

COMPARACION ENTRE SEDIMENTACION SILICEA ACTUAL Y RADIOLARITAS: CARACTERISTICAS QUIMICAS DE ESTE TIPO DE DEPOSITOS Y SU VALOR COMO INDICADORES DE PALEO AMBIENTES DE SEDIMENTACION.

por

Constantino Mpodozis\*

RESUMEN

Las radiolaritas y cherts biogénicos son el producto de la acumulación de restos silíceos de origen orgánico en zonas oceánicas situadas bajo la profundidad de compensación de los carbonatos (PCC) en regiones de alta productividad orgánica. El nivel de la PCC (4500 m. en los océanos actuales) ha sufrido grandes variaciones que dependen de factores paleo-oceanográficos y evolutivos. Debido a esto las radiolaritas presentes en las cadenas de montañas en los continentes no pueden ser consideradas mecánicamente como depósitos "profundos". La pretendida relación genética entre este tipo de rocas y fenómenos de volcanismo submarino es en realidad inexistente. Desde el punto de vista químico, las radiolaritas y cherts pueden ser descritas como el resultado de un proceso de dilución, por la sílice biogénica de un fondo sedimentario preexistente o acumulado conjuntamente con los restos silíceos. Como este proceso de dilución es un fenómeno lineal y simple las características de ese fondo sedimentario "residual" pueden ser conocidas utilizando parámetros químicos adecuados (razón  $\frac{Al}{Al+Fe+Mn}$ , "anomalía de Mn"), independientes de las concentraciones de sílice, los que permiten efectuar comparaciones directas entre radiolaritas y sedimentos oceánicos "normales". El estudio de estos parámetros químicos en diversos grupos de radiolaritas y cherts muestra que la sedimentación silícea puede sobreimponerse a cualquier tipo de depósitos oceánicos y que no está limitada a un ambiente marino específico. El análisis de esos mismos parámetros en radiolaritas presentes en el registro geológico es una herramienta muy valiosa para la solución de problemas paleo-oceanográficos y de ambientes de sedimentación.

---

\* Departamento de Geología, Univ. de Chile, Santiago. Trabajo efectuado en la Facultad de Ciencias de Orsay, Francia, bajo la dirección del profesor M. Steinberg.

## INTRODUCCION

Durante largo tiempo las radiolaritas, los cherts de origen biogénico y otras rocas silíceas han constituido el centro de una dura polémica en cuanto a su origen y, sobre todo, a su probable naturaleza de sedimentos abisales. Aún más la frecuente asociación entre o fiolitas - radiolaritas típica de las zonas eugeosinclinales de las cadenas alpinas ha sido citada frecuentemente como un rasgo distintivo de ellas e incluso se ha sugerido que existiría una relación genética entre ese volcanismo submarino y la sedimentación silícea. En años recientes las perforaciones submarinas del D.S.D.P. han aportado antecedentes muy valiosos para la comprensión de los procesos de sedimentación oceánica y en particular sobre el significado de los sedimentos silíceos. En este trabajo trataremos el problema de la sedimentación silícea desde un punto estrictamente actualista, analizando los factores que controlan a ésta en los océanos actuales para tratar en seguida, con esos datos, de entender la naturaleza y origen de las radiolaritas presentes en el registro geológico en los continentes.

1. La sedimentación oceánica actual:

## A. Principales componentes de los sedimentos oceánicos.

Los elementos constitutivos de los sedimentos oceánicos pueden separarse en dos grandes grupos: Una fracción "mineral" y una fracción "biogénica". Ambas se mezclan en proporciones variables dando origen a diversos tipos de depósitos. La fracción que llamaremos "mineral", compleja en el detalle, corresponde a la acumulación de elementos provenientes de esencialmente dos fuentes principales:

- Detritismo continental o volcanismo insular que aporta materias sólidas o elementos en solución al medio marino (BERGER, 1974).
- Complejos fenómenos de interacción entre las lavas basálticas y el océano a nivel de las dorsales activas.

En esas zonas, procesos hidrotermales a gran escala (DYMOND et al. 1973, WOLERY y SLEEP, 1976; BONATTI et al. 1976) conducen a la formación de sedimentos "metalíferos", muy ricos en Fe-Mn que recubren como una delgada película la corteza oceánica recién formada y constituirán con posterioridad el primer "sedimento" que es posible encontrar sobre el zócalo basáltico oceánico (BOSTROM y PETERSON, 1969, BROECKER, 1974; CRONAN, 1976). Fuera de estos grupos mayores, la fracción mine

ral de los sedimentos oceánicos puede estar formada por elementos de origen "hidrogénico" (precipitados directamente del agua de mar) o "autigénicos" (minerales que cristalizan en el sedimento). Su importancia cuantitativa es escasa y su origen final hay que buscarlo ya sea en el detritismo o en la actividad hidrotermal.

Considerando que el detritismo de origen "volcánico" es porcentualmente secundario y está restringido solamente a las cercanías de las islas oceánicas, BOSTROM (1970) demostró que la composición química de la fracción mineral de la mayoría de los sedimentos oceánicos podría evolucionar entre dos polos: de un lado los sedimentos metalíferos originados en las dorsales y del otro los sedimentos dominados por el detritismo típicos de las regiones costeras. Cualquier tipo de depósitos oceánicos (excluida la fracción biogénica) podría ser explicado como una mezcla en proporciones diversas entre dos polos extremos. De una manera voluntariamente simple la fracción mineral presentaría entonces una cierta gradación horizontal, entre los sedimentos "metalíferos" de las dorsales y los sedimentos "detríticos", cercanos a los continentes (BOSTROM y PETERSON, 1969). Las características geoquímicas de los polos detrítico y metalífero son fundamentalmente diferentes y los sedimentos de ambos tipos pueden ser distinguidos con facilidad (cf infra).

La fracción biogénica está constituida fundamentalmente por la acumulación de los residuos carbonatados o silíceos resultantes de la actividad de los organismos planctónicos en las aguas superficiales. Su característica esencial es una neto ordenación vertical, controlada por la existencia, en todos los océanos de un nivel a partir del cual ningún resto carbonatado es capaz de resistir a la disolución. Este se conoce con el nombre de "Profundidad de compensación de los carbonatos" (PCC). (BRAMLETTE, 1961) y se sitúa alrededor de 4.500 m en los océanos actuales (BERGER y WINTERER, 1974). Trabajos recientes (VAN ANDEL, 1975) muestran que su nivel ha variado en el transcurso del tiempo geológico (en el Terciario superior se habría producido una profundización del orden de 1.000 m). A profundidades mayores que la PCC sólo los restos silíceos (tests de diatomeas y radiolarios) pueden subsistir. El pasaje de la PCC según la vertical implicaría entonces el pasaje de sedimentos carbonatados a sedimentos silíceos.

La situación real es más compleja. El fenómeno anterior se produce efectivamente sólo en ciertas zonas oceánicas, las regiones de alta productividad orgánica (divergencia ecuatorial, cintura periantártica, upwellings costeros), donde la subida de aguas profundas y cargadas en nutrientes favorecen el desarrollo de los organismos planctónicos (BERGER, 1974; CALVERT, 1974, KEENE, 1976). Esta restricción se debería

a que el agua de mar está fuertemente subsaturada en Si y los tests silíceos sufren una disolución continua aún antes de alcanzar el fondo. Debido a ésto las tanatocenosis de fondo reflejan sólo en forma parcial las asociaciones de organismos presentes en las aguas superficiales ya que, por ejemplo las diatomeas más frágiles son disueltas y sólo subsisten tras la caída las formas más resistentes. La disolución continúa incluso en los sedimentos de fondo. Las aguas intersticiales de los sedimentos silíceos son mucho más ricas en sílice que las aguas oceánicas y a causa de este fuerte gradiente de concentraciones existe una transferencia neta de sílice hacia el océano (CALVERT, 1966; FANNING y PILSON, 1971; HURD, 1973). Si el aporte de tests es importante (bajo zonas de alta productividad) las concentraciones de sílice en las aguas intersticiales se mantienen a un nivel elevado, impidiendo, por un efecto de tampón, la disolución de los tests más resistentes. Por el contrario, bajo las zonas de débil productividad todos los restos silíceos terminan por ser disueltos. REIDELL y FUNELL (1969) y KEENE (1976) han descrito que en numerosas zonas del Pacífico con débil productividad orgánica los radiolarios aparecen sólo en los primeros centímetros del sedimento para desaparecer rápidamente hacia abajo como resultado de la disolución.

