D.Thesis, University of Washington, Washington. 251 p.

Sawlan, J.J. y Murray, J.W. (1983). Trace metal remobilization in the interstitial waters of red clay and hemipelagic marine sediments. Earth Planet. Sci. Lett., 64, p. 213-230.

Schwertmann, U. (1966). Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallisation of amorphous ferric hydroxide. Nature, 212, p. 645-646.

Schweisfurth, R. (1972). Manganoxydierende mikroorganismen in trinkswasserversorgungsanlagen. GWF Wasser Abwasser, 113, p. 562-572.

Shepard, F.P. (1954). Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Jour. Sed. Petrol. 24, (3). p. 151-158.

Sly, P.G. (1977). Sedimentary environments in the Great Lakes. W.L. Golterman (Ed.). Proc Sil-Unesco Symp. Interactions between sediments and Freshwater. Junk, Amsterdam, p. 76-82.

Sly, P.G., Thomas, R.S. y Pelletier, B.R. (1983). Interpretation of moment measures derived from water-lain sediments. Sedimentology, 30, p. 219-233.

Sokal, R.R. y Michegner, C.D. (1958). A statistical method for evaluation systematic relationships. Univeristy Kansas Sci. Bull., 38, p. 1409-1438.

Spencer, D.W. (1966). Factors affecting element distribution in a silurian graptolite band. Chem.Geol. 1, p. 221-249.

Stanley, D.J. (1983). Southeastern Mediterranean (Levantine Basin-Nile Cone) Sedimentation and Evolution. National Geographyc Research Reports, 15, p. 609-628.

Stanley, D.J. and Maldonado, A. (1979). Levantine Sea-Nile Cone lithostratigraphic evolution: quantitative analysis and correlation with paleoclimatic and eustatic oscilations in the Late Quaternary. Sedimentary Geology, 23, p. 37-65.

Stanley, D.J. y Wear, C.M. (1978). The mud-line: An erosion-deposition boundary on the upper continental slope. Marine Geology, 28,, p. 19-29.

Stanley, D.J., Got, H., Kenyon, N.H., Monaco, A. and Weiler, Y. (1976). Catalonian, Eastern Betic, and Balearic Margins: structural types and geologically recent foundering of the Western Mediterranean Basin. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, 20, p. 1-67.

Stumm, W. y Lee, G.F. (1960). The chemistry of aqueous iron. Schweiz. Z. Hydrod., 21, p. 295-319.

Stumm, W. y Morgan, J.J. (1970). Acuatic ChemistrY. Wiley Interscience. New York.

Theobold, P.K. Jr., Lakin, H.W. y Hawkins, D.E. (1963). The precipitation of aluminium, iron and manganese at the junction of Deer Creek with the Snake River in Summit County, Colorado. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, p. 121-132.

Thomas, R.L., Kemp, A.L.W. y Lewis, C.F.M. (1972). Distribution, composition and characteristics of the superficial sediments of lake Ontario. J.Sed.Petrol., 42, p. 66-84.

Thomas, R.L., Kemp, A.L.W. y Lewis, C.F.M. (1973). The superficial sediments of lake Huron. Can. J. Earth Sci., 10, p. 226-271.

Thompson, G. (1972). A geochemical study of some lithified carbonate sediments from the deep sea. Geochim. Cosmochim. Acta, 36, p. 1237-1253.

Thunell, R.C., Williams, D.F. y Kennett, J.P. (1977). Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in Eastern Mediterranean deep-sea sediments. Marine Micropaleontology, 2, p. 371-388.

Turekian, K. K. (Ed.). (1968). Oceans. Prentice-Hall, cap. 2-4.

Van des Weijden, C.H., Schwiling, R.D. y Das, H.A. (1970). Some geochemical characteristics of sediments from the North Atlantic ocean. Marine Geology, 9, p. 81-99.

Vanney, J.R. y Gennesseaux, M. (1979). Propositions relatives à la toponymie marine de la Méditerranée occidentale. Ann. Int. Océanogr. Paris, 55 (2), p. 185-194.

Veizer, J. y Demovic, R. (1974). Strontium as a tool in facies analisis Journal of Sedimentary Petrology,44, p. 93-112.

Wagner, G. (1971). FeS-Konkretionen im Bodensec. Int. Rev. Ges. Hydrobiol, 56, p.265-272.

Wangersky, P.J. (1962). Sedimentation in three carbonate cores. J. Geol., 70, p. 364-375.

Warme, J.E., Douglas, R.G. y Winterer, E.I. (Eds.). (1981). The Deep Sea Drilling Project: a Decade of Progress. Soc. of Econ. Pal. and Min. Special Publ. nº 32. Tulsa, Oklahoma. 564 p.

Zamarreño, I. y Vazquez, A. (1983). Cementación submarina en los afloramientos del margen continental de las Baleares. A. Obrador (Ed.). Comunicaciones del Congreso Nacional de Sedimentología, Maó, Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Bacelona p. 14-17.

APENDICES

APENDICE I :
TABLA DE SITUACION DE LOS TESTIGOS

APENDICE I. Situación de los testigos obtenidos en las tres campañas de Geología Marina realizadas en el Mediterráneo Occidental. Los testigos están representados en las figuras 3 y 7.

CAMPAÑA	TESTIGO	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD
E-3D-78	35395	39°31.5'N	4°37.4'E	2200 m
E-3D-78	35396	39°21.5'N	4°35.8'E	2027 m
E-3D-78	35403	30°23.0'N	4°32.2'E	1810 m
CO-80-4	K-1	38°57.0'N	0°50.0'E	750 m
CO-80-4	K-3	37°29.8'N	0°09.7'W	1740 m
CO-80-4	K-5	37°32.2'N	0°10.3'W	1160 m
CO-80-4	K-6	37°29.8'N	0°11.8'E	2320 m
CO-80-4	K-7	37°30.8'N	0°08.5'E	1760 m
CO-80-4	K-9	37°34.2'N	0°05.5'E	1240 m
CO-80-4	K-10	38°03.0'N	1°00.9'E	1957 m
CO-80-4	K-18	38°10.5'N	1°57.5'E	1420 m
CO-80-4	K-21	38°28.2'N	2°24.4'E	1585 m
CO-80-4	K-25	38°35.8'N	2°40.6'E	2637 m
CO-80-4	K-27	38°55.8'N	4°04.1'E	1920 m
CO-80-4	K-29	38°56.1'N	4°02.5'E	1760 m
CO-80-4	K-32	39°08.7'N	4°47.5'E	2093 m
CO-80-4	K-33	39°06.9'N	4°50.1'E	2445 m
CO-80-4	K-38	40°15.5'N	3°36.0'E	810 m
CO-81-2	K-2	36°08.0'N	1°55.5'E	1342 m
CO-81-2	K-15	36°06.3'N	5°00.9'E	853 m

APENDICE II :
DESCRIPCION GRAFICA DE LOS TESTIGOS

LEYENDA.

ESTRUCTURAS INORGANICAS.

- LAMINACION REPLEGADA.
- " FINA.
- " " IRREGULAR.
- " BANDEADA.
- " " IRREGULAR.
- FORMA LENTICULAR.
- GRANOCLASIFICACION.
- INTRACLASTO.
- CONTACTO NETO.
- " GRADUAL.
- F FLUIDIFICADO.

MUESTRA

ESTRUCTURAS ORGANICAS.

- MYCELIUM.
- BIOTURBACIO TUBULAR.
- MOTEADO.

TEXTURA.

- o FANGO.
- LIMO.
- ARENA.
- ●/o ARENA FANGOSA.
- o/● FANGO ARENOSO.
- GRAVA CON PATINA (Fe-Mn).

OTROS COMPONENTES.

- FORAM. PLANCTONICOS.
- GASTEROPODOS.
- PTEROPODOS.
- PELECIPODOS.
- BIOCLASTOS.
- PIRITA.
- GLAUCONITA
- RESTOS VEGETALES.
- LODOS OXIDADOS (TECHO TESTIGO).
- MANCHAS DE MONOSUFUROS.

COLUMNA LITOLOGICA

Lodos hemipelágicos calcáreos de colores claros.

Lodos grises.

Lodos calcáreos oxidados.

Protosapropeles.

Lodos de color naranja o marrón. con oxidos metalicos.

Lodos marrones

Arenas de foraminiferos.

SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS

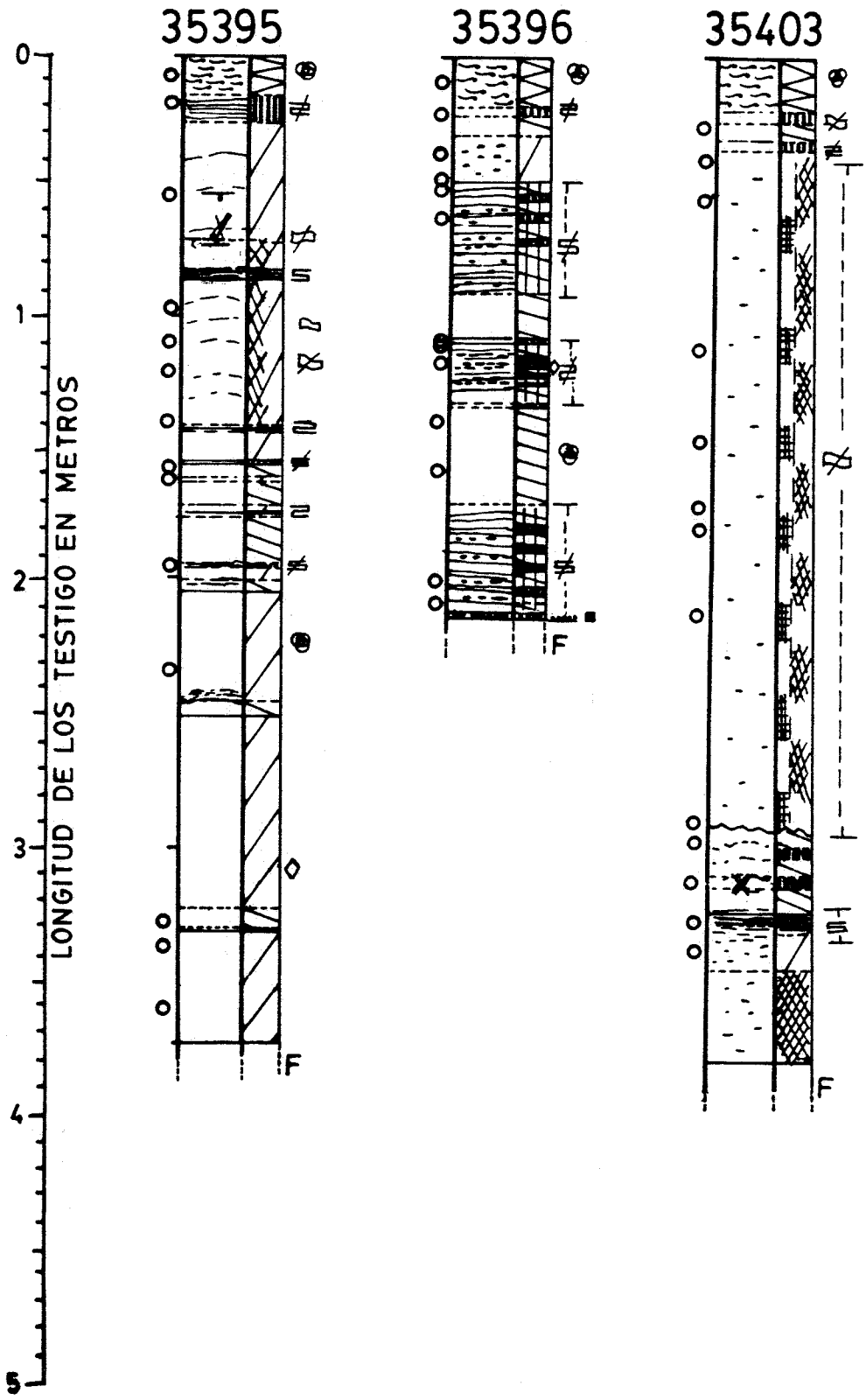
Lodos de talud.

Lodos gravitativos.

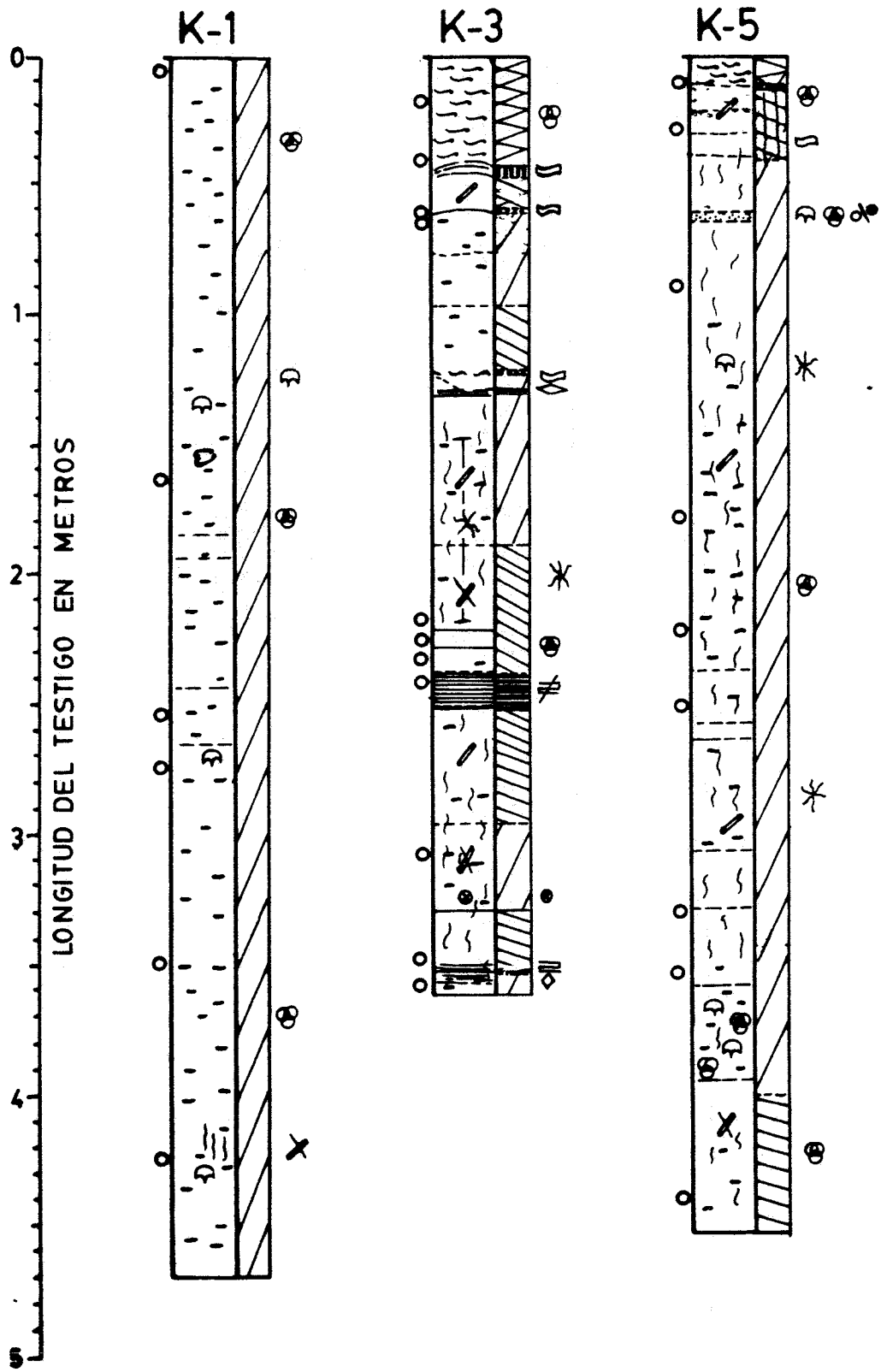
Secuencia turbiditica.

