

Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ciencias y Facultad de Ingeniería
Geología de rocas carbonáticas

Cherts, hierro y fosfatos

Aurora B. Piña D. 13126747
Postgrado de Ciencias Geológicas

Cherts

Introducción

Son rocas sedimentarias silíceas de grano fino, densas, comúnmente son rocas muy duras, las cuales son predominantemente compuestas por SiO_2 o minerales de cuarzo, calcedonia y ópalo. *Cherts* es un nombre general utilizado para las rocas silíceas de origen sedimentario. Las más antiguas rocas *cherts* ocurrieron como depósitos bandeados asociados con sedimentos de aguas profundas, las cuales incluyen los sedimentos pelágicos y las turbiditas. Los *cherts* bandeados son comunes en ofiolitas y complejos de subducción. Las ocurrencias de *cherts* se dan como nódulos y en areniscas de aguas poco profundas en todas las edades, donde ha ocurrido por diagénesis el reemplazamiento de carbonatos minerales.

Las rocas silíceas tienen una significancia económica. La sílice se utiliza como semiconductor y en la industria de la computación, además de ser usado para hacer vidrios y otros productos no inflamables. Igual de importante, los depósitos silíceos ocurren en asociación con depósitos económicamente importantes de otros minerales los cuales incluyen los yacimientos de hierro, depósitos de uranio, manganeso y depósitos de fosforitas. Muchos depósitos de petróleo los cuales ocurren en asociación con rocas silíceas, las cuales pueden convertirse en posibles reservorios.

Mineralogía y textura

El cuarzo que forma el *chert* puede ser dividido en tres tipos:

1. Microcuarzo, consiste en granos formados tempranamente equidimensionales, los cuales deben tener cerca de $20\mu\text{m}$ de tamaño.
2. Megacuarzo, compuesto de granos elongados a cuadrados de tamaño de $20\mu\text{m}$, y
3. Cuarzo calcedonia, formando paquetes con granos de radio extremadamente delgados y los cristales de $0,1\text{mm}$ de longitud.

Se ha mencionado que muchos *cherts* contienen remanentes reconocibles de organismos silíceos, incluyendo radiolarios, diatomeas, silicoflagelados y espículas de esponjas. Algunos otros *cherts* no contienen remanentes preservados de organismos silíceos, pero muchos contienen constituyentes de arcillas detríticas y otros minerales siliciclásticos, partículas piroclásticas y materia orgánica. Estos contienen minerales autigénicos como cementos de sílice, minerales de arcilla, hematita, pirita y magnetita.

Composición química

Los *cherts* son compuestos mayoritariamente de SiO₂ pero estos pueden incluir elementos menores como Al, Fe, Mn, Ca, Na, K, Mg, Ni, Cu, Ti, Sr y Ba.

Jones y Muchey (1986) sugiere que los elementos químicos en *cherts* son derivados de cuatro formas: biogénico, detrital, hidrogénesis (precipitado o absorbido del agua de mar) e hidrotermal.

Principales tipos de *cherts*

Variedades de *cherts*

- ✓ Flint. Es usado como sinónimo de *chert* y es una variedad de *chert* la cual ocurre en nódulos.
- ✓ Jaspe. Es una variedad de *chert* coloreada de rojo por las impurezas de hematita diseminada.
- ✓ Novaculita. Es una variedad muy densa de *chert*, de grano fino y eventualmente con textura.
- ✓ Porcelanita. Es un término utilizado para rocas silíceas de grano fino con textura y fracturadas similares a una porcelana sin esmaltar.

Chert bandeado y *chert* nodular

Nociones generales

El *chert* puede ser dividida en base a su morfología en *chert* bandeados y *chert* nodulares.