Los tests carbonatados presentan un comportamiento diferente. Hasta profundidades cercanas a la PCC la disolución es prácticamente nula (BERGER, 1974) y en consecuencia todos los restos carbonatados se conservan. Debido a ésto los depósitos de carbonatos biogénicos se acumulan prácticamente sobre la mayoría de los relieves submarinos cuya altura exceda el nivel de la PCC, sin importar las condiciones de productividad superficial.

#### B. Modelo general de la sedimentación oceánica.

La fracción biogénica se adiciona y se sobreimpone en proporciones variables a la fracción puramente "mineral" originando de este modo un amplio espectro de sedimentos cuyas características y origen pueden ser mejor comprendidos dentro de un modelo de sedimentación dinámico que tome en cuenta los movimientos ligados al fenómeno de expansión del fondo oceánico (ISACKS et al., 1968). Este modelo desarrollado por BERGER (1973) y BERGER y WINTERER (1974) con el nombre de "Estratigrafía de Placas (Plate Stratigraphy) da cuenta de un modo global de los procesos de sedimentación oceánica.

Los movimientos horizontales del fondo oceánico están acompañados de movimientos verticales debido al aumento de densidad del ma-

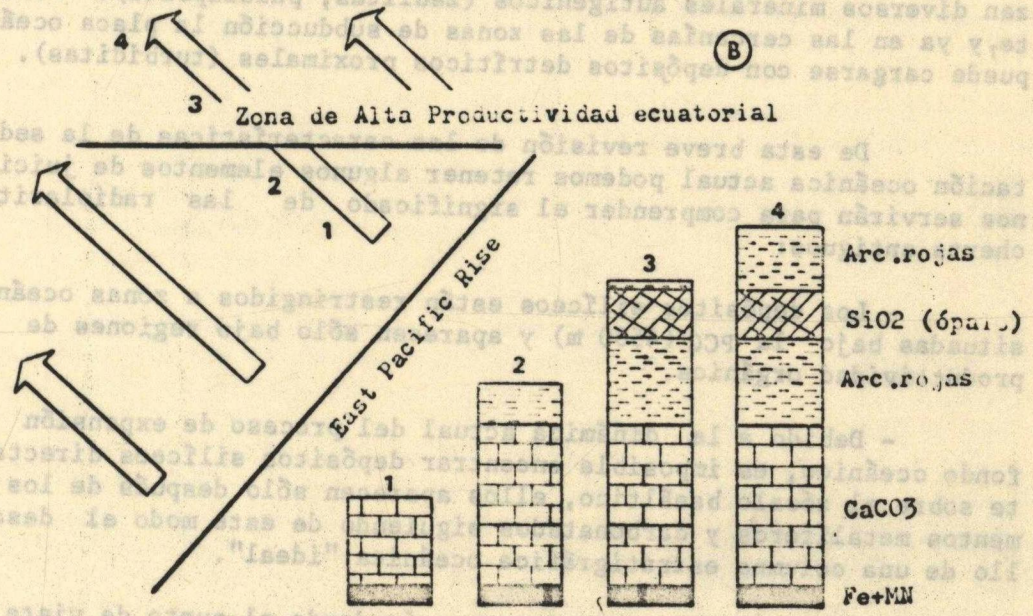
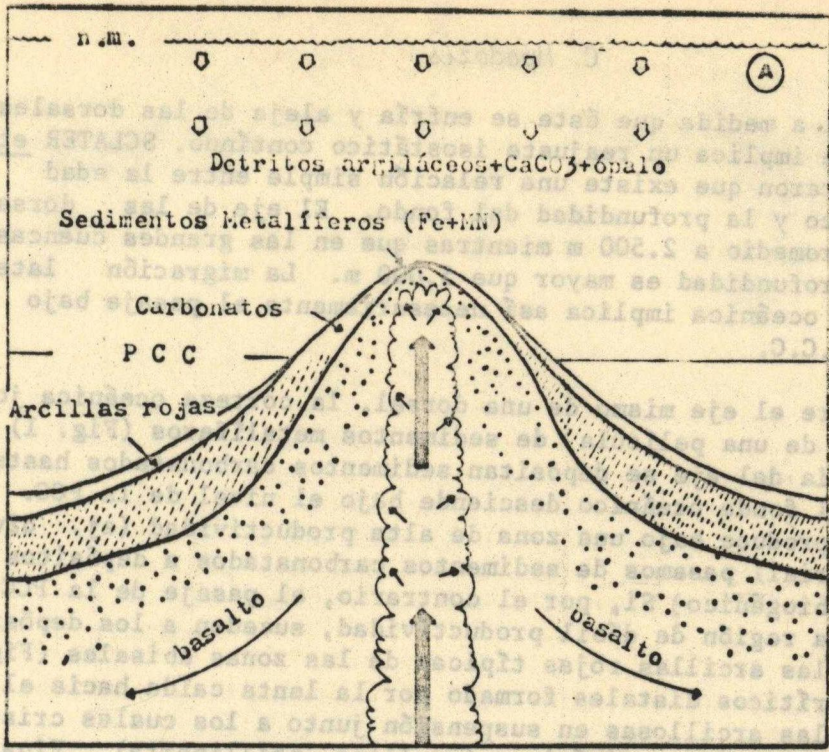


Figura 1. (A): Perfil transversal a una hipotética dorsal oceánica mostrando los diversos tipos de sedimentos que se acumularán sobre el zócalo basáltico a medida que éste se aleje del eje de la dorsal y descienda bajo el nivel de la PCC. (B) Columnas estratigráficas "ideales" que sería posible encontrar sobre una placa oceánica que atraviesa en su movimiento la zona de alta productividad ecuatorial. adoptado de BROECKER, (1974).

terial crustal a medida que éste se enfría y aleja de las dorsales en un proceso que implica un reajuste isostático continuo. SCLATER et al. (1971) demostraron que existe una relación simple entre la edad del zócalo oceánico y la profundidad del fondo. El eje de las dorsales se sitúa en promedio a 2.500 m mientras que en las grandes cuencas oceánicas la profundidad es mayor que 5.000 m. La migración lateral de la corteza oceánica implica así necesariamente el pasaje bajo el nivel de la P.C.C.

Sobre el eje mismo de una dorsal, la corteza oceánica joven es recubierta de una película de sedimentos metalíferos (Fig. 1) y a mayor distancia del eje se depositan sedimentos carbonatados hasta el momento que el fondo oceánico desciende bajo el nivel de la PCC. Si el pasaje se produce bajo una zona de alta productividad (ej. divergencia ecuatorial) pasamos de sedimentos carbonatados a depósitos silíceos (ópalo biogénico) Si, por el contrario, el pasaje de la PCC se efectúa en una región de débil productividad, suceden a los depósitos carbonatados las arcillas rojas típicas de las zonas abisales (Fig.16); depósitos detríticos distales formado por la lenta caída hacia el fondo de partículas arcillosas en suspensión junto a los cuales cristalizan diversos minerales autigénicos (zeolitas, phillipsita). Finalmente, y ya en las cercanías de las zonas de subducción la placa oceánica puede cargarse con depósitos detríticos proximales (turbiditas).

