

Petrología sedimentaria. Notas de teoría.

12. Las rocas ferruginosas, fosfáticas y orgánicas

Ana M. Alonso Zarza

Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid. José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid.
alonsoza@geo.ucm.es

Resumen: En este tema se estudiarán los rasgos básicos de rocas sedimentarias menos abundantes pero de gran interés económico. En primer lugar analizaremos las rocas ferruginosas, posteriormente las fosfáticas y, por último daremos unas breves nociones sobre rocas orgánicas (carbón y petróleo).

Palabras clave: Rocas ferruginosas. Fosforitas. Rocas fosfáticas. Carbón. Petróleo. Materia orgánica.

ROCAS FERRUGINOSAS

Introducción

El hierro aparece en gran parte de las rocas sedimentarias, aunque en porcentajes muy bajos. En las rocas ferruginosas el porcentaje suele ser superior al 15% y por tanto estas rocas son reservas importantes de hierro. La mayor parte de los depósitos de hierro sedimentario se formaron en ambientes marinos y muchos de los depósitos Fanerozoicos contienen fósiles marinos.

Mineralogía

Óxidos, carbonatos, silicatos y sulfuros. El hierro se puede presentar con dos valencias distintas Fe^{+2} (reducido) y Fe^{+3} (oxidado).

Parámetros que rigen la formación de los minerales de hierro

Los principales parámetros son: Eh, Ph, pCO_2 , aS^{-2} . La hematites es el mineral estable bajo condiciones de moderadas a muy oxidantes. Los minerales ferrosos (pirita, siderita y magnetita) son estables bajo condiciones de Eh negativos, sus campos de estabilidad dependen mucho de los valores de pCO_2 y pS^{-2} de la solución. Los minerales ferrosos (pirita, siderita y magnetita) son estables bajo condiciones de Eh negativos, sus campos de estabilidad dependen mucho de los valores de pCO_2 y pS^{-2} de la solución. El agua del mar contiene mucho ión S^{-2} (sulfuro) y por ello la pirita es el mineral autigénico típico de barros marinos con mucha M.O (condiciones reductoras).

También se puede formar pirita por reducción del sulfato del yeso o anhidrita. La siderita precipita cuando la actividad del carbonato es alta y la de S^{2-} baja. La formación de magnetita se favorece cuando las actividades de ambos pCO_2 y pS^{2-} son bajas, junto con Eh negativos y pH neutros. Estas condiciones son raras en la naturaleza y por ello la precipitación de magnetita es poco frecuente.

Procedencia y transporte del hierro

- **Procedencia**

Se han considerado dos fuentes posibles para el hierro: vulcanismo y meteorización continental. El aporte de hierro por meteorización se produciría bajo climas húmedos tropicales, en los que el hierro es liberado de los minerales máficos y pesados de rocas ígneas y demás y pasaría a las aguas freáticas o precipitaría en suelos lateríticos. La erosión de estos suelos y el transporte subsiguiente de los iones liberados por los ríos los hace llegar al mar. Por otra parte, parece ser que la meteorización sería insuficiente para explicar la cantidad de formaciones ferruginosas del Precámbrico. Por lo que una atmósfera con poco oxígeno y más CO_2 puede explicar más adecuadamente el lixiviado del hierro y su transporte como Fe^{+2} .

- **Transporte**

Hay tres mecanismos para explicar el transporte del hierro.

a) El hidróxido férrico forma una suspensión coloidal que se estabiliza en presencia de materia orgánica.

b) El hierro puede ser transportado por los ríos como coloide y precipitar en el mar cuando las suspensiones coloidales flocculan.

c) Puede ser transportado por adsorción o quelación sobre materia orgánica. También puede ser aportado por los minerales de la arcilla, como parte de la estructura o como películas de óxidos sobre la superficie de las mismas.

Clasificación

Las rocas ferruginosas se clasifican en función de componentes: aloquímicos (ooides, peloides, intraclastos, etc.), matriz (micritaFe) y del chert que contengan. También es importante si dominan los aloquímicos, los ortoquímicos o los granos alóctonos.