Cherts bandeadas

Consisten de capas de *chert* puro, el cual va en el rango de varios centímetros de espesor, que son comúnmente interbandeadas con capas delgadas milimétricas de *parting* (láminas) de pizarra silícea. Estos depósitos bandeados rítmicamente son referidos a *chert* riboneados. Los *cherts* bandeados son asociados comúnmente con rocas ofiolíticas, con flujos volcánicos submarinos o rocas verdes almohadilladas, tufas, areniscas pelágicas, pizarras o argilitas y turbiditas siliciclásticas o carbonáticas. Los *cherts* bandeados pueden ser subdivididos en tipos básicos y abundancia en cuatro tipos principales:

1. Depósitos de diatomeas, incluidas las diatomitas y los *cherts* diatomáceas. Estos son diatomáceas de ooze fósiles. El *chert* de diatomáceas consisten en capas y lentes de diatomitas que tienen un buen desarrollo de cementos de sílice o masa basal que se convierten en rocas muy densas o *cherts* duras.

2. Depósitos de radiolarios, consisten predominantemente de los remanentes de radiolarios. Los depósitos de radiolarios pueden ser divididos en radiolaritas y *cherts* de radiolarios. Las radiolaritas son comparativamente duras, de grano fino, equivalente o parecido al *chert* de ooze radiolarios, que es ooze de radiolarios indurada. El *chert* de radiolarios es bien estratificado, radiolarita microcristalina que puede desarrollar un buen cemento silíceo o masa basal. Los *cherts* de radiolarios son comúnmente asociados con tufas, rocas volcánicas máficas en forma de basaltos almohadillados, arcillas pelágicas y areniscas turbidíticas, las cuales se creen que indican un origen de aguas profundas.
3. Depósitos de espículas silíceas, incluidas la espicularita (espiculita), compuesta principalmente de rocas silíceas de espículas silíceas de organismos invertebrados, particularmente esponjas. Los *cherts* espiculares son principalmente marinos en origen y ocurren asociadas con areniscas glauconíticas, arcillas negras, Dolomitas, calizas argilíceas y fosforitas.
4. *Cherts* bandeados, que contienen o no remanentes de esqueletos silíceos. Estos *cherts* en este grupo están asociados con las formaciones de hierro del Precámbrico.

Chert nodulares

Los *cherts* nodulares son masas subesferoidales, lentes o capas irregulares o cuerpos del rango en tamaño desde unos pocos centímetros a varias decenas de centímetros. Estos típicamente ocurren en pizarras como tipos de rocas carbonáticas, los cuales están concentrados a lo largo de horizontes paralelos en capas. Más raramente, estas ocurren en areniscas y arcillas, sedimentos lacustres y evaporitas. Los *cherts* nodulares pueden reemplazar anhidrita, arcillas sedimentos pelágicos y raramente, areniscas.

Deposición de *chert*

Solubilidad de la sílice

La solubilidad de la sílice sólida SiO_2 en rangos de 25°C de ~6-10ppm de cuarzo a ~60-130ppm de cuarzo amorfo o variedades nocristalinas de sílice como ópalo. La solubilidad de la sílice es afectada por la temperatura y pH.

Concentraciones de sílice en el agua de mar

La sílice es transportada en el agua de los ríos a los océanos modernos como ácido silícico (H_4SiO_4) en concentraciones promedio de 13ppm de SiO_2 . La solubilidad de la sílice es una función del pH a 25°C. La diferencia entre el promedio de sílice contenido en los ríos y la que hay en los océanos modernos,

porque esta refleja la remoción biogénica de organismos que la usan para la construcción de sus esqueletos, como diatomeas, radiolarios y otros organismos silíceos.

Precipitación del *chert* en el agua de mar

El cuarzo microcristalino puede precipitar en algunas cuencas locales donde el agua saturada del sílice tal vez debido a la disolución de ceniza volcánica.

La remoción de sílice del agua de mar por segregación de organismos silíceos, construidas por estructuras esqueléticas opalinas que puede ser sólo acumuladas a gran escala por estos organismos, extrayendo los excesos de sílice sobresaturado en el agua de mar. Estos procesos biológicos han venido operando desde el temprano Paleozoico para regular el balance de sílice en los océanos. Los radiolarios aparecen durante el Cámbrico/Ordovícico-Holoceno, las diatomeas durante el Jurásico (?) -Holoceno y los silicoflagelados durante el Cretácico-Holoceno, los cuales son microplancton que al morir precipitan sus esqueletos como sílice opalina.