De esta breve revisión de las características de la sedimentación oceánica actual podemos retener algunos elementos de juicio que nos servirán para comprender el significado de las radiolaritas y cherts antiguos:

- Los depósitos silíceos están restringidos a zonas oceánicas situadas bajo la PCC (4500 m) y aparecen sólo bajo regiones de alta productividad orgánica.

- Debido a la dinámica actual del proceso de expansión del fondo oceánico, es imposible encontrar depósitos silíceos directamente sobre el zócalo basáltico, ellos aparecen sólo después de los sedimentos metalíferos y carbonatados siguiendo de este modo el desarrollo de una columna estratigráfica oceánica "ideal".

- Asimismo, y de gran importancia desde el punto de vista geológico es la existencia de depósitos silíceos en zonas costeras relativamente poco profundas como el Golfo de California o el Mar de Japón (CALVERT, 1966; STEINBERG et al., 1977) donde los "upwellings" de aguas profundas favorecen el desarrollo del plancton silíceo y la acu-

mulación de depósitos de diatomeas a profundidad relativamente modesta (2.000-2.500).

## 2. Las radiolaritas en el registro geológico, discusiones sobre su origen.

La frecuente asociación entre radiolaritas\* y complejos ofiolíticos en las zonas eugeosinclinales de las cadenas alpinas señalada por STEINMANN, (1905, 1927) ha servido de base a numerosas discusiones sobre el origen de este tipo de rocas. ¿Su relación con las "rocas verdes" es sólo fortuita?, o bien ¿Existe algún lazo genético entre ambas?. Más que eso, el centro de la polémica estuvo en el significado batimétrico de las radiolaritas que según algunos estarían indicando una sedimentación de tipo pelágico-abisal. Las dos principales líneas de pensamiento han sido agrupadas por AUBOUIN (1965) y GARRISON (1974) en dos categorías:

- (a) Hipótesis batimétrica : Las radiolaritas no serían más que el equivalente antiguo de los depósitos silíceos actuales, es decir se habrían acumulado a profundidades mayores que la PCC (4.500 m).
- (b) Hipótesis volcano-sedimentaria: El volcanismo submarino habría tenido una influencia directa sobre la formación de radiolaritas. El volcanismo podría suministrar sílice al medio marino, ésta podría precipitar directamente, favorecer el desarrollo de organismo silíceos o bien producir una disminución de la profundidad de la PCC por liberación de CO<sub>2</sub>.

La oposición fundamental entre las hipótesis (a) y (b) no se refiere tanto al mecanismo sino a la profundidad de sedimentación.

(a) Implicaría un origen profundo por comparación directa con la situación oceánica mientras que (b) supone un origen "menos profundo" por alteración de la situación (a). El problema principal de estas interpretaciones es que la PCC no es un nivel de referencia standard, fijo a través del tiempo geológico sino que ha sufrido grandes variaciones (ej. Van ANDEL, 1975). En cuanto a la hipótesis (b) señalamos que en

---

\* A lo largo de todo este trabajo sólo haremos referencia a cherts y radiolaritas "primarias" cuyo origen biogénico es indudable. No consideraremos aquí a los cherts de "reemplazo" y nódulos silíceos originados por migraciones diagenéticas de sílice que frecuentemente se intercalan dentro de secuencias calcáreas y otros tipos de rocas estratificadas.

en los océanos actuales no existen evidencias de precipitación directa de sílice inorgánica (GARRISON, 1974) y si las erupciones volcánicas están en ciertos casos ligadas a un aumento local de las concentraciones de sílice en el agua de mar, (ZELENOV, 1964; ELDERFIELD, 1972); STEFFANSSON, 1966) éstas no favorecen en ningún caso la formación de sedimentos silíceos. Además, si la actividad hidrotermal ligada a los dorsales suministra un flujo regular de sílice al océano, (WOLERY y SLEEP, 1976) ésto no está ligado de ningún modo a la acumulación de sedimentos silíceos sobre las dorsales sino que por el contrario, los depósitos silíceos están prácticamente excluidos de esas zonas, situadas sobre la PCC.

En resumen si bien no existe, en los océanos actuales, ningún ejemplo claro de relación directa y "próxima" entre volcanismo y sedimentación silícea, ello tampoco favorece en forma automática la hipótesis (a) (batimétrica). El estudio de las radiolaritas jurásicas alpinas muestra que aunque éstas fueron acumuladas bajo la PCC, ésta estuvo con toda seguridad a un nivel bastante más alto que el que observamos en las condiciones oceanográficas actuales.

Primeramente la aparición de radiolaritas sobre las ofiolitas alpinas (antiguos fragmentos de corteza oceánica obductados), hace considerar que esas radiolaritas fueron los primeros sedimentos que se depositaron sobre la corteza oceánica de la Tethys, lo que implica que se acumularan en las cercanías de paleo-dorsales (cf. supra) cuya profundidad se sitúa alrededor 2.500 m (SCLATER y DIETRICK, 1973). Según HSU (1975) ésa sería la profundidad máxima de depositación de las radiolaritas alpinas. Además no hay que olvidar que la Tethys era un océano con márgenes complejos (DEWEY et al., 1973); plataformas carbonatadas y edificios recifales rodeaban pequeñas cuencas semi-aisladas análogas por ej. al Golfo de California o al mar de Japón, zonas donde la PCC se sitúa a niveles bastante más altos que en los océanos abiertos (BERGER y WINTERER, 1974; KEENE, 1976). También según las reconstrucciones paleográficas de DIETZ y HOLDEN (1970) la Tethys se encontraba próxima al Ecuador durante el Jurásico, es decir en una zona permanente de alta productividad, mientras que en los continentes vecinos existirían climas cálidos favorables a la alteración y a la liberación de notables cantidades de sílice. Este conjunto de argumentos lleva a STEINBERG et al. (1977) a lanzar la hipótesis según la cual las radiolaritas podrían haberse depositado, en ciertas zonas de la Tethys, a profundidades relativamente moderadas (1.000-1.500 m?). Reforzando aún más estas ideas, está el fenómeno de la desaparición casi simultánea de las radiolaritas alpinas hacia el fin del Jurásico (BERNOULLI, 1972) y su reemplazo por depósitos calcáreos pelágicos (Maiolica "Calcaires à Calpionelles") a partir del Cretácico basal.



Según BOSELLINI y WINTERER (1975) debería ser atribuido a la revolución biológica que marca el pasaje del Jurásico al Cretácico. En efecto, durante el Jurásico la extracción de carbonatos del océano estaba centrada sobre todo en las regiones costeras, mientras que durante el Cretácico, se habría producido un incremento explosivo en la actividad del plancton calcáreo que indujo una fuerte baja del nivel de la PCC (2.000 m según BOSELLINI y WINTERER).

En conclusión, podemos decir que si bien las radiolaritas indican una sedimentación más "profunda" que la registrada por eventuales depósitos carbonatados sincrónicos en zonas vecinas, es extremadamente aventurado utilizar su presencia como indicador absoluto de sedimentación "abisal". Ellas no pueden, en ningún caso, ser empleadas como un indicador batimétrico sin antes efectuar un análisis cuidadoso de los factores paleo-oceanográficos que pudieron afectar el sitio específico.