SEDIMENTOS GRAVITATIVOS

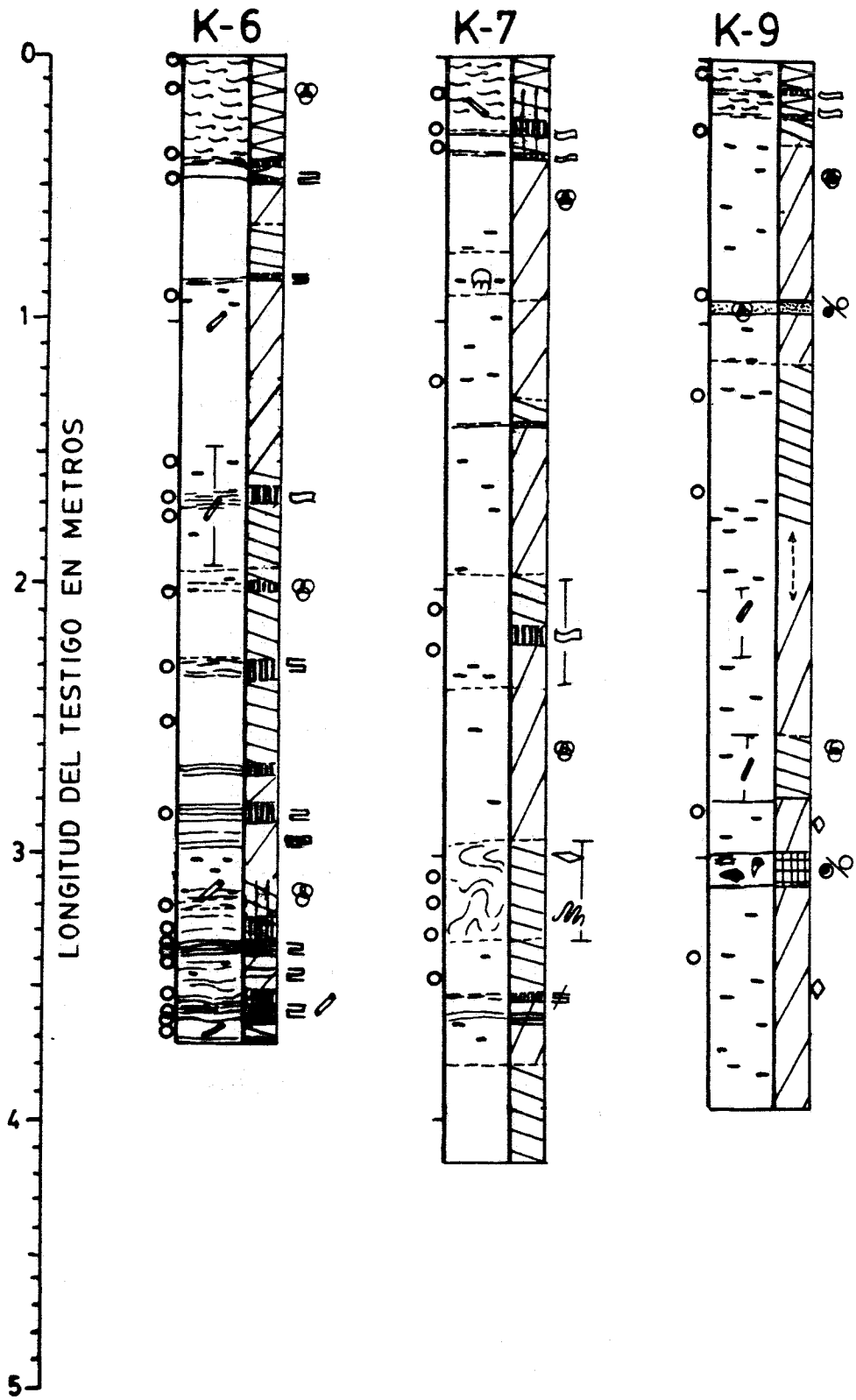
E-3D-78


35395
35396
35403
LONGITUD DE LOS TESTIGO EN METROS
0
1
2
3
4
5
F
F
F

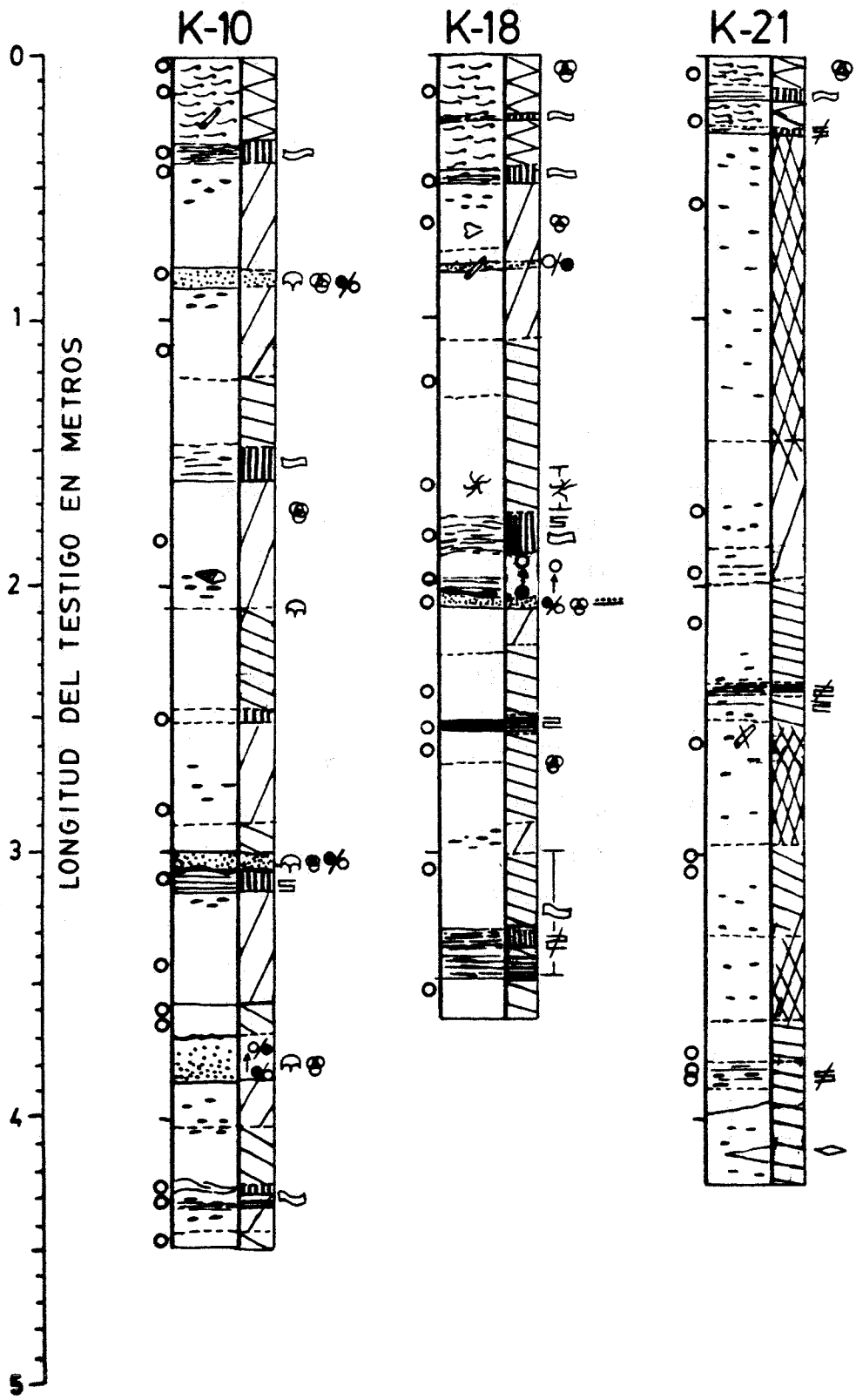
CO-80-IV



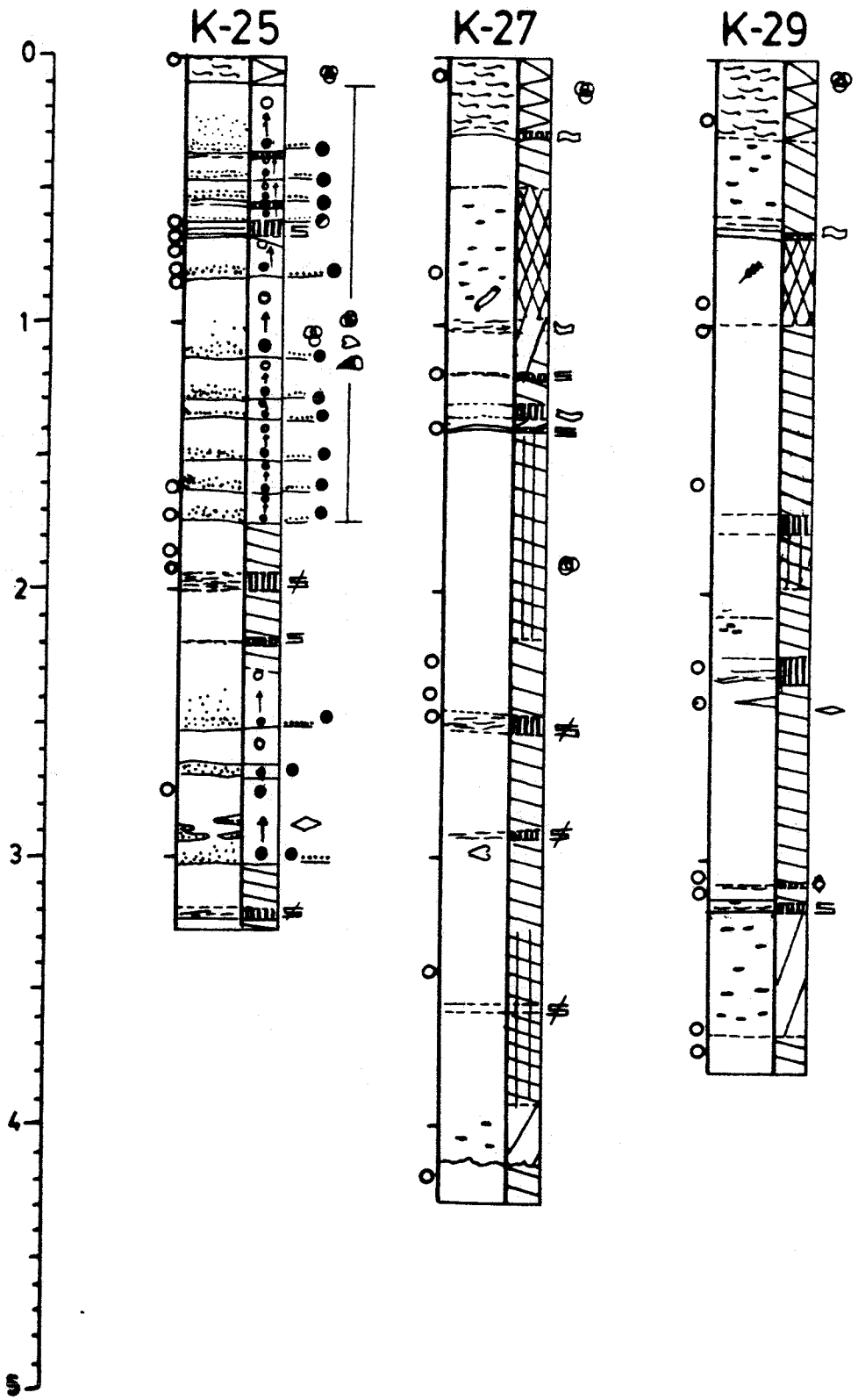
CO-80-IV



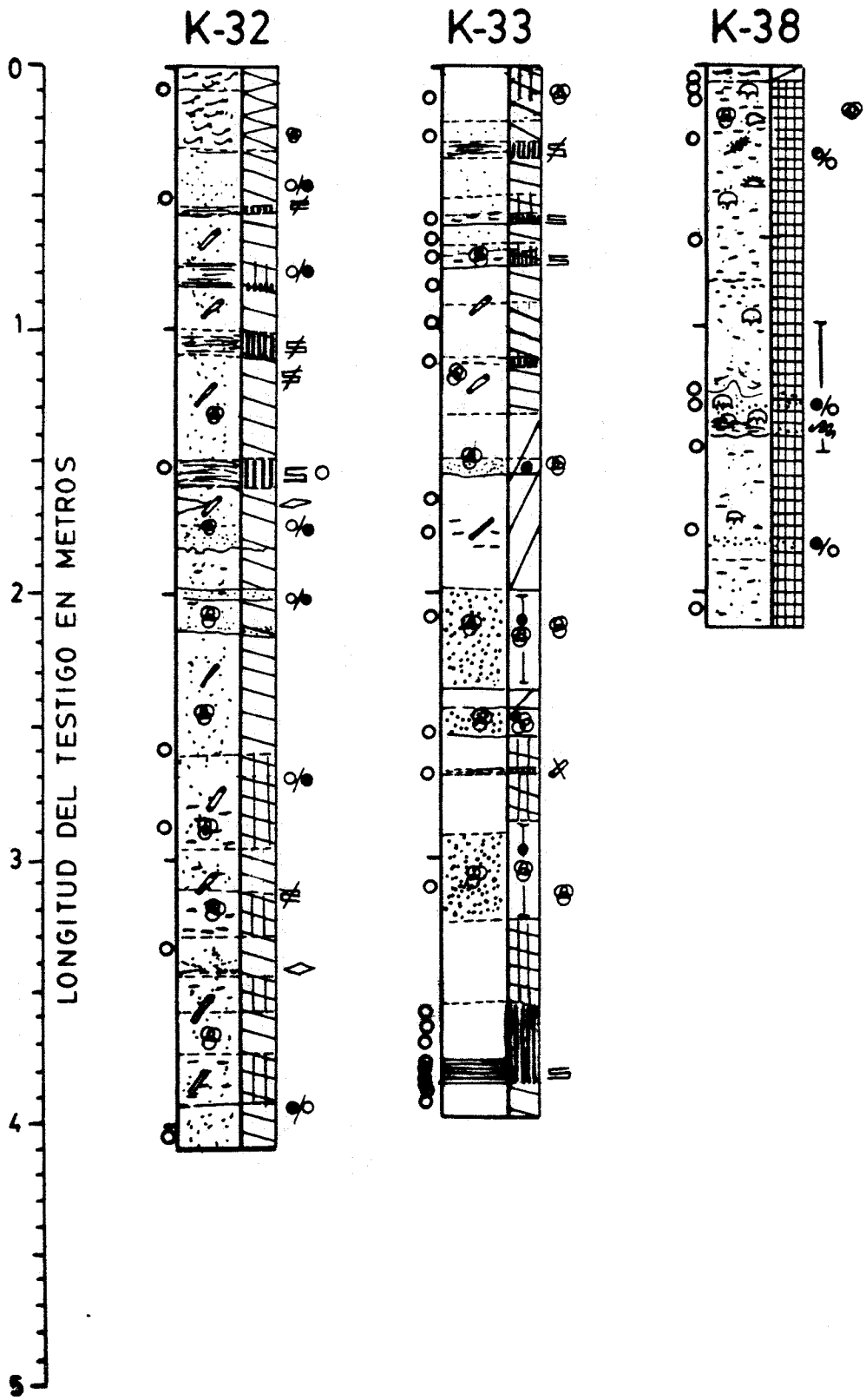
CO-80-IV



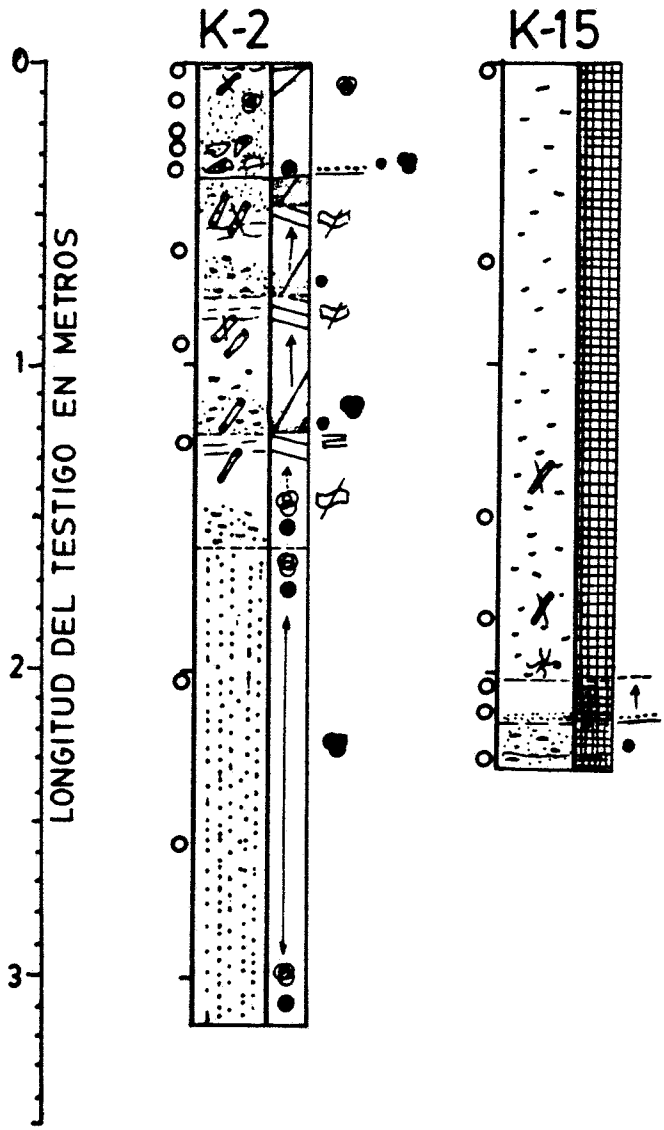
CO-80-IV



CO-80-IV



CO-81-II



APENDICE III :
RESULTADOS DE LOS ANALISIS GEOQUIMICOS Y GRANULOMETRICOS

PROFUNDIDAD (cm.)	TESTIGO	MUESTRA No	%CaCO3	Fe	Mn	Co	Pb	Ni	Cu	Sr	Ca	Ca/Mg	%Are.	%Limo	%Arc.	X̄ phi	St	As	Ku
005-010	001	001	42.300	9.000	305.000	12.000	22.000	28.000	22.000	473.000	20.300	12.550	5.900	21.200	72.800	8.32	1.93	-0.94	4.2
163-167	001	002	40.500	8.250	225.000	11.000	20.000	19.000	11.000	392.000	18.900	12.040	8.600	20.900	70.600	8.35	1.93	-1.10	4.7
256-260	001	003	35.700	8.250	220.000	12.000	20.000	28.000	11.000	359.000	18.000	12.600	5.400	19.600	75.000	8.41	1.76	-1.25	5.2
273-277	001	004	43.700	9.000	270.000	11.000	24.000	23.000	15.000	506.000	19.800	12.990	9.500	24.300	0.066	8.05	2.01	-1.05	4.2
349-353	001	005	34.100	8.750	340.000	12.000	23.000	26.000	17.000	293.000	18.100	13.120	3.400	25.400	71.200	8.47	1.77	-0.63	3.8
426-430	001	006	41.500	8.500	295.000	10.000	17.000	16.000	22.000	506.000	20.100	12.430	4.200	21.100	74.700	8.61	1.81	-0.87	4.4
000-005	002	007	43.000	9.000	237.000	10.000	24.000	25.000	22.000	457.000	19.600	14.190	12.300	17.700	69.900	8.55	2.28	-1.19	4.2
010-013	002	008	50.400	6.750	210.000	13.000	23.000	28.000	19.000	571.000	23.600	15.020	14.700	19.700	65.500	8.17	2.18	-1.25	4.1
020-023	002	009	66.900	6.950	150.000	18.000	26.000	37.000	7.000	685.000	24.500	27.100	57.200	8.900	33.900	6.43	3.29	-0.30	1.4
027-030	002	010	65.000	6.000	150.000	14.000	24.000	33.000	9.000	685.000	24.000	26.530	55.600	9.500	34.900	6.43	3.13	-0.40	1.5
033-035	002	011	51.600	7.100	225.000	14.000	25.000	32.000	11.000	669.000	22.100	17.870	37.100	17.100	45.200	6.96	2.74	-0.67	2.1
060-064	002	012	44.500	8.400	205.000	14.000	21.000	35.000	19.000	571.000	21.900	14.390	16.800	16.900	66.300	8.02	2.23	-1.32	4.0
089-094	002	013	37.400	7.750	220.000	11.000	22.000	32.000	19.000	424.000	19.300	12.680	21.000	20.900	58.000	7.58	2.55	-0.79	2.8
120-123	002	014	48.400	7.750	225.000	13.000	21.000	35.000	15.000	604.000	21.500	14.120	23.000	20.500	56.500	7.90	2.60	-0.81	3.0
200-204	002	015	53.100	5.150	180.000	18.000	27.000	32.000	11.000	587.000	23.900	22.830	63.400	10.500	26.100	5.74	3.25	-0.02	1.4
255-258	002	016	59.400	5.650	185.000	15.000	23.000	32.000	11.000	620.000	23.100	21.110	58.100	12.300	29.600	5.86	3.15	-0.11	1.4
020-024	003	017	56.900	8.400	800.000	15.000	21.000	30.000	26.000	522.000	19.900	14.940	8.700	15.200	76.100	8.86	1.83	-1.16	4.8
040-044	003	018	46.800	8.100	775.000	17.000	33.000	29.000	33.000	636.000	22.000	14.900							
058-060	003	019	46.800	20.620	288.000	11.000	16.000	17.000	27.000	409.000	16.800	14.700							
060-064	003	020	48.800	7.250	300.000	12.000	24.000	25.000	19.000	571.000	20.800	13.650	4.700	17.600	77.700	8.99	1.84	-0.86	4.7
216-220	003	021	46.000	6.350	530.000	12.000	25.000	26.000	19.000	620.000	21.200	15.350	3.400	25.200	71.500	8.38	1.55	-1.02	4.7
222-226	003	022	57.800	6.950	650.000	13.000	26.000	27.000	19.000	670.000	22.000	18.480	5.200	15.900	78.800	8.68	1.59	-1.64	7.7
228-233	003	023	52.900	6.000	690.000	12.000	26.000	24.000	30.000	653.000	21.000	16.960	4.700	16.600	62.100	8.64	1.68	-1.35	5.3
239-244	003	024	36.600	9.250	390.000	17.000	21.000	45.000	26.000	555.000	18.700	14.040	3.900	22.200	73.900	8.46	1.50	-1.01	5.1