***Chert* inorgánico**

El origen del *chert* bandeado, riboneado o que no contiene remanentes de silíceo orgánico es todavía poco entendido. Este puede derivarse de ooides silíceos el cual es completamente disuelto y recristalizado, el cual puede tener o no remanentes de organismos reconocibles. Se entiende que con la aparición de organismos silíceos en el Precámbrico hubo *cherts* de origen orgánico, por eso se cree que el *chert* formado durante el Precámbrico fue formado en su mayoría por precipitación inorgánica. Se estima que durante esa época la saturación de la sílice en los océanos era bastante común, aunque se desconoce con certeza cuál era la causa que los desencadenó, se piensa que fue producto de la actividad volcánica.

Diagénesis del *chert*

Kastner y Giesker (1983) habían mostrado que la tasa de transformación del ópalo-A a cuarzo, depende de la naturaleza del ópalo o material primario y la presencia de compuestos de hidróxido de magnesio, los cuales sirven de núcleo para la cristalización del ópalo-CT. Varios autores sugieren que bajo algunas condiciones el ópalo-A puede transformarse directamente en *chert* (Q), sino este permanece un estado intermedio de ópalo-CT.

Reemplazamiento de *chert*

El reemplazamiento del *chert* ocurre en plataformas someras, en las plataformas de rocas carbonáticas. *Knauth* (1979) sugiere que la zona de mezcla donde las aguas meteóricas subterráneas se mezclan con las aguas de mar en la costa, tiene una geoquímica favorable para el reemplazamiento de carbonatos por *chert*. La sílice es aportado en este ambiente por la disolución de espículas de esponjas o de otra forma biogénica de ópalo-A contenidos en acumulaciones de sedimentos y que pueden ser transportados a la zona de mezcla, es cuando ocurre el reemplazamiento de CaCO_3 . Presumiblemente, la primera transformación del ópalo-A a ópalo-CT, el cual reemplaza a los carbonatos y es tardíamente diagenéticamente alterado a cuarzo *chert*.

Los depósitos de *chert* son particularmente comunes alrededor de los márgenes del Pacífico y en la región de Tetis (en la zona que se extiende en el cinturón orogénico Alpino-Himalaya hasta la región Caribe y la región de Indonesia).

Rocas sedimentarias enriquecidas en hierro

Introducción

Pequeñas acumulaciones de hierro ocurren en todas las rocas sedimentarias. En promedio el 4,8% en pizarras, 2,4% de las areniscas y 0,4% en calizas (Blatt, 1982). Las rocas sedimentarias pueden contener más del 15% de hierro, de los cuales corresponden a 21,3% de Fe_2O_3 a 19,4% FeO, los cuales pueden considerarse como enriquecimiento de hierro.

Las rocas sedimentarias ricas en hierro son un grupo enigmático de rocas desde el punto de vista de esta distribución temporal, espacial y origen. No es bien entendido todavía cuáles fueron las condiciones específicas para este tipo de depósitos.

Tipos principales de rocas sedimentarias enriquecidas en hierro

La primera clasificación la hizo Trendall (1983). Dimroth (1979) agrupó todas las rocas ricas en hierro y las agrupó en tres categorías de depósitos, los cuales se basan en la composición y las características físicas: sedimentos químicos detritales ricos en hierro, pizarras ricas en hierro y otros depósitos misceláneos ricos en hierro. James (1966) propuso dividirlos en dos tipos principales: formación de hierro y roca de hierro. Este autor usa el término de “formaciones de hierro” que incluyen las rocas ricas en hierro de toda la era Precámbrica y “roca de hierro” a las rocas de la era Fanerozoica principalmente.

Formaciones de hierro

Distribución

Tres períodos como picos de depositación son reconocidos: Arqueano Medio (3400-2900 m.a.), Proterozoico Temprano (2000-2500 m.a.) y Proterozoico Tardío (750-500 m.a.).