### 3. Características químicas de las radiolaritas: noción de dilución por acumulación creciente de $\text{SiO}_2$

Las rocas conocidas comúnmente bajo el nombre de cherts corresponden a sedimentos cuyo contenido en  $\text{SiO}_2$  es superior a 90% que, sin embargo, muestran un paso gradual hacia radiolaritas más pobres en sílice y barros silíceos para terminar finalmente en sedimentos cuyos tenores en  $\text{SiO}_2$ , menores que 60% son cercanos al promedio de los sedimentos pelágicos, no "contaminados" por la acumulación de sílice biogénica (TUREKIAN y WEDEPHOL, 1961, EL WAAKEL y RILLEY, 1961). Esto quiere decir que existen todas las etapas intermedias entre sedimentos pelágicos "normales" y cherts hipersilíceos. La acumulación creciente de material silíceo biogénico va, en cierta medida a diluir la fracción "mineral" preexistente o acumulada junto con los restos silíceos. Como los tests de los organismos silíceos están constituidos por sílice casi puro, tendremos un proceso simple de dilución lineal de todos los demás elementos constitutivos del sedimento. Esto fue descrito por primera vez por CRESSMAN, (1962) quien observó que dentro de un grupo de análisis de cherts y radiolaritas las concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variaban a medida que los contenidos de  $\text{SiO}_2$  aumentaban siguiendo "la curva teórica" que resultaría de la simple adición de  $\text{SiO}_2$  a sedimentos desprovistos de sílice". Esto fue corroborado (para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) por AUDLEY CHARLES (1965), SAITO (1972) y LEONI (1974). Nosotros hemos construido diagramas similares con cerca de doscientos análisis de origen diverso (radiolaritas jurásicas de Marruecos, Grecia, Italia, California, cherts cretácicos del Pacífico, barros con diatomeas Mio-pliocenos del mar del Japón) y

observamos que esta ley de dilución simple se cumple rigurosamente además, para la mayoría de los óxidos ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{TiO}_2$ ) y de una forma más irregular para algunos elementos en trazas (Cu, Co, V).  $\text{CaO}$  no muestra covariación negativa con  $\text{SiO}_2$  debido a que, en principio las radiolaritas y cherts se acumularon bajo la PCC y las trazas de carbonato que encontramos en esas rocas son el resultado de una "contaminación" aleatoria del sedimento con material carbonatado. También  $\text{MnO}$  no muestra (aparentemente) una covariación negativa con  $\text{SiO}_2$  debido a que el Mn es un elemento bastante móvil en el ambiente de la diagénesis y puede migrar desde el sedimento madre. Una conclusión importante que es posible retener de la discusión anterior, es que si bien las concentraciones absolutas de los diversos elementos dentro de un sedimento silíceo serán evidentemente mucho menores que las de un sedimento no tocado por la acumulación de sílice biogénica, las razones entre esos elementos serán las mismas tanto en un chert con 95%  $\text{SiO}_2$  que en un sedimento pelágico "normal", debido a que el fenómeno de dilución por la sílice es un proceso lineal. Como consecuencia inmediata podemos comparar desde un punto de vista químico las radiolaritas y cherts y los sedimentos oceánicos "normales" y obtener información sobre el ambiente de depósito de este tipo de rocas.

4. Parámetros químicos utilizables para una comparación entre sedimentos hipersilíceos y sedimentos normales: la razón  $\text{Al}/\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn}$  y la "anomalía de Mn".

Los sedimentos oceánicos actuales presentan una característica química distintiva y original. Dentro de ellos existe un grupo de elementos (Mn, Fe, Co, Ni, Cu) cuyas concentraciones son varias veces mayores que los promedios de los sedimentos detríticos continentales (TUREKIAN y WEDEPHOL, 1961). Es así que el Mn alcanza concentraciones mayores que 6.000 ppm. en los sedimentos pelágicos, mientras que en las lutitas continentales no excede los 1.000 ppm. Aún más, KRISNASWAMI (1976) ha demostrado que las concentraciones de este grupo de elementos en los sedimentos oceánicos son inversamente proporcionales a las velocidades de sedimentación, es decir mientras mayor sea el tiempo que un sedimento esté expuesto al contacto con el medio marino mayor será su concentración en el sedimento indicando así el carácter fuertemente "autigénico" de este grupo. El origen de este exceso de Mn en los sedimentos oceánicos hay que buscarlo probablemente la introducción de Mn por fenómenos hidrotermales ligados al funcionamiento de las dorsales (DYMOND *et al.*, 1973; BONATTI *et al.*, 1976; LYLE, 1976). Asimismo existe otro grupo (Al, Ti, Cr) cuyas concentraciones son simi-

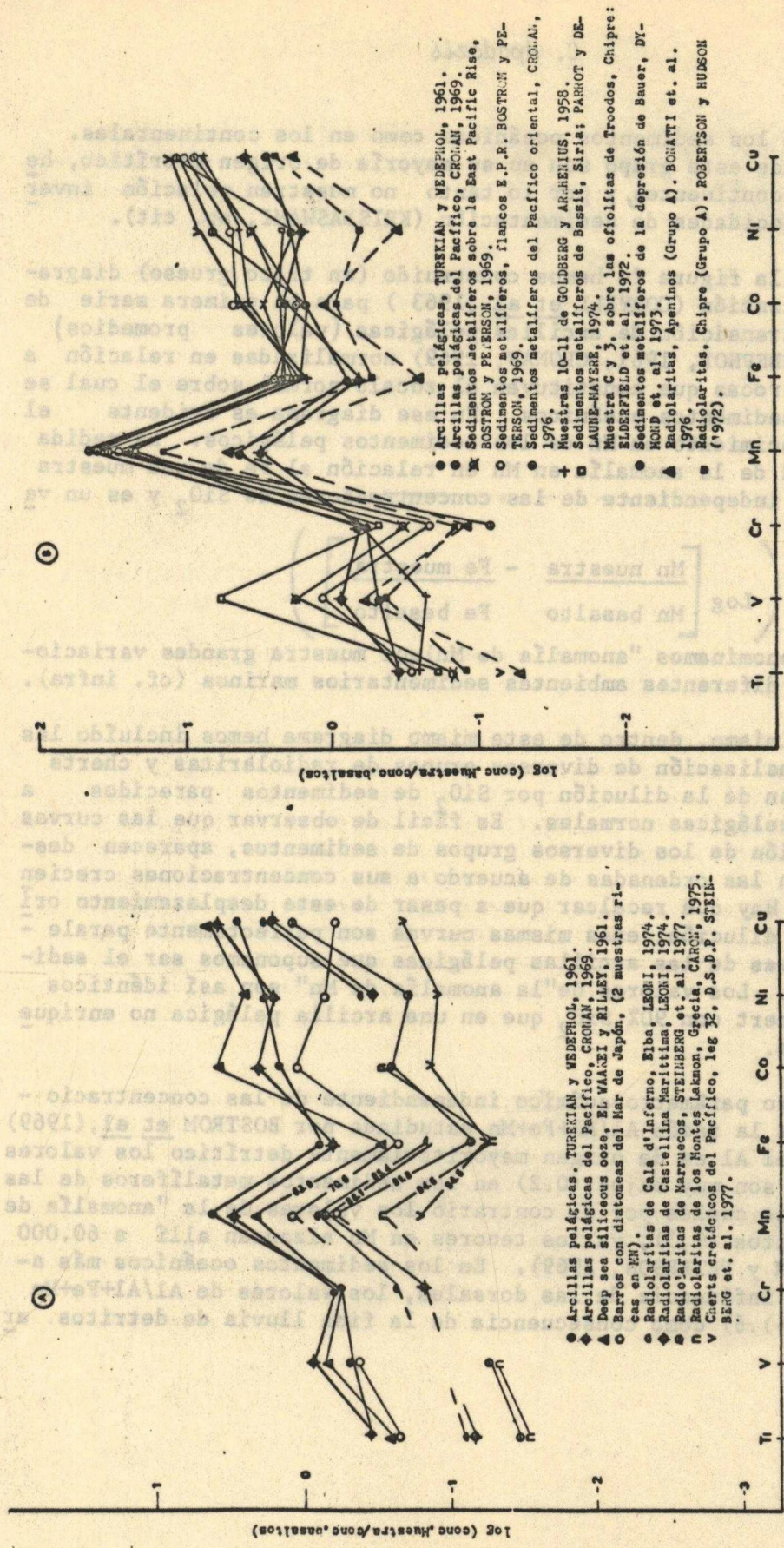


Figura 2 : Diagrama de normalización (CORRYELL et al., 1963) de elementos de transición en relación a su abundancia en los basaltos (TUREKIAN y WEDEPHOL, 1961). (A) Arcillas pelágicas y sedimentos silíceos que provendrían de la dilución de éstas. (B) Sedimentos metalíferos que recubren el zócalo oceánico y las ofiolitas alpinas. Radiolaritas originadas por su dilución. (las cifras señalan las concentraciones de SiO<sub>2</sub> en cada grupo de muestras.