306-310	003	025	48.000	8.400	400.000	12.000	21.000	24.000	22.000	473.000	18.500	13.890	5.400	22.200	72.300	8.53	1.70	-1.04	4.5
345-349	003	026	59.300	6.800	505.000	12.000	29.000	29.000	15.000	767.000	22.800	20.820	11.000	17.600	71.300	8.38	1.87	-1.82	6.9
356-361	003	027	37.400	15.300	300.000	14.000	18.000	32.000	19.000	392.000	18.300	12.820	2.000	22.800	75.200	8.64	1.53	-0.46	3.8
010-015	005	028	41.500	8.300	360.000	12.000	20.000	27.000	15.000	555.000	19.200	17.530	6.100	18.700	75.200	8.78	1.77	-0.89	4.3
030-034	005	029	44.600	6.800	270.000	9.000	17.000	20.000	19.000	457.000	18.000	15.120	8.800	18.300	72.800	8.49	1.75	-1.22	5.0
090-094	005	030	39.800	8.830	295.000	9.000	18.000	14.000	15.000	343.000	18.300	10.220	7.400	28.700	63.800	8.22	1.97	-0.48	3.2
175-179	005	031	43.600	7.300	205.000	12.000	15.000	16.000	15.000	408.000	19.100	12.170	10.500	30.400	59.100	7.77	2.12	-0.67	3.2
220-224	005	032	47.900	6.900	210.000	12.000	19.000	23.000	15.000	489.000	20.100	14.080	19.300	25.300	55.400	7.62	2.34	-0.92	3.3
250-255	005	033	35.700	7.950	260.000	9.000	16.000	10.000	16.000	326.000	19.200	10.900	7.800	31.300	60.800	7.92	2.03	-0.43	2.8
330-334	005	034	34.100	6.650	205.000	10.000	14.000	6.000	23.000	310.000	17.300	13.990	6.400	24.800	68.700	8.37	2.02	-0.54	3.3
350-354	005	035	46.300	7.450	275.000	12.000	20.000	24.000	17.000	587.000	22.400	14.250	7.700	26.600	65.600	8.06	1.85	-0.95	3.6
440-444	005	036	50.000	6.150	400.000	13.000	21.000	24.000	15.000	587.000	21.800	17.610	6.300	20.300	73.400	8.40	1.73	-1.20	4.9
001-003	006	047	42.800	8.050	680.000	12.000	23.000	12.000	26.000	457.000	18.400	16.800							
010-014	006	048	53.600	7.740	525.000	17.000	21.000	16.000	29.000	555.000	21.100	17.060	18.200	14.100	67.600	8.51	2.43	-1.43	5.0
036-038	006	049	44.100	9.000	2600.000	19.000	23.000	51.000	39.000	506.000	21.200	15.350							
045-049	006	050	46.300	10.250	320.000	14.000	18.000	20.000	23.000	506.000	20.700	15.540	6.800	15.400	77.800	8.87	1.83	-0.97	4.5
088-090	006	051	36.500	7.450	270.000	11.000	14.000	4.000	11.000	408.000	17.900	14.470							
155-157	006	052	37.300	7.050	975.000	21.000	21.000	24.000	43.000	392.000	19.500	12.810							
167-171	006	053	55.500	6.750	1800.000	18.000	27.000	24.000	35.000	538.000	22.400	18.090	13.200	14.700	72.200	8.37	2.03	-1.46	4.8
173-175	006	054	54.700	5.450	1000.000	18.000	21.000	20.000	30.000	522.000	21.000								
203-205	006	055	46.800	16.750	700.000	14.000	21.000	16.000	23.000	522.000	20.700	15.000	9.300	15.200	75.500	8.73	1.96	-1.17	4.6
230-232	006	056	42.800	6.800	545.000	9.000	17.000	12.000	12.000	375.000	19.400	12.730							
250-252	006	057	44.400	7.740	570.000	12.000	19.000	16.000	11.000	375.000	20.400	11.270	21.700	18.700	59.600	8.01	2.53	-1.01	3.5
285-287	006	058	34.100	15.000	445.000	11.000	18.000	15.000	45.000	261.000	18.100	8.850							
295-297	006	059	35.900	11.500	640.000	15.000	18.000	12.000	33.000	359.000	18.300	10.400							
302-304	006	060	41.500	9.500	1050.000	11.000	18.000	25.000	29.000	473.000	18.300	10.990							
304-306	006	061	37.200	10.500	1500.000	20.000	20.000	31.000	31.000	326.000	17.300	11.370							
306-308	006	062	46.000	18.200	1100.000	14.000	19.000	24.000	29.000	359.000	18.400	13.320	16.900	22.300	60.800	8.06	2.26	-0.79	3.3
310-313	006	62B	38.900	10.000	560.000	20.000	21.000	20.000	23.000	359.000	18.600	9.530							
316-318	006	063	37.300	5.750	1250.000	22.000	18.000	47.000	30.000	408.000	18.700	10.080							
318-320	006	064	39.600	7.450	2350.000	42.000	21.000	55.000	52.000	375.000	17.900	10.070							