Características

Estructuras sedimentarias. Las formaciones de hierro bandeado consisten de secuencias bandeadas distintivas, compuestas de capas enriquecidas de hierro con capas enriquecidas en chert.

Dimroth (1979) reconoce tipos texturales en formaciones de hierro equivalentes a texturas micrítica, intraclásticas, oolítica, pisolítica y texturas de carbonatos estromatolitos. Otras estructuras sedimentarias reportadas en formaciones de hierro bandeadas los cuales incluyen estratificación cruzada, estratificación

gradada, marcas de rizaduras, canales de erosión, grietas *shrinkage* y estructuras de caída en depresiones.

Mineralogía

Está basada en la relativa abundancia de los minerales en capas de hierro. James (1966) definió cuatro tipos principales de rocas sedimentarias ricas en hierro. Él las referenció con respecto a facies:

1. Óxidos;
2. Silicatos;
3. Sulfuros; y
4. Carbonatos.

Los óxidos son caracterizados por la presencia de hematita, goetita y magnetita. Los silicatos son distinguidos particularmente por los minerales silicatados de hierro: charmosita y greenalita, pero muchos contienen glauconita, stilpnomelano y talco de hierro. Los sulfatos contienen pirita y marcasita. Los carbonatos son minerales comunes en depósitos ricos en hierro, donde podemos incluir la siderita, ankerita, dolomita y calcita.

Composición química

Las formaciones de hierro consisten mayormente de SiO_2 y Fe. El hierro se expresa en Fe_2O_3 ; FeO o FeS el cual es un constituyente químico dominante en muchos sedimentos ricos en hierro.

Facies asociadas

Las formaciones de hierro comúnmente ocurren en secuencias de rocas sedimentarias siliciclásticas y en formaciones de chert ferrífero, que pueden en cierto grado estar presentes en areniscas ricas en hierro, rocas de limos (lutitas) y pizarras. Estas suelen estar en ambientes asociados con calizas y dolomitas, cuarcitas, argilitas, esqueletos, rocas volcánicas y rocas ultramáficas.

Rocas de hierro (Ironstone)

Estas son depósitos sedimentarios de edad Fanerozoica.

Las rocas de hierro tienen dos facies: masivas y de textura oolítica. Los minerales no ferrosos en rocas de hierro incluyen el cuarzo detrital, calcita, dolomita, fosforita autigénica y chert autigénica. Puede tener variedad de estructuras sedimentarias que incluyen estratificación cruzada, marcas de rizaduras, estructuras de socavación y relleno, clastos arrancados (rip-up) y horadaciones (*burrows*). Las

estructuras de estratificación cruzada y marcas de rizaduras indican transporte mecánico de granos que al final dieron origen a estos depósitos.

Las rocas de hierro son comúnmente bandeadas con carbonatos, arcillas, lutitas y areniscas de grano fino y pizarra originadas entre la plataforma marina somera a poco profunda. Muchos ocurren en secuencias deltaicas.

Depósitos misceláneos en depósitos enriquecidos en hierro

Los pantanos pueden ser depósitos masivos de hierro o bolsones de hierro, son acumulaciones de sedimentos ricos en hierro, los cuales ocurren particularmente en pequeñas lagunas de agua fresca en altitudes altas. Las lateritas enriquecidas en hierro son depósitos residuales que se forman como productos de exposiciones intensas a condiciones ambientales. Las costras de manganeso y nódulos están distribuidas en los océanos modernos en el piso oceánico en regiones como el Pacífico, Atlántico e Índico, donde la tasa de sedimentación es lenta.

Sedimentos metalíferos ocurren en sitios oceánicos, particularmente cercanos a regiones activas como *ridge* midoceánicos o centrales oceánicas. Estos sedimentos son enriquecidos en Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr y V.