lares tanto en los sedimentos oceánicos como en los continentales. Los elementos de este grupo son en su mayoría de origen detrítico, heredado de los continentes, y por lo tanto no muestran relación inversa con las velocidades de sedimentación (KRISNASWAMI, op. cit.).

En la figura 2a hemos construido (en trazo grueso) diagramas de normalización (CORYELL et al., 1963) para la primera serie de elementos de transición de arcillas pelágicas (valores promedios) (TUREKIAN y WEDEPHOL, 1961, CRONAN, 1969) normalizadas en relación a los basaltos, rocas que constituyen el zócalo normal sobre el cual se acumulan los sedimentos oceánicos. En ese diagrama es evidente el fuerte enriquecimiento en Mn de los sedimentos pelágicos. La medida de la magnitud de la anomalía en Mn en relación al Fe de una muestra cualquiera es independiente de las concentraciones de  $\text{SiO}_2$  y es un va

$$\left( \text{Log} \left[ \frac{\text{Mn muestra}}{\text{Mn basalto}} - \frac{\text{Fe muestra}}{\text{Fe basalto}} \right] \right)$$

lor (al que denominamos "anomalía de Mn") que muestra grandes variaciones dentro de diferentes ambientes sedimentarios marinos (cf. infra).

Asimismo, dentro de este mismo diagrama hemos incluido las curvas de normalización de diversos grupos de radiolaritas y cherts que provendrían de la dilución por  $\text{SiO}_2$  de sedimentos parecidos a las arcillas pelágicas normales. Es fácil de observar que las curvas de normalización de los diversos grupos de sedimentos, aparecen desplazadas según las ordenadas de acuerdo a sus concentraciones crecientes en  $\text{SiO}_2$ . Hay que recalcar que a pesar de este desplazamiento originado por la dilución, esas mismas curvas son perfectamente paralelas a las curvas de las arcillas pelágicas que suponemos ser el sedimento "madre". Los valores de "la anomalía de Mn" son así idénticos tanto en un chert con 90%  $\text{SiO}_2$  que en una arcilla pelágica no enriquecida en sílice.

Otro parámetro químico independiente de las concentraciones de  $\text{SiO}_2$  es la razón  $\text{Al}/\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn}$  estudiada por BOSTROM et al., (1969). Debido a que el Al es de origen mayoritariamente detrítico los valores de esta razón son muy bajos (0.2) en los sedimentos metalíferos de las dorsales en las cuales por el contrario los valores de la "anomalía de Mn" son muy altos (1,3), ya los tenores en Mn alcanzan allí a 60.000 ppm, (BOSTROM y PETERSON, 1969). En los sedimentos oceánicos más alejados de la influencia de las dorsales, los valores de  $\text{Al}/\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn}$  aumentan (0.5-.6) como consecuencia de la fina lluvia de detritos ar

cillosos a que es sometida la corteza oceánica que se aleja de las dorsales. En esas zonas el valor de la anomalía de Mn disminuye a sólo 0.7 (BOSTROM et al., 1969). Por último en las regiones costeras dominadas por el detritismo la razón  $Al/Al+Fe+Mn$  aumenta a más de 0.6 a la vez que la anomalía de Mn alcanza valores muy bajos, (menores que 0.4) debido a que la rápida acumulación de elementos detríticos impide la precipitación de Mn "autigénico" que se ve favorecida en zonas con débil velocidad de sedimentación (campos de nódulos, por ej.)

## 5. Diferentes grupos de radiolaritas y cherts

### A. Radiolaritas asociadas a complejos ofiolíticos alpinos

En la Fig. 3 hemos construido un diagrama de la anomalía de Mn vs la razón  $Al/Al+Fe+Mn$  para un grupo de radiolaritas que descansan directamente sobre las pillow-lavas del complejo ofiolítico de Troodos, Chipre (ROBERTSON y HUDSON, 1972), sobre basaltos asociados a las ofiolitas de los Apeninos (BONATTI et al., 1976) y radiolaritas que recubren el complejo ofiolítico de Vourinos, Grecia (STEINBERG et al., 1977). Las muestras se distribuyen en dos grupos sin importar su procedencia. Un grupo (A) con valores de  $Al/Al+Fe+Mn$  bajos (0.3-0.4) y anomalía de Mn alta (1.2-1.5). El otro grupo (B) presenta una anomalía de Mn menor (1.1-0.4) y valores de  $Al/Al+Fe+Mn$  más elevados (0.5-0.7). El grupo (A) tiene todas las características de los sedimentos "metalíferos" mientras que el grupo (B) se acerca más bien a sedimentos de tipo pelágico normal. En ellos se observa una tendencia a la disminución de las concentraciones de Mn a medida que los valores de Al aumentan. Este diagrama nos muestra de manera clara que los restos silíceos se acumularon y diluyeron en parte la cobertura metalífera de las ofiolitas. Esto implica además, que efectivamente las ofiolitas pueden ser consideradas como restos de corteza oceánica obductada ya que la presencia de dicha cobertura metalífera, incluso diluida por la sílice, es indicadora de procesos hidrotermales análogos a los que se observan en la actualidad sobre las dorsales (ROBERTSON y HUDSON, 1972). Las radiolaritas del grupo (B) se explican en la medida que una vez sepultada la cobertura metalífera de las ofiolitas la fase mineral residual registra evidentemente un clima sedimentario de tipo pelágico "normal".

En la Fig. 2b hemos construido además diagramas de normalización para sedimentos metalíferos de los océanos actuales y sedimentos metalíferos que en Siria y Chipre recubren a complejos ofiolíticos. En evidente el muy fuerte enriquecimiento en Mn, Fe, Co, Ni y Cu, que presenta este grupo de depósitos en comparación con los promedios de