320-322	006	065	36.900	21.000	2300.000	48.000	35.000	63.000	76.000	359.000	19.100	10.040							
327-329	006	066	36.500	5.450	450.000	12.000	14.000	17.000	20.000	408.000	19.300	11.590							
340-344	006	067	31.700	7.800	390.000	9.000	17.000	11.000	20.000	228.000	17.000	9.920	8.300	28.200	63.500	7.20	2.01	-0.49	3.1
010-015	007	037	44.500	6.900	330.000	10.000	18.000	22.000	19.000	408.000	19.200	13.440	12.400	22.500	65.100	7.95	2.14	-1.15	4.0
024-029	007	038	34.600	14.000	335.000	11.000	14.000	15.000	26.000	424.000	22.400	18.090	8.700	22.500	68.800	8.37	2.05	-1.11	4.3
030-035	007	039	46.000	8.000	560.000	13.000	17.000	16.000	22.000	440.000	18.300	15.300	8.200	24.400	67.300	8.21	2.00	-0.83	3.2
120-125	007	040	42.000	6.750	575.000	17.000	16.000	20.000	22.000	424.000	19.200	13.010	7.000	25.000	68.000	8.08	1.91	-0.88	3.3
205-210	007	041	54.700	6.500	1160.000	14.000	28.000	24.000	44.000	587.000	22.300	18.030	12.000	15.300	72.700	8.44	1.97	-1.47	4.8
220-225	007	042	52.400	9.250	1000.000	14.000	23.000	28.000	12.000	571.000	22.100	18.580	15.700	16.800	67.400	8.29	2.18	-1.21	3.8
305-309	007	043	52.000	6.900	405.000	13.000	24.000	20.000	11.000	620.000	21.100	19.280	9.500	14.900	75.600	8.80	1.85	-1.59	5.7
317-321	007	044	65.000	7.450	765.000	11.000	18.000	18.000	8.000	685.000	20.800	18.990	10.300	11.200	78.500	8.76	1.80	-1.69	6.2
325-328	007	045	53.900	9.550	495.000	12.000	18.000	26.000	10.000	604.000	23.600	17.700	12.000	17.700	70.300	8.36	2.00	-1.29	4.2
342-346	007	046	53.200	7.500	475.000	15.000	26.000	37.000	19.000	636.000	21.700	17.540	10.400	15.900	73.700	8.65	1.93	-1.50	5.1
005-009	009	068	42.800	8.650	2400.000	16.000	27.000	36.000	26.000	489.000	20.000	14.000	9.700	15.000	75.300	8.63	1.90	-1.30	4.9
025-030	009	069	47.600	6.650	275.000	10.000	24.000	29.000	15.000	522.000	22.300	14.650	10.100	19.900	70.000	8.48	2.13	-1.12	4.7
087-091	009	070	39.000	6.950	255.000	9.000	20.000	18.000	15.000	343.000	19.500	10.790	6.000	26.400	67.600	8.08	1.88	-0.87	4.0
129-132	009	071	49.200	7.650	260.000	13.000	27.000	29.000	15.000	522.000	22.300	15.620	22.100	17.100	60.800	7.94	2.46	-1.19	4.0
163-168	009	072	56.300	5.750	280.000	11.000	26.000	31.000	11.000	653.000	22.400	18.090	8.200	13.900	77.900	8.77	1.92	-1.47	6.0
282-286	009	073	38.000	6.650	285.000	11.000	16.000	24.000	19.000	343.000	17.300	13.990	5.300	25.900	68.800	8.12	1.91	-0.68	3.5
335-339	009	074	39.800	7.350	450.000	10.000	22.000	22.000	15.000	408.000	19.700	11.500	4.500	24.200	71.300	8.27	1.82	-0.73	3.6
000-005	010	075	46.800	7.800	1550.000	17.000	24.000	34.000	33.000	555.000	20.700	13.600	7.400	19.100	73.400	8.55	1.91	-0.92	3.9
010-015	010	076	54.000	7.350	650.000	16.000	26.000	36.000	33.000	669.000	22.700	15.900	15.600	17.000	67.400	8.40	2.40	-1.13	3.9
035-039	010	077	39.700	16.100	1275.000	13.000	22.000	33.000	22.000	538.000	20.500	14.360	9.200	16.700	74.200	8.57	2.05	-1.28	5.0
040-044	010	078	45.500	6.650	265.000	12.000	25.000	27.000	26.000	555.000	20.800	15.060	9.500	19.500	71.000	8.42	2.02	-1.41	5.2
080-084	010	079	74.000	3.900	270.000	16.000	34.000	29.000	11.000	685.000	26.300	29.090	69.100	7.300	23.600	5.80	3.82	-0.17	1.4
110-114	010	080	36.500	9.850	475.000	11.000	20.000	18.000	21.000	343.000	18.500	11.440	6.400	33.800	59.900	7.91	2.13	-0.28	2.7
180-184	010	081	44.400	8.800	770.000	12.000	25.000	26.000	22.000	539.000	20.700	14.500	17.000	21.200	61.800	8.07	2.40	-0.95	3.6
249-253	010	082	36.500	10.750	525.000	11.000	25.000	23.000	19.000	441.000	19.600	12.860	5.900	24.400	69.600	8.36	1.98	-0.58	2.9
280-284	010	083	45.200	8.250	500.000	17.000	28.000	39.000	30.000	571.000	20.900	13.730	8.600	21.200	70.200	8.39	2.03	-1.06	4.1
308-312	010	084	46.000	11.600	575.000	13.000	25.000	27.000	15.000	587.000	21.500	18.410	15.800	15.400	68.800	8.23	2.37	-1.27	4.2
340-345	010	085	41.300	9.250	920.000	13.000	26.000	29.000	30.000	473.000	20.700	17.400	10.800	22.700	66.500	8.29	2.17	-0.92	3.8
355-359	010	086	57.100	6.150	450.000	13.000	28.000	23.000	11.000	636.000	23.200	14.330	18.600	13.800	67.620	8.31	2.47	-1.26	3.9
363-366	010	087	64.300	5.900	1200.000	15.000	31.000	32.000	11.000	751.000	24.700	23.600	22.500	12.500	65.000	8.39	2.52	-1.08	3.3
424-427	010	089	41.300	15.000	555.000	13.000	21.000	29.000	22.000	555.000	20.500	20.760	5.440	13.020	81.530	8.75	1.70	-1.47	5.8
427-430	010	090	39.700	8.850	390.000	16.000	25.000	33.000	41.000	522.000	19.600	15.830	8.130	13.250	78.610	8.72	1.87	-1.39	5.3
444-448	010	091	58.700	6.500	700.000	13.000	30.000	31.000	15.000	783.000	23.600	21.550	14.200	14.310	71.480	8.56	2.22	-1.43	5.0
000-004	015	092	16.400	20.550	250.000	10.000	34.000	37.000	26.000	196.000	6.900	4.840	2.500	21.500	76.000	8.59	1.79	-0.56	3.1
065-069	015	093	25.000	15.100	235.000	7.000	10.000	35.000	19.000	342.000	11.000	7.700	6.000	23.000	71.000	8.13	2.03	-0.56	2.8
144-148	015	094	24.800	15.160	285.000	9.000	12.000	41.000	22.000	343.000	12.000	8.400	5.600	25.200	69.200	8.06	2.02	-0.56	2.5
180-184	015	095	26.800	14.250	275.000	10.000	13.000	47.000	19.000	392.000	13.400	8.280	7.800	22.000	70.000	8.17	2.11	-0.80	3.2
202-205	015	096	25.800	15.150	240.000	9.000	12.000	40.000	19.000	326.000	12.600	7.150	17.500	23.600	58.900	7.32	2.18	-0.75	2.5
211-215	015	097	22.300	13.800	220.000	7.000	8.000	39.000	15.000	277.000	11.600	6.580	36.400	21.500	42.100	6.32	2.78	0.05	1.6
225-228	015	098	24.200	17.350	220.000	7.000	13.000	39.000	19.000	294.000	13.000	6.830	18.100	29.300	52.600	6.95	2.36	-0.33	2.0
012-016	018	099	62.700	6.000	645.000	15.000	23.000	26.000	25.000	702.000	23.900	15.220	21.200	18.500	60.300	7.69	2.52	-1.01	3.1
045-049	018	100	43.700	8.650	320.000	11.000	14.000	9.000	18.000	457.000	20.900	11.870	10.800	42.100	47.200	7.05	2.17	-0.03	2.5
060-064	018	101	42.800	7.770	310.000	12.000	18.000	18.000	14.000	457.000	20.500	10.770	8.200	34.100	56.700	7.57	2.03	-0.33	2.3
120-124	018	102	53.900	7.750	485.000	13.000	23.000	21.000	10.000	653.000	22.000	17.110	16.600	28.200	55.200	7.52	2.39	-0.67	2.7
164-168	018	103	64.400	6.500	590.000	12.000	25.000	23.000	12.000	783.000	26.900	21.740	15.900	15.200	68.900	8.25	2.41	-1.25	3.8
178-181	018	104	37.500	10.800	350.000	9.000	13.000	14.000	8.000	392.000	19.600	11.760	4.400	38.800	56.800	7.50	1.93	-0.18	2.1
194-198	018	105	38.100	6.500	275.000	20.000	18.000	35.000	18.000	392.000	21.500	10.760	6.000	42.300	51.600	7.26	1.96	-0.13	2.5
206-208	018	106	62.200	11.000	340.000	29.000	21.000	31.000	11.000	587.000	24.300	19.640							
238-242	018	107	55.500	7.000	565.000	12.000	23.000	21.000	8.000	668.000	24.000	16.800	14.100	23.200	62.700	7.79	2.25	-1.01	3.2
253-254	018	108	47.700	11.750	310.000	20.000	26.000	40.000	35.000	522.000	21.200	16.490							
259-262	018	109	57.100	5.500	560.000	12.000	21.000	17.000	9.000	669.000	23.800	18.510	23.500	25.600	50.900	7.70	2.70	-0.62	2.5
304-308	018	110	57.000	7.750	855.000	13.000	25.000	25.000	11.000	636.000	25.000	17.500	33.600	16.400	50.000	7.33	3.03	-0.67	2.1
350-355	018	111	58.700	6.750	915.000	13.000	24.000	20.000	14.000	669.000	22.100	23.230	16.200	18.600	65.200	8.26	2.38	-0.96	3.0

007-010	021	112	65.100	5.750	610.000	16.000	23.000	32.000	25.000	897.000	24.800	12.700	15.600	28.800	58.600	7.86	2.24	-0.73	2.6
027-030	021	113	50.800	14.000	320.000	9.000	19.000	20.000	20.000	669.000	22.100	12.220	10.200	33.400	56.400	7.63	2.29	-0.25	2.0
057-060	021	114	38.100	6.250	360.000	9.000	16.000	11.000	16.000	506.000	19.900	9.300	6.400	53.800	39.800	6.73	1.91	0.36	2.3
172-177	021	115	42.800	5.900	310.000	9.000	14.000	15.000	13.000	620.000	21.300	10.410	10.000	33.800	56.200	7.72	2.14	-0.35	2.3
195-198	021	116	35.400	10.250	360.000	8.000	16.000	12.000	14.000	555.000	21.200	12.030	6.000	40.900	53.000	7.93	2.34	0.00	2.0
212-217	021	117	60.300	5.950	350.000	14.000	24.000	18.000	16.000	963.000	23.700	14.650	13.200	27.200	59.700	7.81	2.32	-0.45	2.4
267-271	021	118	39.800	6.950	275.000	7.000	13.000	9.000	12.000	457.000	16.500	9.910	5.900	46.100	48.000	7.21	2.23	+0.48	2.4
300-304	021	119	73.400	5.450	650.000	16.000	29.000	29.000	8.000	1093.000	27.200	21.970	16.400	28.100	55.500	7.84	2.47	-0.48	2.3
310-313	021	120	76.200	3.950	500.000	19.000	26.000	32.000	12.000	1126.000	26.700	22.440	19.600	17.800	62.600	8.01	2.42	-0.98	3.3
376-380	021	121	58.600	5.950	465.000	14.000	20.000	29.000	18.000	848.000	23.200	14.330	12.800	29.800	57.400	7.74	2.29	-0.44	2.4
380-384	021	122	55.500	8.000	470.000	16.000	21.000	34.000	20.000	816.000	22.800	14.510	7.700	29.400	63.000	7.98	2.09	-0.57	2.7
384-388	021	123	56.200	6.100	485.000	13.000	21.000	25.000	16.000	751.000	22.900	14.160	9.400	22.100	68.400	8.20	2.09	-0.91	3.2
000-005	025	124	51.500	8.500	800.000	16.000	22.000	28.000	37.000	669.000	22.100	13.270	10.900	22.600	66.500	8.26	2.22	-0.69	2.9
060-063	025	125	37.500	10.800	520.000	11.000	21.000	17.000	23.000	408.000	20.300	10.930	4.000	35.600	60.400	7.96	1.92	-0.26	2.6
066-069	025	126	36.700	8.600	465.000	9.000	11.000	8.000	14.000	359.000	18.800	12.340	9.800	65.600	24.600	6.24	2.04	+1.01	3.4
071-075	025	127	51.500	6.750	415.000	9.000	18.000	15.000	29.000	783.000	23.600	9.350	5.700	52.300	42.000	6.77	2.06	+0.46	2.2
076-079	025	128	41.300	5.600	435.000	11.000	18.000	23.000	25.000	865.000	23.200	9.740	16.800	50.200	33.000	5.94	2.15	+0.90	2.6
080-083	025	129	65.100	4.250	350.000	16.000	30.000	17.000	12.000	1050.000	26.500	9.950	52.200	30.940	16.960	5.11	2.39	+1.05	3.2
160-164	025	130	71.100	2.900	420.000	13.000	35.000	18.000	9.000	1050.000	25.900	10.890	58.900	25.100	16.000	5.02	2.52	+1.07	3.3
171-175	025	131	64.800	3.800	400.000	15.000	35.000	23.000	8.000	750.000	26.400	13.860	63.600	16.500	19.900	5.27	3.02	+0.35	1.9
180-185	025	132	62.500	7.600	360.000	13.000	33.000	21.000	14.000	500.000	25.300	18.990	21.300	16.000	62.700	8.06	2.25	-1.09	3.6
190-194	025	133	62.000	6.800	1530.000	42.000	33.000	29.000	45.000	467.000	24.900	14.950	28.800	18.600	52.600	7.66	2.71	-0.55	2.1
276-280	025	134	44.600	7.400	420.000	13.000	22.000	14.000	16.000	383.000	21.300	12.440	6.100	23.900	70.000	8.32	2.04	-0.67	3.1
005-009	027	135	56.200	8.000	675.000	18.000	33.000	25.000	29.000	616.000	23.000	14.640	14.300	16.000	69.600	8.73	2.00	-1.21	4.7
078-083	027	136	39.600	9.250	450.000	9.000	20.000	11.000	18.000	317.000	18.100	11.530	6.600	37.700	56.700	7.63	1.97	-0.41	2.7
119-123	027	137	43.800	10.800	535.000	9.000	31.000	18.000	25.000	433.000	21.000	14.700	15.000	22.300	62.700	7.97	2.12	-1.36	4.8
135-140	027	138	54.400	9.000	2350.000	70.000	41.000	32.000	31.000	517.000	23.000	17.250	20.100	18.700	61.200	8.26	2.37	-1.34	4.6
223-229	027	139	57.000	7.450	420.000	13.000	29.000	20.000	18.000	583.000	23.100	18.670	10.400	17.100	72.400	8.58	1.84	-1.49	5.5
236-240	027	140	57.800	7.800	830.000	17.000	34.000	23.000	23.000	567.000	24.000	19.380	10.500	19.000	70.500	8.55	1.92	-1.25	4.5
245-249	027	141	57.800	8.250	3410.000	37.000	26.000	35.000	35.000	483.000	22.700	17.670	6.800	23.900	69.200	8.54	1.83	-0.91	3.9
340-344	027	142	43.000	8.750	700.000	15.000	23.000	15.000	18.000	350.000	19.900	12.680	4.800	32.300	62.900	8.00	1.87	-0.57	2.8
416-420	027	143	54.500	8.000	830.000	14.000	29.000	18.000	12.000	583.000	22.300	19.530	7.600	28.500	44.800	8.13	1.59	-1.25	5.4
020-024	029	144	59.500	7.500	1105.000	15.000	31.000	32.000	31.000	633.000	23.600	15.020	17.700	16.600	65.700	8.01	2.38	-1.23	3.7
089-093	029	145	40.500	7.500	432.000	12.000	17.000	12.000	16.000	367.000	19.500	12.810	11.800	20.400	67.800	8.16	2.03	-1.02	3.6
100-104	029	146	41.300	9.500	545.000	14.000	22.000	12.000	23.000	383.000	20.000	12.350	12.000	29.500	58.400	7.65	2.19	-0.66	2.9
160-166	029	147	46.300	9.500	575.000	12.000	24.000	20.000	14.000	517.000	21.300	15.990	14.600	23.900	61.200	7.85	2.26	-1.03	3.7
225-229	029	148	33.800	11.800	350.000	12.000	25.000	18.000	16.000	350.000	19.400	9.700	7.300	24.400	68.300	8.03	1.99	-0.75	3.1
240-244	029	149	59.200	8.000	820.000	19.000	34.000	25.000	14.000	483.000	24.700	18.540	8.600	20.200	71.200	8.34	1.70	-1.54	5.5
304-308	029	150	50.000	10.850	670.000	12.000	25.000	17.000	16.000	467.000	21.800	15.260	12.200	18.000	56.100	8.29	2.00	-1.22	4.4
310-314	029	151	41.700	23.500	495.000	13.000	23.000	15.000	14.000	367.000	19.400	13.580	10.400	28.300	61.300	8.07	2.21	-0.57	2.7
362-366	029	152	37.200	8.500	495.000	13.000	27.000	17.000	15.000	466.000	21.200	13.090	6.800	24.500	68.700	8.21	1.82	-0.97	3.6
373-377	029	153	50.800	8.500	730.000	12.000	23.000	21.000	16.000	500.000	22.100	16.020	10.600	20.800	68.600	8.28	1.91	-1.26	4.3
007-011	032	154	50.800	8.000	500.000	13.000	27.000	20.000	18.000	417.000	23.200	13.920	28.600	15.100	56.200	8.05	2.77	-1.10	3.5
052-056	032	155	63.100	6.600	620.000	19.000	33.000	26.000	18.000	550.000	24.900	23.790	42.300	11.500	46.200	7.50	3.20	-0.89	2.5
150-154	032	156	38.000	10.000	335.000	11.000	21.000	12.000	23.000	300.000	17.700	11.630	7.700	35.600	56.700	7.98	2.11	-0.28	2.6
259-263	032	157	60.200	7.250	505.000	13.000	28.000	23.000	20.000	533.000	24.300	19.640	27.700	16.700	55.600	8.08	2.78	-1.09	3.4
285-289	032	158	42.300	9.750	700.000	18.000	31.000	21.000	23.000	400.000	20.600	14.420	23.160	26.170	50.660	7.75	2.62	-0.79	3.2
331-336	032	159	66.100	6.000	500.000	13.000	29.000	21.000	14.000	533.000	24.900	24.920	31.600	11.950	56.430	7.80	2.70	-1.39	3.9
403-407	032	088	58.500	7.000	360.000	11.000	22.000	28.000	19.000	636.000	23.500	23.520	24.780	12.430	62.780	7.76	2.39	-1.68	4.7
011-015	033	160	39.400	8.900	230.000	10.000	19.000	17.000	14.000	333.000	17.900	11.400	15.400	32.200	52.500	7.62	2.24	-0.79	3.5
026-030	033	161	62.700	8.950	690.000	14.000	34.000	28.000	25.000	500.000	25.000	20.190	23.100	16.000	60.800	8.20	2.79	-1.01	3.0
055-057	033	163	34.600	10.150	350.000	11.000	18.000	14.000	25.000	316.000	16.500	11.190							
066-068	033	164	61.500	7.000	505.000	17.000	34.000	21.000	10.000	500.000	24.200	16.470							
073-075	033	165	43.700	10.100	505.000	14.000	26.000	20.000	27.000	350.000	18.900	13.240							
083-087	033	166	72.300	4.800	645.000	23.000	34.000	32.000	18.000	567.000	26.300	20.470							