Los placeres de minerales pesados son depósitos sedimentarios que se forman por mecanismos de concentración de partículas minerales de alta gravedad específica, comúnmente en ambientes de playa o aluviones. La magnetita, ilmenita y hematita son constituyentes comunes de los placeres, particularmente los placeres de playa y los placeres marinos.

Ambientes depositacionales modernos de minerales de hierro

No podemos comparar las condiciones ambientales del pasado geológico con las condiciones modernas, que fueron las causantes de los depósitos de las formaciones de hierro y las rocas de hierro, sin embargo, actualmente existen condiciones para depositación de hierro a pequeña escala. Los sulfatos de hierro, particularmente la pirita (FeS_2), son formados en lodos negros que se acumulan en condiciones reductoras en plataformas oceánicas, llanuras de marea y lagos orgánicos. Los sulfatos de hierro se acumulan alrededor de las chimeneas calientes localizadas en las centrales oceánicas. La charmosita, es un silicato complejo de Fe-Mg-Al, los cuales pueden ser reportados en sedimentos modernos en aguas profundas (150m) en los deltas del Orinoco y Níger, además de reportarse en los pisos marinos de los mares de Guinea, Gabón, Sarawak y en el Estrecho de Malacca. La glauconita es un mineral silicatado de K-Mg-Fe-Al que es

reportado en la Bahía de Monterrey, California y en otras zonas del océano en aguas cercanas a los 2000m. Los óxidos de hierro como la goethita (FeOOH) es actualmente acumulada en lagos y pantanos en las oolitas en el piso del Mar del Norte y en nódulos de manganeso en el agua de mar y agua fresca. Los nódulos de manganeso, que contienen manganeso, cobre, cobalto, níquel y otros metales combinados con hierro, actualmente se forman a profundidades de 4-5km en aguas del Océano Pacífico.

Fosfatos sedimentarios

Introducción

Las fosforitas son depósitos sedimentarios que contienen más del 15-20% de P_2O_5 . Estos son fosfatos enriquecidos en muchos más tipos de rocas sedimentarias. El contenido de fósforo contiene un promedio en pizarras es cerca de 0,11-0,17% de P_2O_5 , en areniscas es de 0,08-0,16% P_2O_5 y en calizas de 0,03-0,7% P_2O_5 (McKelvey, 1973).

El volumen total de fosforitas sedimentarias en el registro geológico es pequeño, sin embargo, las fosforitas sedimentarias son de interés económico. Estos contribuyen a cerca del 82% de la producción mundial de roca fosfática. Las fosfaritas modernas ocurren como nódulos en algunas partes del piso oceánico. El origen de las fosfaritas es tan enigmático como el origen de las rocas sedimentarias ricas en hierro, es en muchos aspectos con respecto a la génesis que es poco entendido. No se entiende cuál es la causa de la acumulación de fosfaritas en volúmenes muchos mayores en épocas del pasado geológico comparadas con las acumulaciones en los océanos modernos.

Ocurrencia y distribución

Cook y McElhinney (1979) mostraron que más depósitos de fosfatos antiguos se acumularon en latitudes entre 0-40°. No se comprende bien porqué la depositación de fosforitas se ven favorecidas en latitudes bajas, sin embargo, se piensa que las corrientes ascendentes (*upwelling*) juegan un papel importante en el origen de estos depósitos.

Los depósitos nodulares de fosforitas y de sedimentos fosfatados se presentan en el piso oceánico, a una profundidad de 400m en las proximidades de las líneas de costas.

En los depósitos antiguos de fosforitas, las capas ricas en fosfatos típicamente se acumulan interbandeadas con rocas carbonatos, pizarras o *chert*. Una característica particular de las acumulaciones de fosforitas es una triple asociación de fosfatos, *chert* y sedimentos que contienen abundante materia orgánica (carbón).

Composición de los fosfatos

Los fosfatos sedimentarios están compuestos de minerales de fosfato, todas son variedades de apatitos. Las variedades principales son fluorapatito [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$], clorapatito [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$] e hidroxiapatito [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$], en donde más del 10% de los iones de carbonato pueden ser sustituidos por iones fosfatos, como se muestra en la fórmula general $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_6\text{F}_{2-3}$. Existen muchas otras posibilidades de sustitución de cationes y aniones de la estructura del fluorapatito. Estos carbonatos hidroxil fluorapatito son comúnmente llamadas francolita.