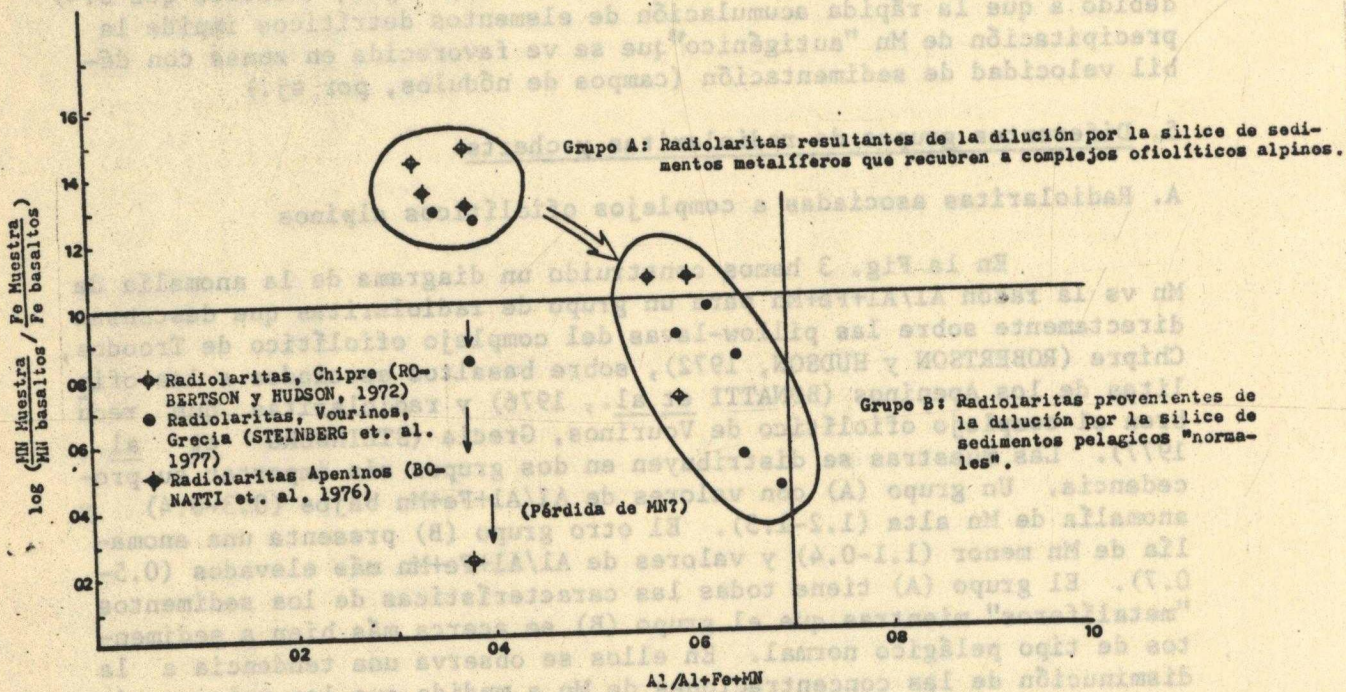


Figura 3: Diagrama de la "anomalía de Mn" vs Al/Al+Fe+Mn para radiolaritas alpinas que reposan directamente sobre complejos ofiolíticos.

las arcillas pelágicas. Las curvas de normalización de radiolaritas del grupo (A) de Chipre y los Apeninos son paralelas no a las curvas de las arcillas pelágicas sino que a las curvas de los sedimentos metalíferos confirmando así que el fondo mineral residual de esas rocas presenta evidentes afinidades "metalíferas".

B. Comparación entre sedimentos silíceos de un océano abierto y de una cuenca marginal.

En la figura (4a) hemos representado los análisis de 13 muestras de cherts cretácicos del Pacífico Nor-occidental recupera-

das durante el leg 32 del "Glomar Challenger" (sitios 303, 304, 307, KEENE, 1975) así como diez muestras de barros con diatomeas Mio-pliocenos del mar del Japón, una cuenca marginal, (STEINBERG *et al.*, 1977). En el diagrama de la anomalía de Mn vs  $Al/Al+Fe+Mn$  los dos grupos ocupan posiciones muy diferentes. Los sedimentos silíceos del mar del Japón tienen todos los valores de  $Al/Al+Fe+Mn$  muy altos (0.7-0.8) y la mayoría de las muestras presentan valores bajos (menores que 0.3) de la anomalía de Mn. Los cherts cretácicos del Pacífico muestran por el contrario, valores más elevados de la anomalía de Mn (0.3-0.7) y concentraciones menores en Al ( $Al/Al+Fe+Mn = 0.4-0.7$ ) señalando así todas las características de los sedimentos de tipo pelágico normal que son comunes en las cuencas oceánicas abiertas. Los barros con diatomeas del mar de Japón corresponden por el contrario a depósitos cuya fracción mineral residual aparece denominada por el detritismo (valores altos de  $Al/Al+Fe+Mn$ ) y en los cuales la pobreza en Mn señala velocidades de depósito relativamente elevadas.

#### C Radiolaritas alpinas no asociadas con ofiolitas

En la Fig. (4b) hemos agrupado 75 análisis de radiolaritas jurásicas de las cadenas alpinas alrededor del Mediterráneo (MPODOZIS, 1977). Las muestras provienen de Grecia (CARON, 1975) los Apeninos (LEONI, 1974; FOGELGESANG, 1975) y Marruecos (STEINBERG *et al.*, 1977). El análisis del diagrama muestra que los puntos se distribuyen en una amplia zona con valores de  $Al/Al+Fe+Mn$  comprendidos entre 0.4-0.9 y anomalía de Mn entre 1.0 y 0.4, es decir en el mismo orden de magnitud que los sedimentos pelágicos normales. Asimismo las curvas de normalización de elementos de transición (Fig. 2a) son paralelas a las curvas de las arcillas pelágicas. Las posiciones relativas en relación al eje de las ordenadas dependen de las concentraciones en  $SiO_2$  de cada grupo de muestras. La fase mineral residual de todas estas radiolaritas es entonces semejante a las arcillas pelágicas de los océanos actuales. Un punto importante que hay que señalar sin embargo, es la existencia en todos los grupos de muestras enriquecidas en Al ( $Al/Al+Fe+Mn > 0.7$ ) lo que indica la presencia de influencias detríticas, no despreciables en la sedimentación. Esto es un fenómeno expectable en la medida en que las cuencas donde se depositaron las radiolaritas jurásicas alpinas, se encontraban adosadas a los bordes continentales africano y europeo, de los cuales las separaban plataformas carbonatadas y edificios recifales (DEWEY *et al.*, 1973, BERNOULLI y LAUBSCHER, 1972). Las radiolaritas jurásicas alpinas presentan así características intermedias entre los cherts oceánicos del leg 32 y los barros con diatomeas "detríticos" del mar del Japón.