095-100 033	167	58 700	7 500	730 000	17 000	25 000	25 000	25 000	517 000	23 900	19 320	22 300	18 700	59 000	7 78	2.36	-1.43	4.5
110-112 033	168	61 900	6.800	1135 000	21 000	33.000	25 000	25 000	567 000	23 500	18.290							
163-165 033	169	36 900	7.800	440 000	12 000	20 000	18 000	23 000	333 000	17 300	11 370							
174-178 033	170	37 800	7 900	380 000	15 000	18 000	20 000	20.000	316 000	17.300	10 390	6 100	25 600	68 300	8 16	1.70	-0.98	4.0
208-211.033	171	67.200	6.000	165.000	15 000	31 000	25 000	12 000	633 000	25 800	22 580	51 000	12 000	37.000	7 01	3.27	-0.71	2.1
250-255.033	172	54 700	7.750	800 000	22.000	34 000	25.000	23 000	483 000	22 000	16 500	40 900	19 300	39.700	6 99	2.96	-0.72	2.3
260-265 033	173	39.700	10.500	870 000	18.000	28.000	20 000	22 000	383 000	20 700	12 430	17 300	26 300	56 400	7 83	2.15	-0.77	3.1
309-313 033	174	49.200	8 500	675 000	16 000	33.000	21.000	20 000	450 000	18 800	11.610	42 700	20 000	37.300	6.84	2.96	-0.65	2.3
358-362 033	175	36 500	10 800	420 000	14 000	23 000	23 000	27 000	400 000	22 000	13 590	12 400	20 800	66 800	8 54	2 20	-1.21	5.1
367-369 033	176	42 100	10 100	285.000	10 000	27.000	15 000	23.000	383 000	19.200	13 900							
375-377 033	177	42 800	9.500	3600.000	37 000	36.000	63 000	41 000	383 000	16 500	9.910							
377-379 033	178	43 600	9 200	3000 000	25 000	28.000	57 000	35 000	400 000	20 100	11 420							
380-381 033	179	43.600	19 100	4150 000	30 000	26.000	72 000	20 000	400 000	20 900	12.130							
381-382 033	180	45.300	11 800	6800 000	69 000	40 000	94.000	61 000	400 000	19 500	12 060							
382-385 033	181	44.400	21 000	1960 000	44 000	61 000	45 000	43 000	416 000	19 700	12 180							
385-387 033	182	41 300	9 750	175 000	10 000	33 000	15 000	29 000	400 000	19 600	14 700							
391-393 033	183	55 500	7 800	200 000	12 000	26.000	20 000	20 000	533 000	22 300	16.740							
362-364 033	184	43 000	10 500	400 000	15 000	25 000	18 000	23 000	400 000	20 400	12 280							
004-008 038	185	55 400	7 900	175 000	11 000	22 000	21 000	10 000	750 000	23 200	11 880	13 400	26 700	59 800	8 23	2.41	-0 63	3.0
008-011.038	186	56.200	5.650	180 000	17 000	28.000	23 000	14 000	700 000	22 400	11 760	17.400	34 500	48 100	7 33	2 45	-0 34	2 4
012-015 038	187	55 600	5.650	170.000	13 000	26.000	18 000	12 000	700 000	22.200	11 660	19 100	29 200	51.700	7 32	2 36	-0 61	2.6
030-034 038	188	38 500	6 250	175 000	9 000	17 000	14 000	14 000	400 000	18 500	9 490	7 700	27 300	65 000	8 41	2 03	-0 65	3.4
065-069 038	189	37 800	6.500	175 000	11 000	15.000	7 000	14 000	350 000	15 400	8 510	4 700	37 200	58 10	7 87	2.01	-0.27	2.4
120-124 038	190	59.800	6 200	175.000	16 000	34 000	25.000	12 000	833 000	23 000	12 380	27 400	25.400	47 100	7 71	2.79	-0.59	2.6
128-130.038	191	64 100	5.750	200 000	14 000	29 000	23 000	12 000	833 000	23.100	12 450	10 500	16 600	72 900	8 74	2.29	-1 16	4.0
142-144 038	192	43 100	7 000	265 000	12 000	16 000	13 000	14 000	583 000	20 100	11 420	6 900	37 600	55 500	7.67	1.88	-0 42	3 0
174-176 038	193	52.300	6 600	160 000	15 000	19 000	17 000	16 000	800 000	22 900	11.740	27 600	33 400	39 000	7 02	2 66	-0 31	2.3
207-209.038	194	55 400	5 950	175 000	13 000	15 000	18 000	10 000	733 000	23 000	12 380	20 500	31 800	47.700	7 15	2 45	-0 36	2 5
005-010.395	217	46 100	8 500	660 000	16 000	17 000	18 000	31 000	617 000	20 900	11.870	8 300	21 800	69 900	8 77	2 12	-0 80	3.4
016-019.395	218	43 700	9.850	890 000	15 000	19 000	21 000	24 000	533 000	20 800	13.650	5 600	25 900	68 600	8 36	1.99	-0.76	3.1
050-053 395	219	40 100	7 800	420 000	12 000	23 000	13 000	22 000	417 000	18 100	11 530	8 600	34.600	56.900?	7 61	2 05	-0.46	2 6
093-096.395	220	39 200	7 250	675 000	11 000	13 000	18 000	16 000	416 000	16 500	12.390	4 300	28 900	66 900	8 45	1 99	-0.49	2.9
108-111 395	221	34 400	9.650	1160 000	14 000	19 000	14 000	19 000	483 000	20 300	12 930	2 400	31.100	66 500	8 37	1 89	-0 39	2 7
119-122 395	222	37.700	9 700	580 000	15 000	16 000	11.000	25 000	383 000	16.700	10 330	4 200	26 400	69.400	8 50	1 79	-0.52	3.7
135-137.395	223	43 100	8 500	1160 000	13 000	17.000	11 000	18 000	583 000	20.600	14.420	6 400	28 000	65 600	8 07	1 86	-0.71	3.7
158-159.395	230	38.200	75 000	3900 000	42 000	22 000	50 000	16.000	367 000	19.200	15 490							
162-163.395	224	43.100	7.500	1605 000	18 000	24 000	26 000	47.000	567 000	20.800	14.090	7 300	21 600	71 000	8 43	1.91	-1.00	4.0
192-194.395	225	53 100	7 500	1660 000	18 000	21 000	28 000	18.000	683 000	22 000	15.930	9.600	20 100	70 300	8 66	2.10	-0 89	3.7
231-233 395	226	36 000	8.950	550 000	13 000	18 000	14 000	18.000	350 000	17.100	10.200	4.900	30.200	64.900	8 36	2 02	-0.50	3.0
328-330 395	227	63 800	6 400	1960 000	16 000	25 000	24 000	16.000	800 000	24.800	21.700	5 600	14.600	79 800	8 69	1.59	-1.71	6 6
336-338.395	228	36 900	10.250	520 000	17.000	21.000	15.000	23.000	400 000	17.100	11.980	4 500	28.700	66.800	8 41	1.87	-0.58	3.4
362-365.395	229	34.500	8 750	520 000	14 000	20.000	19.000	23.000	400.000	18.100	12.270	2.700	27.400	70.000	8 62	1.76	-0.47	3.6
011-013.396	231	48.800	8.100	820.000	17.000	23.000	23 000	29.000	633.000	22 100	14 080	9.100	22.500	68.400	8.63	2.05	-0.82	3.6
021-024.396	232	47.200	15 500	840.000	16.000	19.000	16.000	31.000	583 000	20.600	13.950	6.600	21.400	72.000	8.01	1.73	-1.23	4.2
035-038.396	233	49.600	6.950	235.000	12 000	21.000	19 000	20.000	583.000	21.000	13.780	7.400	24.100	68.500	8.63	2.02	-0.69	3.3
045-048 396	234	40.900	6.250	225.000	10 000	17.000	19.000	20.000	433.000	19.900	11.950							
051-054.396	235	33.100	11.500	1000.000	14.000	18 000	14.000	31.000	333.000	16.500	8.670	4.700	28.300	67.300	8.34	1.83	-0.64	3.1
061-064.396	236	31.500	25.500	360.000	10.000	16 000	17.000	18.000	333.000	16.000	8.840	2.700	26.000	71.300	8.88	1.93	-0.31	2.9
104-107.396	237	43.300	6.400	1600.000	15.000	19.000	15.000	20 000	483.000	21.000	10.020	7.700	22.600	69.700	8.60	1.93	-0.95	4.1
109-111 396	238	37.800	32 000	4750.000	31.000	43.000	58.000	49.000	433.000	20.400'	10.450							
111-113 396	239	38.300	40.000	2080.000	15.000	17.000	26.000	23.000	400.000	17.700	9.080							
116-119.396	240	42.500	12.050	4100.000	14.000	18.000	33.000	23.000	450.000	21.500	10.510	13.200	23.900	62.800	8.54	2.34	-0.66	3.2
137-140.396	241	42.900	7.650	1855.000	14.000	20.000	21.000	20.000	450.000	21.000	9.590	11.500	19.700	68.900	8.32	1.84	-1.45	5.5
160-162.396	242	49.200	6.600	1340.000	27.000	29.000	31.000	16.000	417.000	22.000	8.880	5.400	23.600	71.000	8.64	1.95	-0.75	3.7
199-202.396	243	50.000	7.500	820.000	15.000	26.000	26.000	14.000	467.000	21.600	9.260	13.600	25.200	61.200	8.27	2.14	-0.84	3.6
027-030.403	245	49.200	11.750	380.000	14.000	20.000	26.000	20.000	616.000	21.700	13.820	10.400	20.500	69.100	8.19	2.02	-1.05	3.6
037-040.403	246	50.000	6.500	270.000	13.000	19.000	26.000	26.000	633.000	19.900	13.940	8.800	20.200	71.000	8.75	2.04	-0.99	4.1

050-053.403	247	47.900	7.150	330.000	13.000	20.000	21.000	25.000	483.000	20.000	11.350	6.400	24.000	69.600	8.25	1.89	-0.67	3.1
113-116.403	248	33.800	9.500	480.000	16.000	18.000	19.000	27.000	417.000	17.100	10.270	4.500	37.400	58.100	7.49	1.86	-0.20	2.3
147-150.403	249	33.100	9.000	585.000	11.000	17.000	10.000	16.000	383.000	16.900	10.770	3.400	39.000	57.600	8.01	2.02	-0.25	2.2
170-173.403	250	38.600	9.800	470.000	13.000	21.000	23.000	23.000	517.000	19.900	13.490	4.600	38.700	56.600	7.49	1.79	-0.15	2.5
177-180.403	251	34.600	9.450	435.000	13.000	20.000	19.000	25.000	450.000	15.800	10.700	6.800	24.000	69.200	8.32	1.93	-0.97	3.7
216-219.403	252	37.800	9.760	435.000	14.000	23.000	21.000	27.000	500.000	18.500	12.550	6.300	35.900	57.900	7.73	1.91	-0.34	2.6
293-296.403	253	40.600	9.750	470.000	12.000	22.000	17.000	18.000	433.000	20.700	14.040	9.900	26.500	63.600	8.17	2.00	-0.79	3.2
296-298.403	254	42.300	11.750	470.000	15.000	26.000	21.000	27.000	517.000	20.900	15.690	6.700	29.900	63.400	8.11	1.97	-0.57	2.8
311-314.403	255	49.500	6.800	890.000	14.000	23.000	23.000	43.000	683.000	22.600	14.830							
322-325.403	256	49.200	6.750	715.000	20.000	21.000	28.000	25.000	683.000	22.400	15.170	8.400	20.500	71.100	8.54	2.08	-0.96	3.1
339-343.403	257	48.800	7.350	470.000	16.000	19.000	28.000	20.000	650.000	24.700	14.030	12.600	24.300	63.100	7.78	2.03	-0.98	3.3