Las fosforitas comúnmente contienen algunos cuarzos detritales y *chert* autigénico. La calcita y dolomitas pueden ocurrir en fosforitas y la dolomita puede ser particularmente abundante. La glauconita, illita, montmorillonita y zeolita, especialmente la clinoptilonita, pueden estar presentes en algunos depósitos. La materia orgánica es un constituyente característicos de muchas fosforitas (*Nathan*, 1984).

La composición química dominante de las fosforitas es P, Si y Ca. Algunos otros elementos se encuentran en menor cantidad: Al, Fe, Mg, Na, K, S, F y Cl. Otras veces podemos encontrar fosfatos enriquecidos en Ag, Cd, Mo, Se, Sr, U, Y, Zn y elementos clasificados como tierras raras (R.E.E.).

Petrografía de fosfatos

Estos pueden contener ooides, peloides, fósiles (bioclastos) y clastos. Estos granos son, por supuesto, apatito con calcita. Muchas fosforitas tienen texturas granulares distintivas y son compuestas de finas texturas micrítica de colofano. Cook (1976) refiere que la principal fosforita es la fosfolutita. Los granos de fosfato como peloides contienen inclusiones de materia orgánica, minerales de arcilla, granos tamaño limo detritales y pirita. La abundancia de materia orgánica contribuye a las fosforitas, a su color característico, el cual suele ser siempre de marrón a negro.

Los fosfatos peloidales o peletales son particularmente comunes. Muchos peloides son estructuras esencialmente, que contienen un núcleo de otros materiales diferentes a éstos. Algunos peloides pueden ser de origen fecal (éstos son los peloides fecales). Los peloides pueden contener varias muestras fósiles como foraminíferos o radiolarios, buenos cuarzos, minerales de arcilla y la materia orgánica, por supuesto. Los fosfatos peloidales pueden incluir ooides que

contienen núcleos y unas muy bien desarrolladas capas concéntricas. Los ooides son más comunes en las fosforitas que en los peloides, pero pueden hacer que sean mayores los granos fosfatizados en algunos depósitos. *Soudrey y Southgate* (1989) reportaron fosfatos peloidales en la cuenca Georgina en Australia, el cual se ha interpretado como remanente de una colonia de seres unicelulares y microbios que formaban parte de una comunidad mayor de microbios en un ambiente vadoso. Los fósiles fosfatizados o fragmentos de conchas fosfatadas pueden (en algunos casos) formar parte de algunos depósitos de fosforitas. Los fósiles pueden incluir remanentes de invertebrados y vertebrados. Los litoclastos consisten en fragmentos retrabajados de fosforitas preexistentes como ocurren en algunos depósitos.

Muchos granos son de tamaño arena. Estos grandes granos son comúnmente referidos a nódulos y pueden llegar en tamaño desde los 2mm a algunas centenas de centímetros. Los nódulos en calizas, pueden ser esféricas, lenticulares o aplanadas, paralelas o bandeadas.

Slansky (1986) propone el uso de un sistema de clasificación basada en la clasificación de *Folk* para carbonatos. Este usa nombres como biofosfarenita, el cual es una fosfarita compuesta de fósiles fosfatizados tamaño arena e intrafosfarudita, es una fosfarita compuesta de clastos fosfatizados tamaño grava.

Tipos principales de depósitos de fosfatos

Cook (1976) menciona el uso de tres clasificaciones basadas esencialmente en la analogía de las características de los depósitos de fosforitas en tres áreas bien estudiadas de los Estados Unidos:

1. Geosinclinal o tipo costa oeste (p.e. los campos de fosfatos del oeste de los Estados Unidos).
2. Plataforma o tipo costa este (p.e. depósitos de Carolina del Norte), y
3. Ambientales o tipo residual (p.e. los depósitos de roca marrón de Tennessee).