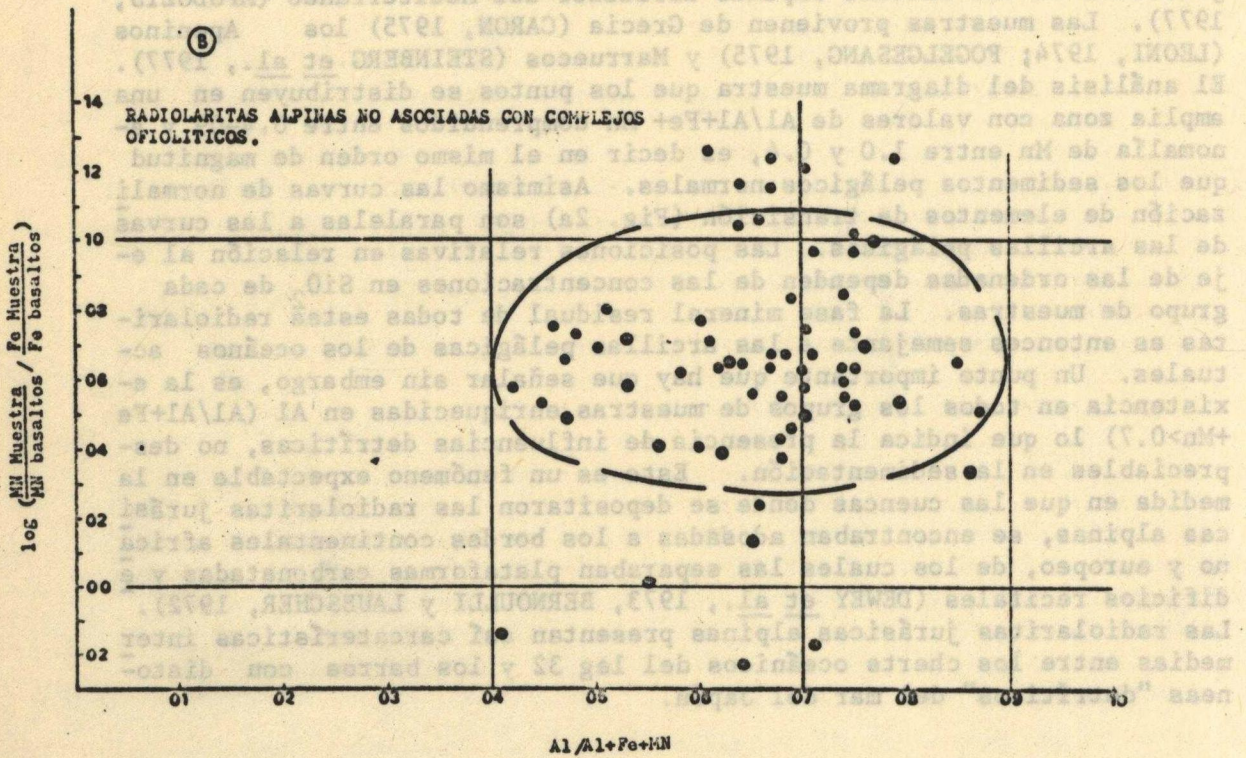
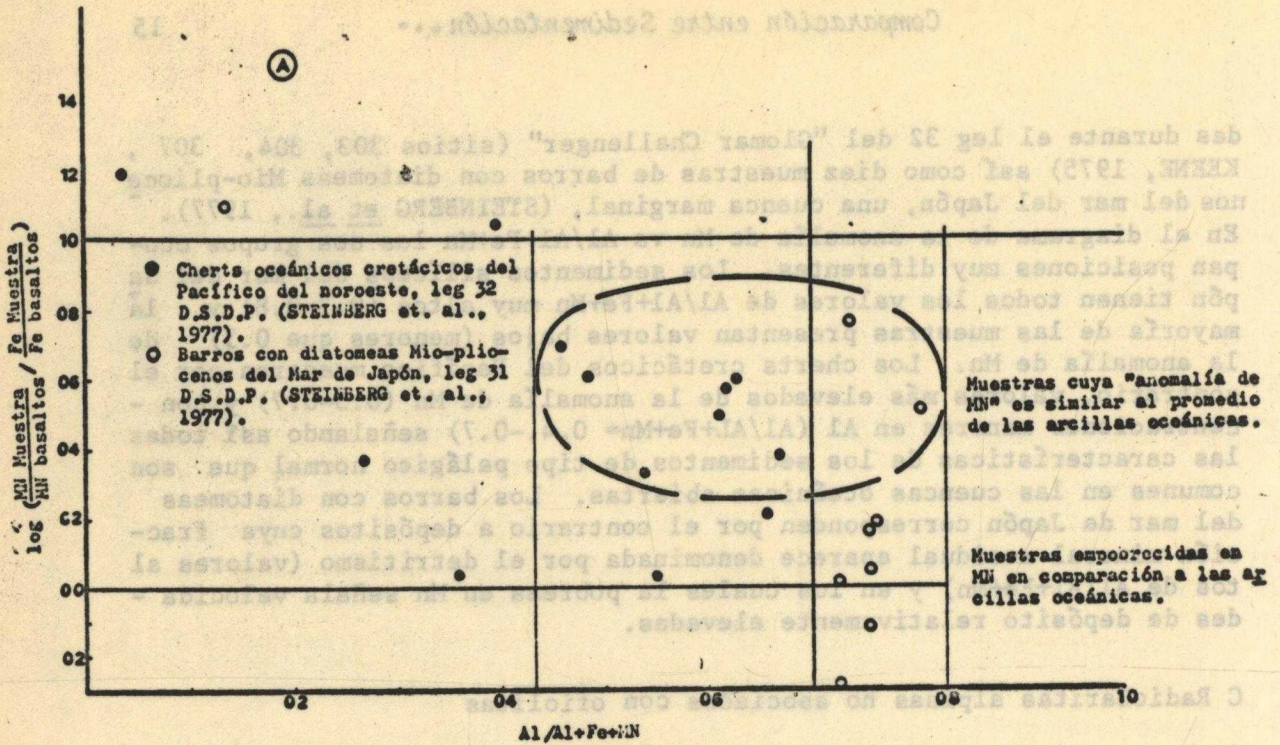


Figura 4: Diagrama de la "anomalía del Mn" vs  $Al / Al+Fe+Mn$   
 (A): Cherts cretácicos del Pacífico leg 32, DSDP. Barros con diatomeas mio-pliocenos del Mar del Japón, leg 31, DSDP (B) Radiolaritas jurásicas alpinas no relacionadas directamente con complejos ofiolíticos.



## CONCLUSIONES

Las radiolaritas y, en general, los sedimentos hipersilíceos marinos, se caracterizan por tener un comportamiento químico simple dominado por el fenómeno de dilución por la sílice biogénica de un fondo sedimentario no biogénico, preexistente o depositado al mismo tiempo que los restos silíceos. Como el proceso de dilución es un fenómeno lineal y simple para la mayoría de los elementos, las características químicas de este fondo mineral residual pueden ser fácilmente reconocidas incluso en rocas donde las concentraciones en  $\text{SiO}_2$  sobrepasan el 90%. El estudio químico de las radiolaritas permite así conocer cual era el "clima sedimentario" existente al momento de la acumulación de este tipo de depósitos. La observación de diversos grupos de radiolaritas permite excluir toda ligazón genética entre volcanismo y sedimentos silíceos, ya que éstos pueden sobreimponerse sobre cualquier tipo de ambiente, ya sea sobre depósitos metalíferos hidrotermales, sedimentos detríticos próximos a los continentes o bien arcillas pelágicas normales. La acumulación de radiolaritas no está restringida a un determinado tipo de "ambiente químico", sino que depende sólo de condiciones paleo-oceanográficas tales como distribución de las zonas de alta productividad orgánica, nivel de la PCC y factores evolutivos. Asimismo la presencia de radiolaritas dentro del registro geológico no puede en ningún caso ser considerada como un indicador batimétrico sin antes conocer los factores anteriormente mencionados.

## REFERENCIAS

- AUBOUIN, J. (1965). *Geosynclines*, 335 p. Elsevier Publish. Co., Amsterdam.
- AUDLEY CHARLES, M. G. (1965). Some aspects of the chemistry of crataceous siliceous sedimentary rocks from eastern Timor. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v 29, p. 1175-1192.
- BERGER, W. H. (1973). Deep sea carbonates: evidence for a coccolith lysicline. *Deep sea. Res.*, v 20, p. 917-921.
- BERGER, W. H. (1974). Deep sea sedimentation, in: *Continental Margins* (C.A. Burk, C.L. Drake, eds.) p. 213-241. Springer Verlag.
- BERGER, W. H. y WINTERER, E. L. (1974). Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. in *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* N°1, p. 11-48.
- BERNOULLI, D. (1972). North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: A comparison: *Init. rep. D.S.D.P.* v. 14, p. 787-954. U.S. Government Printing Office.