CARBONATO CALCICO %	CO3
HIERRO mg/g	Fe
MANGANESO ppm	Mn
COBALTO ppm	Co
PLOMO ppm	Pb
NIQUEL ppm	Ni
COBRE ppm	Cu
ESTRONCIO ppm	Sr
CALCIO %	Ca
Ca/Mg	RCM
ARENA %	ARE
LIMO %	LIM
ARCILLA %	ARC
MEDIA EN PHI	XPH
DESVIACION	DES
ASIMETRIA	ASI
KURTOSIS	KUR

APENDICE IV :
CLASIFICACION Y CARACTERISTICAS DE LAS MUESTRAS

No	CaCO3 %	Fe mg/g	Mn ppm	Co ppm	Pb ppm	Ni ppm	Cu ppm	Sr ppm	Ca %	Ca/Mg s.d.	Are. %	Limo %	Arc. %	Media Phi	St s.d.	As s.d.	Ku s.d
LODOS HEMIPELAGICOS CALCAREOS																	
008	50.400	6.750	210.000	13.000	23.000	28.000	19.000	571.000	23.600	15.020	14.700	19.700	65.500	8.17	2.18	-1.25	4.1
014	48.400	7.750	225.000	13.000	21.000	35.000	15.000	604.000	21.500	14.120	23.000	20.500	56.500	7.90	2.60	-0.81	3.0
021	46.000	6.350	530.000	12.000	25.000	26.000	19.000	620.000	21.200	15.350	3.400	25.200	71.500	8.38	1.55	-1.02	4.7
022	57.800	6.950	650.000	13.000	26.000	27.000	19.000	670.000	22.000	18.480	5.200	15.900	78.800	8.68	1.59	-1.64	7.7
023	52.900	6.000	690.000	12.000	26.000	24.000	30.000	653.000	21.000	16.960	4.700	16.600	62.100	8.64	1.68	-1.35	5.3
026	59.300	6.800	505.000	12.000	29.000	29.000	15.000	767.000	22.800	20.820	11.000	17.600	71.300	8.38	1.87	-1.82	6.9
036	50.000	6.150	400.000	13.000	21.000	24.000	15.000	587.000	21.800	17.610	6.300	20.300	73.400	8.40	1.73	-1.20	4.9
041	54.700	6.500	1160.000	14.000	28.000	24.000	44.000	587.000	22.300	18.030	12.000	15.300	72.700	8.44	1.97	-1.47	4.8
042	52.400	9.250	1000.000	14.000	23.000	28.000	12.000	571.000	22.100	18.580	15.700	16.800	67.400	8.29	2.18	-1.21	3.8
043	52.000	6.900	405.000	13.000	24.000	20.000	11.000	620.000	21.100	19.280	9.500	14.900	75.600	8.80	1.85	-1.59	5.7
044	65.000	7.450	765.000	11.000	18.000	18.000	8.000	685.000	20.800	18.990	10.300	11.200	78.500	8.76	1.80	-1.69	6.2
045	53.900	9.550	495.000	12.000	18.000	26.000	10.000	604.000	23.600	17.700	12.000	17.700	70.300	8.36	2.00	-1.29	4.2
046	53.200	7.500	475.000	15.000	26.000	37.000	19.000	636.000	21.700	17.540	10.400	15.900	73.700	8.65	1.93	-1.50	5.1
054	54.700	5.450	1000.000	18.000	21.000	20.000	30.000	522.000	21.000								
057	44.400	7.740	570.000	12.000	19.000	16.000	11.000	375.000	20.400	11.270	21.700	18.700	59.600	8.01	2.53	-1.01	3.5
071	49.200	7.650	260.000	13.000	27.000	29.000	15.000	522.000	22.300	15.620	22.100	17.100	60.800	7.94	2.46	-1.19	4.0
072	56.300	5.750	280.000	11.000	26.000	31.000	11.000	653.000	22.400	18.090	8.200	13.900	77.900	8.77	1.92	-1.47	6.0
086	57.100	6.150	450.000	13.000	28.000	23.000	11.000	636.000	23.200	14.330	18.600	13.800	67.620	8.31	2.47	-1.26	3.9
087	64.300	5.900	1200.000	15.000	31.000	32.000	11.000	751.000	24.700	23.600	22.500	12.500	65.000	8.39	2.52	-1.08	3.3
088	58.500	7.000	360.000	11.000	22.000	28.000	19.000	636.000	23.500	23.520	24.780	12.430	62.780	7.76	2.39	-1.68	4.7
091	58.700	6.500	700.000	13.000	30.000	31.000	15.000	783.000	23.600	21.550	14.200	14.310	71.480	8.56	2.22	-1.43	5.0
099	62.700	6.000	645.000	15.000	23.000	26.000	25.000	702.000	23.900	15.220	21.200	18.500	60.300	7.69	2.52	-1.01	3.1
102	53.900	7.750	485.000	13.000	23.000	21.000	10.000	653.000	22.000	17.110	16.600	28.200	55.200	7.52	2.39	-0.67	2.7
103	64.400	6.500	590.000	12.000	25.000	23.000	12.000	783.000	26.900	21.740	15.900	15.200	68.900	8.25	2.41	-1.25	3.8
107	55.500	7.000	565.000	12.000	23.000	21.000	8.000	668.000	24.000	16.800	14.100	23.200	62.700	7.79	2.25	-1.01	3.2
108	47.700	11.750	310.000	20.000	26.000	40.000	35.000	522.000	21.200	16.490							
109	57.100	5.500	560.000	12.000	21.000	17.000	9.000	669.000	23.800	18.510	23.500	25.600	50.900	7.70	2.70	-0.62	2.5
110	57.000	7.750	855.000	13.000	25.000	25.000	11.000	636.000	25.000	17.500	33.600	16.400	50.000	7.33	3.03	-0.67	2.1
111	58.700	6.750	915.000	13.000	24.000	20.000	14.000	669.000	22.100	23.230	16.200	18.600	65.200	8.26	2.38	-0.96	3.0
117	60.300	5.950	350.000	14.000	24.000	18.000	16.000	963.000	23.700	14.650	13.200	27.200	59.700	7.81	2.32	-0.45	2.4
119	73.400	5.450	650.000	16.000	29.000	29.000	8.000	1093.000	27.200	21.970	16.400	28.100	55.500	7.84	2.47	-0.48	2.3
120	76.200	3.950	500.000	19.000	26.000	32.000	12.000	1126.000	26.700	22.440	19.600	17.800	62.600	8.01	2.42	-0.98	3.3
121	58.600	5.950	465.000	14.000	20.000	29.000	18.000	848.000	23.200	14.330	12.800	29.800	57.400	7.74	2.29	-0.44	2.4
122	55.500	8.000	470.000	16.000	21.000	34.000	20.000	816.000	22.800	14.510	7.700	29.400	63.000	7.98	2.09	-0.57	2.7
123	56.200	6.100	485.000	13.000	21.000	25.000	16.000	751.000	22.900	14.160	9.400	22.100	68.400	8.20	2.09	-0.91	3.2
132	62.500	7.600	360.000	13.000	33.000	21.000	14.000	500.000	25.300	18.990	21.300	16.000	62.700	8.06	2.25	-1.09	3.6
133	62.000	6.800	1530.000	42.000	33.000	29.000	45.000	467.000	24.900	14.950	28.800	18.600	52.600	7.66	2.71	-0.55	2.1
139	57.000	7.450	420.000	13.000	29.000	20.000	18.000	583.000	23.100	18.670	10.400	17.100	72.400	8.58	1.84	-1.49	5.5
140	57.800	7.800	830.000	17.000	34.000	23.000	23.000	567.000	24.000	19.380	10.500	19.000	70.500	8.55	1.92	-1.25	4.5
143	54.500	8.000	830.000	14.000	29.000	18.000	12.000	583.000	22.300	19.530	7.600	28.500	44.800	8.13	1.59	-1.25	5.4
147	46.300	9.500	575.000	12.000	24.000	20.000	14.000	517.000	21.300	15.990	14.600	23.900	61.200	7.85	2.26	-1.03	3.7
149	59.200	8.000	820.000	19.000	34.000	25.000	14.000	483.000	24.700	18.540	8.600	20.200	71.200	8.34	1.70	-1.54	5.5
153	50.800	8.500	730.000	12.000	23.000	21.000	16.000	500.000	22.100	16.020	10.600	20.800	68.600	8.28	1.91	-1.26	4.3
155	63.100	6.600	620.000	19.000	33.000	26.000	18.000	550.000	24.900	23.790	42.300	11.500	46.200	7.50	3.20	-0.89	2.5
157	60.200	7.250	505.000	13.000	28.000	23.000	20.000	533.000	24.300	19.640	27.700	16.700	55.600	8.08	2.78	-1.09	3.4
159	66.100	6.000	500.000	13.000	29.000	21.000	14.000	533.000	24.900	24.920	31.600	11.950	56.430	7.80	2.70	-1.39	3.9
161	62.700	8.950	690.000	14.000	34.000	28.000	25.000	500.000	25.000	20.190	23.100	16.000	60.800	8.20	2.79	-1.01	3.0
164	61.500	7.000	505.000	17.000	34.000	21.000	10.000	500.000	24.200	16.470							
166	72.300	4.800	645.000	23.000	34.000	32.000	18.000	567.000	26.300	20.470							
167	58.700	7.500	730.000	17.000	25.000	25.000	25.000	517.000	23.900	19.320	22.300	18.700	59.000	7.78	2.36	-1.43	4.5
242	49.200	6.600	1340.000	27.000	29.000	31.000	16.000	417.000	22.000	8.880	5.400	23.600	71.000	8.64	1.95	-0.75	3.7
X̄	57.26	7.04	623.63	14.90	26.04	25.49	17.16	632.73	23.24	18.02	16.07	19.00	64.16	8.15	2.23	-1.13	4.07
Dt	6.68	1.31	274.50	4.93	4.49	5.33	8.02	146.89	1.65	3.25	8.25	4.96	8.26	0.37	0.38	0.35	1.28
n	51.00	51.00	51.00	51.00	51.00	51.00	51.00	51.00	51.00	50.00	47.00	47.00	47.00	47.00	47.00	47.00	47.00