Las fosforitas residuales resultan de una concentración de fosfatos por condiciones climáticas y ambientales, químicas o mecánicas y no son fosfatos sedimentarios primarios.

Una segunda aproximación lo constituye una clasificación de los depósitos de las fosforitas, el cual es dividido en grupos basados en sus características de bandeamientos y de los tres tipos principales de materiales de fosfatos que se

encuentran en estos depósitos. Los cinco principales grupos pueden ser identificados:

1. Fosfaritas bandeadas, forman distintivas capas y espesores variables, comúnmente interbandeadas e intercaladas con lutitas (*mudrocks*) carbonáticas, cherts y rocas carbonáticas. Las fosforitas ocurren como peloides o pellets, oolitas, pisolitas, braquiópodos fosfáticos y otros fragmentos esqueléticos y cementos. Los fosfatos bandeados se creen se forman en áreas de plataforma asociadas a zonas de corrientes ascendentes en los océanos.
2. Fosforitas bioclásticas, son de un tipo especial de fosforita compuesta mayoritariamente de fragmentos esqueléticos de vertebrados como huesos de pescado, dientes de tiburones, escamas de peces, coprolitos, entre otros. Estos depósitos están compuestos de remanentes de invertebrados fósiles como conchas fosfatizadas de braquiópodos. Estas capas orgánicas de materiales generalmente fueron enriquecidas en P_2O_5 durante la diagénesis y son cementadas por minerales de fosfatos.
3. Fosfaritas nodulares, son nodulares irregulares de color marrón a negro de formas esféricas, en el rango de tamaño variable de unos pocos centímetros a unos metros o más. La estructura interna de los nódulos de fosfato, con rangos bastante homogéneos en capas o bandas concéntricas. Los granos de fosfatos, peloides, dientes de tiburones y otros fósiles son aquellos espacios donde pueden darse los nódulos. Los nódulos son formados hoy en día en zonas de corrientes ascendentes en los océanos y se presume que los fosfatos nodulares en el pasado geológico, tuvieron su origen de forma similar, sin embargo, hay otros fosfatos que en la antigüedad se formaron diagenéticamente.
4. Fosfaritas en capas de piedras tamaño guijarros, están compuestas de nódulos fosfáticos, fragmentos de calizas fosfatadas o de fósiles fosfatados que son concentrados mecánicamente por retrabajo de otros depósitos de fosfatos formados anteriormente.
5. Depósitos de guano, están compuestos de los excrementos de aves y murciélagos, que al acumularse forman un residuo insoluble de fosfato de calcio.

Depósitos de fosfaritas

Procesos químicos y bioquímicos

El promedio de la concentración de fosfatos en los océanos es de 70ppb (partes por billón) (*Gulbrandsen y Robertson, 1973*), comparado con el 20ppb promedio del agua de los ríos. La concentración de fósforo en el agua de mar varía en el

rango de poco ppb en la superficie, a valores de 50-100ppb en las profundidades que varían entre 200-400m.

El fosfato es removido de los océanos de varias maneras. Parte del fósforo es precipitado en su mayoría con minerales de carbonato de calcio, en el proceso de depositación de calizas, sin embargo, el promedio de fosfato en calizas es de 0,04% de P_2O_5 . El fósforo es removido también del agua de mar para formar las pieles de organismos marinos, los cuales al morir retornan ese fósforo al mar, convirtiéndose en sedimentos y acumulándose en el fondo marino. Otra forma de remoción del fósforo del agua de mar es por incorporación de los sedimentos metalíferos como resultado de la absorción de minerales metálicos en los hidróxidos de hierro. Finalmente, el fósforo es removido del agua de mar en forma de depósitos de apatito marino.