- BEPNOULLI, D. y LAUBSCHER, H. (1972). The Palimpastic problem of the Hellenides, *Eclog. geol. Helv.*, v. 65/1 p. 107-118.
- BOSELLINI, R. y WINTERER, E. (1975). Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. *Geology*, v. 3 (5), p. 279-283.
- BONATTI, E; ZERBI, M; KAY, R. y RYDELL, H. (1976). Metalliferous deposits from the Apennine Ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. *Bull. Geol. Soc. Am.* v. 87, p. 83-94.
- BOSTROM, K. (1970). Submarine volcanism as a source of Iron. *Earth. Planet. Sci. Lett.* v. 9, p. 348-354.
- BOSTROM, K. y PETERSON, M. N. (1969). The origin of aluminium poor ferromanganoan sediments in areas of high heat-flow in the East Pacific Rise. *Mar. Geol.* v. 7, p. 427-447.
- BOSTROM, K; PETERSON, M.N; JOENSUU, O. y FISHER, D. (1969). Aluminium poor ferromanganoan sediments on Active oceanic Ridges. *Jour. Geophys. Res.* v. 72, p. 3261-3270.
- BRAMLETTE, M. W. (1961). Pelagic sediments, in Sears, M. (ed); *Oceanography: Am. Assoc. Adv. Sci. Publ.* 67, p. 345-366.
- BROECKER, W. S. (1974). *Chemical Oceanography* 214 p. Harcourt, Brace, Jovanovich, New York.
- CALVERT, S.E. (1966). Accumulation of diatomaceous silica in sediments of the Gulf of California. *Bull. Geol. Soc. Am.* v. 77, p. 569-596.
- CALVERT, S. E. (1974). Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, v. 1, p. 273-299.
- CARON, D. (1975). Sur la geologie du Pinde Meridional: Les Monts Lakmon Epire, Grèce). La serie des radiolarites. Tesis de tercer ciclo, Univ. Paris VI, 119 p. Paris.
- CORRYELL, C. D; CHASE, J. W. y WINCHESTER, J. W. (1963). A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundance patterns. *J. Geophys. Res.* v. 68 (2) p. 559-576.
- CRESSMAN, E. R. (1962). Data of geochemistry: Non detrital siliceous sediments. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 440 T, p. 1-22.
- CRONAN, D. S. (1969). Average abundances of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P in Pacific pelagic clays. *Geochim. et Cosmochim. Acta* v. 33, p. 1562-1565.
- CRONAN, D. S. (1976). Basal metalliferous sediments from the Eastern Pacific. *Bull. Geol. Soc. Am.* v. 87, p. 928-934.
- DEWEY, J. F; PITMAN, W. C; RYAN, W. B.F.; y BONNIN, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Bull. Geol. Soc. Am.* v. 84, p. 3137-3180.

- DIETZ, R. S. y HOLDEN, J. C. (1970). Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents. Permian to Present. Journ Geophys. Res. v. 75, N°26, p. 295-312.
- DYMOND, J.; CORLISS, J. B.; HEATH, G. R.; FIELD, C. N.; DASCH, E. J.; VEEH, H. H. (1973). Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. Bull. Geol. Soc. Am., v. 84, p. 3355-3372.
- ELDERFIELD, H. (1972). Effects of volcanism on water chemistry, Deception Island, Antarctica. Mar. Geol., v. 13, p. M4-M6.
- ELDERFIELD, H.; GASS, I. G.; HAMMOND, A. y BEAR, L. M. (1972). The origin of ferromanganese sediments associated with the Troodos massif of Cyprus. Sedimentology; v. 19, p. 1-19.
- EL WAAKEL, S. K. y RILLEY, J. P. (1961). Chemical and mineralogical studies of deep sea sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 25, p. 110-146.
- FANNING, K. A. y PILSON, M. E. (1971). Interstitial silica and ph in marine sediments: some effects on sampling procedures. Science, v. 173, p. 1228-1231.
- FOGELGESANG, J. F. (1975). Sur les Alpes Calcaires Meridionales. Géologie du Monte Baldo septentrional et aspects géochimiques de la sédimentation pelagique, tridentine et lombarde, au Jura ssique. Tesis Tercer Ciclo Université Paris VI, 178 p. Paris.
- GARRISON, R. (1974). Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages in: Spec. Publs. int. Ass. Sediment. N°1, p. 367-399.
- GOLDBERG, E. D. y ARRHENIUS, E. O. S. (1958). Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta v. 13, p. 153-212.
- HSU, K. J. (1975). Paleooceanography of the Mesozoic Alpine Tethys. Geology, June, p. 437-438.
- HURD, D. C. (1973). Interactions of biogenic opal, sediments and seawater in the Central equatorial Pacific. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 27, p. 393-399.
- ISACKS, B.; OLIVER, J. y SYKES, L. R. (1968). Seismology and the new global tectonics. Jour. Geophys. Res. v. 73, p. 5855-5899.
- LEONI, L. (1974). Le rocce silicee non detritiche dell' Appennino Centro-Settentrionale. Att. Soc. Tosc. Sci Nat., Mem. Ser. A, 81, p. 187-221.
- LYLE, (1976). Estimation of hydrothermal manganese input to the oceans. Geology, v. 4, p. 733-736.
- MPODOZIS, C. (1977). Etude géologique de la région d' Agrapha (Zone du Pinde, Eiritanie, Grèce) Essai de classification géochimique des sediments hypersilicieux marins. Application a l' étude des formations radiolaritiques du Pinde. Tesis Tercer Ciclo Univ. Paris VI 245 p. Paris.

- PARROT, J. F. y DELAUNE-MAYERE (1974). Les Terres d' Ombre de Bassit (Nord-ouest Syrien). Comparison avec les termes similaires du Troodos, Chypre. Cahiers ORSTOM ser. Geol. V. 6, (2). p. 147-159.
- REIDELL, W. R. and FUNELL, B. M. (1964). Tertiary sediments cores and microfossils from the Pacific ocean floor. Geol. Soc. London Quart. Jour. v. 120, p. 305-368.
- ROBERTSON, A. H. y HUDSON, J. D. (1972). Cyprus umbers: chemical precipitates on a Tethyan ocean ridge. Earth Planet. Sci. Letts, v. 18, p. 93-101.
- SAITO, Y. (1972). Some aspects of the chemical composition of chert. Bull. Nat. Sci. Mus. Japan v. 15, (2) p. 403-414.
- SAYLES, F. y BISCHOFF, Y. L. (1973). Ferromanganous sediments in the equatorial East Pacific: Earth Planet. Sci. Letts, v. 19, p. 330-336.
- SCLATER, J. G.; ANDERSON, R. N. y BELL, M. L. (1970). Elevation of ridges and the evolution of the Central Eastern Pacific. J. Geophys. Res. v. 76, N° 7888-7915.
- SCLATER, J. G. y DIETRICH, R. (1973). Elevation of midocean ridges and the basement ages of JOIDES deep sea drilling sites. Bull. Geol. Soc. Am. v. 84, p. 1547-1554.
- STEFFANSON, U. (1966). Influence of the Sutsey eruption on the nutrient contact of the surrounding sea water. J. Mar. Res. v. 24, p. 241-268.
- STEINBERG, M.; DESPRAIRIES, A.; FOGELGESANG, J. F.; MARTIN, A.; CARON, D. y BLANCHET, R. (1977). Radiolarites et sediments hiper-silicieux océaniques: une comparaison. (En prensa) (Sedimentology).
- STEINMANN, G. (1905). Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie un die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. naturf. Ges. Freiburg, v. 16, p. 18-67.
- STEINMANN, G. (1927). Die ophiolitischen Zonen in Mediteranen-ketten bgebirgen. 14° Congr. Geol. Int. Madrid, v. 2, p. 638-667.
- TUREKIAN k. K. y WEDHEPOL, K. H. (1961). Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust. Bull. Geol. Soc. Am. v. 72, p. 175-192.
- VAN ANDEL, T. H. (1975). Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. Earth and Planet. Sci. Lett. v. 26, p. 187-194.
- WOLLERY, T. J. y SLEEP, N. H. (1976). Hydrothermal circulation and geochemical flux at Mid-Ocean Ridges. Joun. of Geol. v. 84, p. 249-275.
- ZEELENOV, K. K. (1964). Iron and manganese in exhalations of the submarine Banu-wuhu volcano (Indonesia). Dokl (Proc.). Acad. Sci. U.S.S.R. Earth Sciences Section, v. 155, p.1311-1320.