No	CaCO3 %	Fe mg/g	Mn ppm	Co ppm	Pb ppm	Ni ppm	Cu ppm	Sr ppm	Ca %	Ca/Mg s.d.	Are. %	Limo %	Arc. %	Media Phi	St s.d.	As s.d.	Ku s.d
SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS GRISES																	
001	42.300	9.000	305.000	12.000	22.000	28.000	22.000	473.000	20.300	12.550	5.900	21.200	72.800	8.32	1.93	-0.94	4.2
002	40.500	8.250	225.000	11.000	20.000	19.000	11.000	392.000	18.900	12.040	8.600	20.900	70.600	8.35	1.93	-1.10	4.7
003	35.700	8.250	220.000	12.000	20.000	28.000	11.000	359.000	18.000	12.600	5.400	19.600	75.000	8.41	1.76	-1.25	5.2
004	43.700	9.000	270.000	11.000	24.000	23.000	15.000	506.000	19.800	12.990	9.500	24.300	66.000	8.05	2.01	-1.05	4.2
005	34.100	8.750	340.000	12.000	23.000	26.000	17.000	293.000	18.100	13.120	3.400	25.400	71.200	8.47	1.77	-0.63	3.8
006	41.500	8.500	295.000	10.000	17.000	16.000	22.000	506.000	20.100	12.430	4.200	21.100	74.700	8.61	1.81	-0.87	4.4
007	43.000	9.000	237.000	10.000	24.000	25.000	22.000	457.000	19.600	14.190	12.300	17.700	69.900	8.55	2.28	-1.19	4.2
012	44.500	8.400	205.000	14.000	21.000	35.000	19.000	571.000	21.900	14.390	16.800	16.900	66.300	8.02	2.23	-1.32	4.0
013	37.400	7.750	220.000	11.000	22.000	32.000	19.000	424.000	19.300	12.680	21.000	20.900	58.000	7.58	2.55	-0.79	2.8
020	48.800	7.250	300.000	12.000	24.000	25.000	19.000	571.000	20.800	13.650	4.700	17.600	77.700	8.99	1.84	-0.86	4.7
025	48.000	8.400	400.000	12.000	21.000	24.000	22.000	473.000	18.500	13.890	5.400	22.200	72.300	8.53	1.70	-1.04	4.5
027	37.400	15.300	300.000	14.000	18.000	32.000	19.000	392.000	18.300	12.820	2.000	22.800	75.200	8.64	1.53	-0.46	3.8
030	39.800	8.830	295.000	9.000	18.000	14.000	15.000	343.000	18.300	10.220	7.400	28.700	63.800	8.22	1.97	-0.48	3.2
031	43.600	7.300	205.000	12.000	15.000	16.000	15.000	408.000	19.100	12.170	10.500	30.400	59.100	7.77	2.12	-0.67	3.2
032	47.900	6.900	210.000	12.000	19.000	23.000	15.000	489.000	20.100	14.080	19.300	25.300	55.400	7.62	2.34	-0.92	3.3
033	35.700	7.950	260.000	9.000	16.000	10.000	16.000	326.000	19.200	10.900	7.800	31.300	60.800	7.92	2.03	-0.43	2.8
034	34.100	6.650	205.000	10.000	14.000	6.000	23.000	310.000	17.300	13.990	6.400	24.800	68.700	8.37	2.02	-0.54	3.3
035	46.300	7.450	275.000	12.000	20.000	24.000	17.000	587.000	22.400	14.250	7.700	26.600	65.600	8.06	1.85	-0.95	3.6
040	42.000	6.750	575.000	17.000	16.000	20.000	22.000	424.000	19.200	13.010	7.000	25.000	68.000	8.08	1.91	-0.88	3.3
051	36.500	7.450	270.000	11.000	14.000	4.000	11.000	408.000	17.900	14.470							
052	37.300	7.050	975.000	21.000	21.000	24.000	43.000	392.000	19.500	12.810							
060	41.500	9.500	1050.000	11.000	18.000	25.000	29.000	473.000	18.300	10.990							
069	47.600	6.650	275.000	10.000	24.000	29.000	15.000	522.000	22.300	14.650	10.100	19.900	70.000	8.48	2.13	-1.12	4.7
070	39.000	6.950	255.000	9.000	20.000	18.000	15.000	343.000	19.500	10.790	6.000	26.400	67.600	8.08	1.88	-0.87	4.0
073	38.000	6.650	285.000	11.000	16.000	24.000	19.000	343.000	17.300	13.990	5.300	25.900	68.800	8.12	1.91	-0.68	3.5
074	39.800	7.350	450.000	10.000	22.000	22.000	15.000	408.000	19.700	11.500	4.500	24.200	71.300	8.27	1.82	-0.73	3.6
078	45.500	6.650	265.000	12.000	25.000	27.000	26.000	555.000	20.800	15.060	9.500	19.500	71.000	8.42	2.02	-1.41	5.2
080	36.500	9.850	475.000	11.000	20.000	18.000	21.000	343.000	18.500	11.440	6.400	33.800	59.900	7.91	2.13	-0.28	2.7
081	44.400	8.800	770.000	12.000	25.000	26.000	22.000	539.000	20.700	14.500	17.000	21.200	61.800	8.07	2.40	-0.95	3.6
083	45.200	8.250	500.000	17.000	28.000	39.000	30.000	571.000	20.900	13.730	8.600	21.200	70.200	8.39	2.03	-1.06	4.1
085	41.300	9.250	920.000	13.000	26.000	29.000	30.000	473.000	20.700	17.400	10.800	22.700	66.500	8.29	2.17	-0.92	3.8
090	39.700	8.850	390.000	16.000	25.000	33.000	41.000	522.000	19.600	15.830	8.130	13.250	78.610	8.72	1.87	-1.39	5.3
100	43.700	8.650	320.000	11.000	14.000	9.000	18.000	457.000	20.900	11.870	10.800	42.100	47.200	7.05	2.17	-0.03	2.5
101	42.800	7.770	310.000	12.000	18.000	18.000	14.000	457.000	20.500	10.770	8.200	34.100	56.700	7.57	2.03	-0.33	2.3
115	42.800	5.900	310.000	9.000	14.000	15.000	13.000	620.000	21.300	10.410	10.000	33.800	56.200	7.72	2.14	-0.35	2.3
116	35.400	10.250	360.000	8.000	16.000	12.000	14.000	555.000	21.200	12.030	6.000	40.900	53.000	7.93	2.34	0.00	2.0
152	37.200	8.500	495.000	13.000	27.000	17.000	15.000	466.000	21.200	13.090	6.800	24.500	68.700	8.21	1.82	-0.97	3.6
160	39.400	8.900	230.000	10.000	19.000	17.000	14.000	333.000	17.900	11.400	15.400	32.200	52.500	7.62	2.24	-0.79	3.5
169	36.900	7.800	440.000	12.000	20.000	18.000	23.000	333.000	17.300	11.370							
170	37.800	7.900	380.000	15.000	18.000	20.000	20.000	316.000	17.300	10.390	6.100	25.600	68.300	8.16	1.70	-0.98	4.0
184	43.000	10.500	400.000	15.000	25.000	18.000	23.000	400.000	20.400	12.280							
182	41.300	9.750	175.000	10.000	33.000	15.000	29.000	400.000	19.600	14.700							
219	40.100	7.800	420.000	12.000	23.000	13.000	22.000	417.000	18.100	11.530	8.600	34.600	56.900	7.61	2.05	-0.46	2.65
220	39.200	7.250	675.000	11.000	13.000	18.000	16.000	416.000	16.500	12.390	4.300	28.900	66.900	8.45	1.99	-0.49	2.9
222	37.700	9.700	580.000	15.000	16.000	11.000	25.000	383.000	16.700	10.330	4.200	26.400	69.400	8.50	1.79	-0.52	3.7
226	36.000	8.950	550.000	13.000	18.000	14.000	18.000	350.000	17.100	10.200	4.900	30.200	64.900	8.36	2.02	-0.50	3.0
228	36.900	10.250	520.000	17.000	21.000	15.000	23.000	400.000	17.100	11.980	4.500	28.700	66.800	8.41	1.87	-0.58	3.4
229	34.500	8.750	520.000	14.000	20.000	19.000	23.000	400.000	18.100	12.270	2.700	27.400	70.000	8.62	1.76	-0.47	3.6
233	49.600	6.950	235.000	12.000	21.000	19.000	20.000	583.000	21.000	13.780	7.400	24.100	68.500	8.63	2.02	-0.69	3.3
234	40.900	6.250	225.000	10.000	17.000	19.000	20.000	433.000	19.900	11.950							
241	42.900	7.650	1855.000	14.000	20.000	21.000	20.000	450.000	21.000	9.590	11.500	19.700	68.900	8.32	1.84	-1.45	5.5
257	48.800	7.350	470.000	16.000	19.000	28.000	20.000	650.000	24.700	14.030	12.600	24.300	63.100	7.78	2.03	-0.98	3.3
$\bar{X}$	40.88	8.26	417.15	12.21	20.19	20.77	20.15	442.60	19.48	12.68	8.35	25.52	66.11	8.18	1.99	-0.80	3.72
Dt	4.14	1.47	281.21	2.50	4.06	7.26	6.40	87.69	1.67	1.61	4.24	5.97	6.90	0.38	0.20	0.33	0.83
n	52.00	52.00	52.00	52.00	52.00	52.00	52.00	52.00	52.00	52.00	45.00	45.00	45.00	45.00	45.00	44.00	45.00

No	CaCO3 %	Fe mg/g	Mn ppm	Co ppm	Pb ppm	Ni ppm	Cu ppm	Sr ppm	Ca %	Ca/Mg s. d.	Are. %	Limo %	Arc. %	Media Phi	St s. d.	As s. d.	Ku s. d
LODOS CON OXIDOS DE Fe Y Mn																	
019	46.800	20.620	288.000	11.000	16.000	17.000	27.000	409.000	16.800	14.700							
038	34.600	14.000	335.000	11.000	14.000	15.000	26.000	424.000	22.400	18.090	8.700	22.500	68.800	8.37	2.05	-1.11	4.3
039	46.000	8.000	560.000	13.000	17.000	16.000	22.000	440.000	18.300	15.300	8.200	24.400	67.300	8.21	2.00	-0.83	3.2
049	44.100	9.000	2600.000	19.000	23.000	51.000	39.000	506.000	21.200	15.350							
053	55.500	6.750	1800.000	18.000	27.000	24.000	35.000	538.000	22.400	18.090	13.200	14.700	72.200	8.37	2.03	-1.46	4.8
050	46.300	10.250	320.000	14.000	18.000	20.000	23.000	506.000	20.700	15.540	6.800	15.400	77.800	8.87	1.83	-0.97	4.5
055	46.800	16.750	700.000	14.000	21.000	16.000	23.000	522.000	20.700	15.000	9.300	15.200	75.500	8.73	1.96	-1.17	4.6
056	42.800	6.800	545.000	9.000	17.000	12.000	12.000	375.000	19.400	12.730							
058	34.100	15.000	445.000	11.000	18.000	15.000	45.000	261.000	18.100	8.850							
059	35.900	11.500	640.000	15.000	18.000	12.000	33.000	359.000	18.300	10.400							
061	37.200	10.500	1500.000	20.000	20.000	31.000	31.000	326.000	17.300	11.370							
062	46.000	18.200	1100.000	14.000	19.000	24.000	29.000	359.000	18.400	13.320	16.900	22.300	60.800	8.06	2.26	-0.79	3.3
62B	38.900	10.000	560.000	20.000	21.000	20.000	23.000	359.000	18.600	9.530							
063	37.300	5.750	1250.000	22.000	18.000	47.000	30.000	408.000	18.700	10.080							
064	39.600	7.450	2350.000	42.000	21.000	55.000	52.000	375.000	17.900	10.070							
065	36.900	21.000	2300.000	48.000	35.000	63.000	76.000	359.000	19.100	10.040							
066	36.500	5.450	450.000	12.000	14.000	17.000	20.000	408.000	19.300	11.590							
068	42.800	8.650	2400.000	16.000	27.000	36.000	26.000	489.000	20.000	14.000	9.700	15.000	75.300	8.63	1.90	-1.30	4.9
082	36.500	10.750	525.000	11.000	25.000	23.000	19.000	441.000	19.600	12.860	5.900	24.400	69.600	8.36	1.98	-0.58	2.9
084	46.000	11.600	575.000	13.000	25.000	27.000	15.000	587.000	21.500	18.410	15.800	15.400	68.800	8.23	2.37	-1.27	4.2
077	39.700	16.100	1275.000	13.000	22.000	33.000	22.000	538.000	20.500	14.360	9.200	16.700	74.200	8.57	2.05	-1.28	5.0
089	41.300	15.000	555.000	13.000	21.000	29.000	22.000	555.000	20.500	20.760	5.440	13.020	81.530	8.75	1.70	-1.47	5.8
104	37.500	10.800	350.000	9.000	13.000	14.000	8.000	392.000	19.600	11.760	4.400	38.800	56.800	7.50	1.93	-0.18	2.1
125	37.500	10.800	520.000	11.000	21.000	17.000	23.000	408.000	20.300	10.930	4.000	35.600	60.400	7.96	1.92	-0.26	2.6
137	43.800	10.800	535.000	9.000	31.000	18.000	25.000	433.000	21.000	14.700	15.000	22.300	62.700	7.97	2.12	-1.36	4.8
138	54.400	9.000	2350.000	70.000	41.000	32.000	31.000	517.000	23.000	17.250	20.100	18.700	61.200	8.26	2.37	-1.34	4.6
141	57.800	8.250	3410.000	37.000	26.000	35.000	35.000	483.000	22.700	17.670	6.800	23.900	69.200	8.54	1.83	-0.91	3.9
148	33.800	11.800	350.000	12.000	25.000	18.000	16.000	350.000	19.400	9.700	7.300	24.400	68.300	8.03	1.99	-0.75	3.1
150	50.000	10.850	670.000	12.000	25.000	17.000	16.000	467.000	21.800	15.260	12.200	18.000	56.100	8.29	2.00	-1.22	4.4
151	41.700	23.500	495.000	13.000	23.000	15.000	14.000	367.000	19.400	13.580	10.400	28.300	61.300	8.07	2.21	-0.57	2.7
154	50.800	8.000	500.000	13.000	27.000	20.000	18.000	417.000	23.200	13.920	28.600	15.100	56.200	8.05	2.77	-1.10	3.5
156	38.000	10.000	335.000	11.000	21.000	12.000	23.000	300.000	17.700	11.630	7.700	35.600	56.700	7.98	2.11	-0.28	2.6
163	34.600	10.150	350.000	11.000	18.000	14.000	25.000	316.000	16.500	11.190							
165	43.700	10.100	505.000	14.000	26.000	20.000	27.000	350.000	18.900	13.240							
168	61.900	6.800	1135.000	21.000	33.000	25.000	25.000	567.000	23.500	18.290							
176	42.100	10.100	285.000	10.000	27.000	15.000	23.000	383.000	19.200	13.900							
177	42.800	9.500	3600.000	37.000	36.000	63.000	41.000	383.000	16.500	9.910							
178	43.600	9.200	3000.000	25.000	28.000	57.000	35.000	400.000	20.100	11.420							
179	43.600	19.100	4150.000	30.000	26.000	72.000	20.000	400.000	20.900	12.130							
180	45.300	11.800	6800.000	69.000	40.000	94.000	61.000	400.000	19.500	12.060							
181	44.400	21.000	1960.000	44.000	61.000	45.000	43.000	416.000	19.700	12.180							
218	43.700	9.850	890.000	15.000	19.000	21.000	24.000	533.000	20.800	13.650	5.600	25.900	68.600	8.36	1.99	-0.76	3.1
223	43.100	8.500	1160.000	13.000	17.000	11.000	18.000	583.000	20.600	14.420	6.400	28.000	65.600	8.07	1.86	-0.71	3.7
230	38.200	75.000	3900.000	42.000	22.000	50.000	16.000	367.000	19.200	15.490							
224	43.100	7.500	1605.000	18.000	24.000	26.000	47.000	567.000	20.800	14.090	7.300	21.600	71.000	8.43	1.91	-1.00	4.0
225	53.100	7.500	1660.000	18.000	21.000	28.000	18.000	683.000	22.000	15.930	9.600	20.100	70.300	8.66	2.10	-0.89	3.7
227	63.800	6.400	1960.000	16.000	25.000	24.000	16.000	800.000	24.800	21.700	5.600	14.600	79.800	8.69	1.59	-1.71	6.6
232	47.200	15.500	840.000	16.000	19.000	16.000	31.000	583.000	20.600	13.950	6.600	21.400	72.000	8.01	1.73	-1.23	4.2
235	33.100	11.500	1000.000	14.000	18.000	14.000	31.000	333.000	16.500	8.670	4.700	28.300	67.300	8.34	1.83	-0.64	3.1
236	31.500	25.500	360.000	10.000	16.000	17.000	18.000	333.000	16.000	8.840	2.700	26.000	71.300	8.88	1.93	-0.31	2.9
237	43.300	6.400	1600.000	15.000	19.000	15.000	20.000	483.000	21.000	10.020	7.700	22.600	69.700	8.60	1.93	-0.95	4.1
238	37.800	32.000	4750.000	31.000	43.000	58.000	49.000	433.000	20.400	10.450							

(continua)