Un reemplazamiento en el origen sugiere que muchos depósitos de fosfatos se forman de esta manera. La preservación en muchos depósitos de fosfatos de texturas clásticas y de estructuras sedimentarias primarias como estratificación cruzada y laminación, es indicativo de que estos son sedimentos de depósitos primarios. Estudios de la distribución de fosforitas antiguas muestran que estas ocurren en latitudes bajas en cinturones a lo largo de un lado de la cuenca donde las aguas profundas son llevadas hacia arriba con corrientes descendentes al continente. Muchos depósitos de nódulos de fosfatos en los océanos modernos ocurren en las áreas de corrientes descendentes.

La utilización biológica del fósforo para la constitución de organismos de piel suave, provee una respuesta al problema del origen de las concentraciones de fosfatos en los sedimentos. Estos organismos incluyen remanentes de fitoplancton y zooplancton, coprolitos (heces fecales) y los huesos y escamas de peces.

Estudios de la química de aguas intersticiales en sedimentos donde en los océanos modernos se están formando nódulos de fosfatos y en otras áreas de piso oceánico donde los sedimentos ricos en materia orgánica son acumulados en condiciones reductoras, en donde las concentraciones se encuentran en el rango de 1400ppb a 7500ppb (*Bentor*, 1980; *Froelich et al.*, 1988). Los fosfatos en sus comienzos precipitan sobre la superficie de los organismos silíceos, granos de carbonatos, partículas de materia orgánica, escamas y huesos de peces, granos minerales siliciclásticos y partículas de fosfatos más antiguos (*Baturin*, 1982). Los nódulos de fosfatos se forman de sedimentos por reacciones diagenéticas entre sedimentos ricos en materia orgánica y el enriquecimiento en fosfato de las aguas

intersticiales. Los radios del Mg^{2+} y el Ca^{2+} son pequeños, lo que propicia la inhibición a la formación de apatito y reemplazamiento hierro-magnesio en los minerales de arcilla en sedimentos marinos anóxicos (*Drever, 1971*).

Froelich et al. (1988) reportaron que el fluorapatito carbonático es precipitado de los poros de agua de unos pocos centímetros, de lodos ricos en materia orgánica carbonosa del margen continental del Perú. Ellos han sugerido el mecanismo de recirculación del fosfato se debe a la disolución de desechos de peces o por la presencia de materia microbiana en la superficie de los sedimentarios. Las concentraciones de Mg en los poros de agua son cercanas a las mismas aguas de mar. Por una razón poco conocida, el agotamiento de Mg no es un prerequisite para la precipitación de carbonato fluorapatito en estos sedimentos. En los márgenes continentales del Perú, los minerales fosfáticos precipitan sólo en zonas de poca profundidad. La concentración en zonas poco profundas de apenas pocos centímetros, de iones carbonatos en exceso y una reactividad del hierro disminuida y sulfato, favorece la formación de dolomita, la cual al mismo tiempo impide la precipitación de minerales fosfáticos (*Glenn y Arthur, 1988*).

Procesos físicos

Kolodny (1980) sugirió que existen dos procesos para el origen de los depósitos de fosforitas antiguas. En primer lugar, la formación de apatito diagenético reduce en la cuenca por movilización del fósforo en el agua intersticial de la misma manera que se ha aplicado para explicar la formación de fosforitas modernas. El estado final consiste en un retrabajo y enriquecimiento de los nódulos formados diagenéticamente por procesos de concentración mecánica. Este estado se caracteriza por condiciones de oxidación y una concentración presumiblemente en un ambiente de alta energía durante pequeños cambios en el nivel del mar. En este estado final, durante la formación diagenética original de los sedimentos de fosforitas son retrabajados mecánicamente en la zona y en condiciones ambientales de plataforma, los cuales dejan texturas y estructuras sedimentarias primarias en muchas fosforitas antiguas. Un ejemplo de estos son los grandes depósitos de fosforitas en Egipto (*Glenn y Arthur, 1990*).

Bibliografía

Referencias consultadas

Boggs, Sam Jr. (1995) "Petrology and sedimentary rocks". The Blackburn Press. USA.

Boggs, Sam Jr. (1995) "Principles of Sedimentology and Stratigraphy". Prentice Hall. Inc. 2da. Edición.