	CaCO3 %	Fe mg/g	Mn ppm	Co ppm	Pb ppm	Ni ppm	Cu ppm	Sr ppm	Ca %	Ca/Mg s.d.	Are. %	Limo %	Arc. %	Media Phi	Desv. Phi	As s.d.	Ku s.d
LODOS CON OXIDOS DE Fe Y Mn (continuación)																	
239	38.300	40.000	2080.000	15.000	17.000	26.000	23.000	400.000	17.700	9.080							
240	42.500	12.050	4100.000	14.000	18.000	33.000	23.000	450.000	21.500	10.510	13.200	23.900	62.800	8.54	2.34	-0.66	3.2
243	50.000	7.500	820.000	15.000	26.000	26.000	14.000	467.000	21.600	9.260	13.600	25.200	61.200	8.27	2.14	-0.84	3.6
245	49.200	11.750	380.000	14.000	20.000	26.000	20.000	616.000	21.700	13.820	10.400	20.500	69.100	8.19	2.02	-1.05	3.6
254	42.300	11.750	470.000	15.000	26.000	21.000	27.000	517.000	20.900	15.690	6.700	29.900	63.400	8.11	1.97	-0.57	2.8
255	49.500	6.800	890.000	14.000	23.000	23.000	43.000	683.000	22.600	14.830							
256	49.200	6.750	715.000	20.000	21.000	28.000	25.000	683.000	22.400	15.170	8.400	20.500	71.100	8.54	2.08	-0.96	3.1
X̄	43.35	13.27	1416.15	19.53	23.71	28.29	27.49	454.36	20.06	13.33	9.55	22.52	67.54	8.33	2.02	-0.93	3.86
Dt	6.81	10.31	1336.00	13.15	8.08	17.11	12.28	107.48	1.92	3.03	5.07	6.26	6.55	0.30	0.22	0.37	0.95
n	59.00	59.00	59.00	59.00	59.00	59.00	59.00	59.00	59.00	59.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00
LODOS CALCAREOS OXIDADOS																	
017	56.900	8.400	800.000	15.000	21.000	30.000	26.000	522.000	19.900	14.940	8.700	15.200	76.100	8.86	1.83	-1.16	4.8
018	46.800	8.100	775.000	17.000	33.000	29.000	33.000	636.000	22.000	14.900							
037	44.500	6.900	330.000	10.000	18.000	22.000	19.000	408.000	19.200	13.440	12.400	22.500	65.100	7.95	2.14	-1.15	4.0
048	53.600	7.740	525.000	17.000	21.000	16.000	29.000	555.000	21.100	17.060	18.200	14.100	67.600	8.51	2.43	-1.43	5.0
075	46.800	7.800	1550.000	17.000	24.000	34.000	33.000	555.000	20.700	13.600	7.400	19.100	73.400	8.55	1.91	-0.92	3.9
076	54.000	7.350	650.000	16.000	26.000	36.000	33.000	669.000	22.700	15.900	15.600	17.000	67.400	8.40	2.40	-1.13	3.9
112	65.100	5.750	610.000	16.000	23.000	32.000	25.000	897.000	24.800	12.700	15.600	28.800	58.600	7.86	2.24	-0.73	2.6
113	50.800	14.000	320.000	9.000	19.000	20.000	20.000	669.000	22.100	12.220	10.200	33.400	56.400	7.63	2.29	-0.25	2.0
124	51.500	8.500	800.000	16.000	22.000	28.000	37.000	669.000	22.100	13.270	10.900	22.600	66.500	8.26	2.22	-0.69	2.9
135	56.200	8.000	675.000	18.000	33.000	25.000	29.000	616.000	23.000	14.640	14.300	16.000	69.600	8.73	2.00	-1.21	4.7
144	59.500	7.500	1105.000	15.000	31.000	32.000	31.000	633.000	23.600	15.020	17.700	16.600	65.700	8.01	2.38	-1.23	3.7
183	55.500	7.800	200.000	12.000	26.000	20.000	20.000	533.000	22.300	16.740							
185	55.400	7.900	175.000	11.000	22.000	21.000	10.000	750.000	23.200	11.880	13.400	26.700	59.800	8.23	2.41	-0.63	3.0
217	46.100	8.500	660.000	16.000	17.000	18.000	31.000	617.000	20.900	11.870	8.300	21.800	69.900	8.77	2.12	-0.80	3.4
231	48.800	8.100	820.000	17.000	23.000	23.000	29.000	633.000	22.100	14.080	9.100	22.500	68.400	8.63	2.05	-0.82	3.6
X̄	52.77	8.16	666.33	14.80	23.93	25.73	27.00	624.13	21.98	14.15	12.45	21.25	66.50	8.34	2.19	-0.93	3.71
Dt	5.47	1.70	342.53	2.76	4.88	6.06	6.87	107.01	1.40	1.60	3.51	5.54	5.40	0.37	0.19	0.31	0.83
n	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	13.00	13.00	13.00	13.00	13.00	13.00	13.00
LODOS MARRONES																	
028	41.500	8.300	360.000	12.000	20.000	27.000	15.000	555.000	19.200	17.530	6.100	18.700	75.200	8.78	1.77	-0.89	4.3
029	44.600	6.800	270.000	9.000	17.000	20.000	19.000	457.000	18.000	15.120	8.800	18.300	72.800	8.49	1.75	-1.22	5.0
047	42.800	8.050	680.000	12.000	23.000	12.000	26.000	457.000	18.400	16.800							
067	31.700	7.800	390.000	9.000	17.000	11.000	20.000	228.000	17.000	9.920	8.300	28.200	63.500	7.20	2.01	-0.49	3.1
142	43.000	8.750	700.000	15.000	23.000	15.000	18.000	350.000	19.900	12.680	4.800	32.300	62.900	8.00	1.87	-0.57	2.8
158	42.300	9.750	700.000	18.000	31.000	21.000	23.000	400.000	20.600	14.420	23.160	26.170	50.660	7.75	2.62	-0.79	3.2
173	39.700	10.500	870.000	18.000	28.000	20.000	22.000	383.000	20.700	12.430	17.300	26.300	56.400	7.83	2.15	-0.77	3.1
175	36.500	10.800	420.000	14.000	23.000	23.000	27.000	400.000	22.000	13.590	12.400	20.800	66.800	8.54	2.20	-1.21	5.1
X̄	40.26	8.84	548.75	13.38	22.75	18.63	21.25	403.75	19.48	14.06	11.55	24.40	64.04	8.08	2.05	-0.85	3.85
Dt	3.97	1.30	200.40	3.31	4.60	5.17	3.80	88.59	1.54	2.31	6.12	4.87	8.00	0.51	0.28	0.26	0.89
n	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00
PROTOSAPROPEL																	
024	36.600	9.250	390.000	17.000	21.000	45.000	26.000	555.000	18.700	14.040	3.900	22.200	73.900	8.46	1.50	-1.01	5.1

No	CaCO3 %	Fe mg/g	Mn ppm	Co ppm	Pb ppm	Ni ppm	Cu ppm	Sr ppm	Ca %	Ca/Mg s. d.	Are. %	Limo %	Arc. %	Media Phi	St s. d.	As s. d.	Ku s. d
LODOS DE TALUD																	
105	38.100	6.500	275.000	20.000	18.000	35.000	18.000	392.000	21.500	10.760	6.000	42.300	51.600	7.26	1.96	-0.13	2.5
114	38.100	6.250	360.000	9.000	16.000	11.000	16.000	506.000	19.900	9.300	6.400	53.800	39.800	6.73	1.91	0.36	2.3
118	39.800	6.950	275.000	7.000	13.000	9.000	12.000	457.000	16.500	9.910	5.900	46.100	48.000	7.21	2.23	+0.48	2.4
136	39.600	9.250	450.000	9.000	20.000	11.000	18.000	317.000	18.100	11.530	6.600	37.700	56.700	7.63	1.97	-0.41	2.7
145	40.500	7.500	432.000	12.000	17.000	12.000	16.000	367.000	19.500	12.810	11.800	20.400	67.800	8.16	2.03	-1.02	3.6
146	41.300	9.500	545.000	14.000	22.000	12.000	23.000	383.000	20.000	12.350	12.000	29.500	58.400	7.65	2.19	-0.66	2.9
221	34.400	9.650	1160.000	14.000	19.000	14.000	19.000	483.000	20.300	12.930	2.400	31.100	66.500	8.37	1.89	-0.39	2.7
246	50.000	6.500	270.000	13.000	19.000	26.000	26.000	633.000	19.900	13.940	8.800	20.200	71.000	8.75	2.04	-0.99	4.1
247	47.900	7.150	330.000	13.000	20.000	21.000	25.000	483.000	20.000	11.350	6.400	24.000	69.600	8.25	1.89	-0.67	3.1
248	33.800	9.500	480.000	16.000	18.000	19.000	27.000	417.000	17.100	10.270	4.500	37.400	58.100	7.49	1.86	-0.20	2.3
249	33.100	9.000	585.000	11.000	17.000	10.000	16.000	383.000	16.900	10.770	3.400	39.000	57.600	8.01	2.02	-0.25	2.2
250	38.600	9.800	470.000	13.000	21.000	23.000	23.000	517.000	19.900	13.490	4.600	38.700	56.600	7.49	1.79	-0.15	2.5
251	34.600	9.450	435.000	13.000	20.000	19.000	25.000	450.000	15.800	10.700	6.800	24.000	69.200	8.32	1.93	-0.97	3.7
252	37.800	9.760	435.000	14.000	23.000	21.000	27.000	500.000	18.500	12.550	6.300	35.900	57.900	7.73	1.91	-0.34	2.6
253	40.600	9.750	470.000	12.000	22.000	17.000	18.000	433.000	20.700	14.040	9.900	26.500	63.600	8.17	2.00	-0.79	3.2
$\bar{X}$	39.21	8.43	464.80	12.67	19.00	17.33	20.60	448.07	18.97	11.78	6.79	33.77	59.49	7.81	1.97	-0.41	2.90
Dt	4.59	1.37	207.64	2.98	2.53	6.94	4.63	74.87	1.65	1.45	2.69	9.46	8.45	0.52	0.11	0.44	0.56
n	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
LODOS GRAVITATIVOS																	
092	16.400	20.550	250.000	10.000	34.000	37.000	26.000	196.000	6.900	4.840	2.500	21.500	76.000	8.59	1.79	-0.56	3.1
093	25.000	15.100	235.000	7.000	10.000	35.000	19.000	342.000	11.000	7.700	6.000	23.000	71.000	8.13	2.03	-0.56	2.8
094	24.800	15.160	285.000	9.000	12.000	41.000	22.000	343.000	12.000	8.400	5.600	25.200	69.200	8.06	2.02	-0.56	2.5
095	26.800	14.250	275.000	10.000	13.000	47.000	19.000	392.000	13.400	8.280	7.800	22.000	70.000	8.17	2.11	-0.80	3.2
096	25.800	15.150	240.000	9.000	12.000	40.000	19.000	326.000	12.600	7.150	17.500	23.600	58.900	7.32	2.18	-0.75	2.5
097	22.300	13.800	220.000	7.000	8.000	39.000	15.000	277.000	11.600	6.580	36.400	21.500	42.100	6.32	2.78	0.05	1.6
098	24.200	17.350	220.000	7.000	13.000	39.000	19.000	294.000	13.000	6.830	18.100	29.300	52.600	6.95	2.36	-0.33	2.0
186	56.200	5.650	180.000	17.000	28.000	23.000	14.000	700.000	22.400	11.760	17.400	34.500	48.100	7.33	2.45	-0.34	2.4
187	55.600	5.650	170.000	13.000	26.000	18.000	12.000	700.000	22.200	11.660	19.100	29.200	51.700	7.32	2.36	-0.61	2.6
188	38.500	6.250	175.000	9.000	17.000	14.000	14.000	400.000	18.500	9.490	7.700	27.300	65.000	8.41	2.03	-0.65	3.4
189	37.800	6.500	175.000	11.000	15.000	7.000	14.000	350.000	15.400	8.510	4.700	37.200	58.10	7.87	2.01	-0.27	2.4
190	59.800	6.200	175.000	16.000	34.000	25.000	12.000	833.000	23.000	12.380	27.400	25.400	47.100	7.71	2.79	-0.59	2.6
191	64.100	5.750	200.000	14.000	29.000	23.000	12.000	833.000	23.100	12.450	10.500	16.600	72.900	8.74	2.29	-1.16	4.0
192	43.100	7.000	265.000	12.000	16.000	13.000	14.000	583.000	20.100	11.420	6.900	37.600	55.500	7.67	1.88	-0.42	3.0
193	52.300	6.600	160.000	15.000	19.000	17.000	16.000	800.000	22.900	11.740	27.600	33.400	39.000	7.02	2.66	-0.31	2.3
194	55.400	5.950	175.000	13.000	15.000	18.000	10.000	733.000	23.000	12.380	20.500	31.800	47.700	7.15	2.45	-0.36	2.5
$\bar{X}$	39.26	10.43	212.50	11.19	18.81	27.25	16.06	506.38	16.94	9.47	14.73	27.44	57.81	7.67	2.26	-0.51	2.73
Dt	15.47	5.05	40.39	3.13	8.28	11.93	4.13	218.08	5.33	2.42	9.55	5.97	11.31	0.64	0.30	0.26	0.56
n	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00

No	CaCO3 %	Fe mg/g	Mn ppm	Co ppm	Pb ppm	Ni ppm	Cu ppm	Sr ppm	Ca %	Ca/Mg s. d.	Are. %	Limo %	Arc. %	Media Phi	St s. d.	As s. d.	Ku s. d
SEDIMENTOS TURBIDITICOS																	
106	62.200	11.000	340.000	29.000	21.000	31.000	11.000	587.000	24.300	19.640							
126	36.700	8.600	465.000	9.000	11.000	8.000	14.000	359.000	18.800	12.340	9.800	65.600	24.600	6.24	2.04	+1.01	3.4
127	51.500	6.750	415.000	9.000	18.000	15.000	29.000	783.000	23.600	9.350	5.700	52.300	42.000	6.77	2.06	+0.46	2.2
128	41.300	5.600	435.000	11.000	18.000	23.000	25.000	865.000	23.200	9.740	16.800	50.200	33.000	5.94	2.15	+0.90	2.6
129	65.100	4.250	350.000	16.000	30.000	17.000	12.000	1050.000	26.500	9.950	52.200	30.940	16.960	5.11	2.39	+1.05	3.2
130	71.100	2.900	420.000	13.000	35.000	18.000	9.000	1050.000	25.900	10.890	58.900	25.100	16.000	5.02	2.52	+1.07	3.3
131	64.800	3.800	400.000	15.000	35.000	23.000	8.000	750.000	26.400	13.860	63.600	16.500	19.900	5.27	3.02	+0.35	1.9
134	44.600	7.400	420.000	13.000	22.000	14.000	16.000	383.000	21.300	12.440	6.100	23.900	70.000	8.32	2.04	-0.67	3.1
$\bar{X}$	54.66	6.29	405.63	14.38	23.75	18.63	15.50	728.38	23.75	12.28	30.44	35.79	31.27	6.10	2.32	0.60	2.85
Dt	12.00	2.53	39.25	6.02	8.15	6.54	7.12	251.18	2.51	3.14	24.49	18.34	18.30	1.09	0.34	0.58	0.53
n	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00
ARENAS DE FORAMINIFEROS																	
009	66.900	6.950	150.000	18.000	26.000	37.000	7.000	685.000	24.500	27.100	57.200	8.900	33.900	6.43	3.29	-0.30	1.4
010	65.000	6.000	150.000	14.000	24.000	33.000	9.000	685.000	24.000	26.530	55.600	9.500	34.900	6.43	3.13	-0.40	1.5
011	51.600	7.100	225.000	14.000	25.000	32.000	11.000	669.000	22.100	17.870	37.100	17.100	45.200	6.96	2.74	-0.67	2.1
015	53.100	5.150	180.000	18.000	27.000	32.000	11.000	587.000	23.900	22.830	63.400	10.500	26.100	5.74	3.25	-0.02	1.4
016	59.400	5.650	185.000	15.000	23.000	32.000	11.000	620.000	23.100	21.110	58.100	12.300	29.600	5.86	3.15	-0.11	1.4
079	74.000	3.900	270.000	16.000	34.000	29.000	11.000	685.000	26.300	29.090	69.100	7.300	23.600	5.80	3.82	-0.17	1.4
171	67.200	6.000	165.000	15.000	31.000	25.000	12.000	633.000	25.800	22.580	51.000	12.000	37.000	7.01	3.27	-0.71	2.1
172	54.700	7.750	800.000	22.000	34.000	25.000	23.000	483.000	22.000	16.500	40.900	19.300	39.700	6.99	2.96	-0.72	2.3
174	49.200	8.500	675.000	16.000	33.000	21.000	20.000	450.000	18.800	11.610	42.700	20.000	37.300	6.84	2.96	-0.65	2.3
$\bar{X}$	60.12	6.33	311.11	16.44	28.56	29.56	12.78	610.78	23.39	21.69	52.79	12.99	34.14	6.45	3.17	-0.42	1.81
Dt	8.05	1.32	232.59	2.41	4.19	4.72	4.92	83.82	2.13	5.30	10.15	4.41	6.40	0.50	0.28	0.26	0.39
n	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00