Tipos de Rocas y Yacimientos

- **Formaciones ferruginosas Precámbricas.** Estas formaciones se reconocen dentro de escudos cratónicos de la mayor parte de los continentes. Estas rocas

se han considerado como uno de los tesoros de la Tierra, pues son tan abundantes que los recursos parecen inagotables. De hecho se explotan al año unas 10^9 toneladas, pero se piensa que la cantidad de hierro que se formó sólo en el periodo de tiempo comprendido entre 2500-1900 Ma, supera las 10^{14} toneladas. En general se reconocen dos tipos: 1) **Tipo Algoma**, son depósitos lenticulares relativamente poco potentes y estrechos, normalmente están asociados con rocas volcánicas y grauwacas. Son esencialmente de edad Arcaica (2500-3000 Ma) y aparecen cinturones de rocas verdes. 2) **Tipo Superior**. Son depósitos más potentes y extensos lateralmente, se depositaron en plataformas estables y en cuencas amplias. Están restringidos al Proterozoico inferior y medio (1900-2500 Ma).

- **Rocas ferruginosas fanerozoicas.** Las más importantes son las rocas **ferruginosas oolíticas**. De menor importancia son los **fangos de siderita** y los **sulfuros de hierro**. Las **rocas ferruginosas oolíticas** están formadas generalmente por hematites y chamosita en el Paleozoico, mientras que las mesozoicas están formadas por goetita y bertierina. En estas rocas no hay una separación en distintas facies (óxidos, carbonatos, silicatos), sino que los minerales están mezclados íntimamente, a menudo dentro del mismo oolito.
- **Depósitos de hierro tipo "Bog.** Los únicos ambientes dónde actualmente se está depositando hierro son los pantanos y lagos de las latitudes medias y altas del norte de Europa, América del Norte y Asia. Los depósitos son muy variados y van desde sedimentos muy compactos oolíticos, pisolíticos y concrecionares a tipos blandos y terrosos.

ROCAS FOSFÁTICAS

En general, la proporción de fósforo en las rocas continentales y marinas es muy baja ($< 0,3\%$ de P_2O_5), aunque hay excepciones y hay series estratigráficas en las que la proporción de P_2O_5 es mayor lo que hace que esas rocas pasen a tener interés económico. Se habla de **fosforitas** o **fosfáticas** a las rocas sedimentarias con un contenido en P_2O_5 superior al **20%**. Las **rocas fosfáticas** son aquellas en las que la proporción de P_2O_5 varía entre el **5 y 20%**.

Mineralogía

Los minerales fosfáticos más frecuentes son las distintas variedades de apatito. El **apatito** de las rocas ígneas es normalmente **fluorapatito** $Ca_5(PO_4)_3F$, aunque en las rocas sedimentarias es muy frecuente la sustitución del fosfato por carbonato o incluso sulfato. De este modo son comunes el **carbonato fluorapatito** $Ca_{10}(PO_4)_6-x(CO_3F)_xF_2$, dónde CO_3F sustituye a PO_4 hasta un máximo de **6,3%**. En la **francolita** además de por el Flúor el Calcio es sustituido por Na y Mg, la fórmula general es $Ca_{10-x-y}Na_xMg_y(PO_4)_{6-z}(CO_3)_zF_{0.4z}F_2$. La **dahlita** es un carbonato hidroxapatito con menos de un

1% de Flúor. El término **collofana** se aplica a apatito sedimentario criptocristalino, es un mineral isótropo y aparece principalmente en las fosforitas de origen marino y de fósiles de huesos.

Rasgos petrográficos

La mayor parte de las rocas que contienen fosfatos suelen formar capas de escasos cm a metros, formadas por granos (pellets) de carbonato criptocristalino (fluorapatito o collofana) La mayor parte de los granos son redondeados y su tamaño suele ser inferior a 2 mm. También pueden contener granos de cuarzo, arcilla, piritita framboidal y material carbonáceo. En muchos casos se observa claramente que los granos de fosfato eran inicialmente de carbonato.

Tipos de yacimientos

- **Primarios**
 - a) De precipitación directa. Agua-sedimento.
 - b) Precipitación biogénica.
 - c) Cementación en la porosidad primaria.
- **Retrabajados**
- **De alteración**
- **Guano**

Ambientes-mecanismos de formación

Actualmente los fosfatos se están formando en latitudes bajas de las zonas de offshore de los continentes, en zonas donde las corrientes de upwelling llevan las aguas oceánicas profundas y frías hacia las plataformas continentales. Los procesos involucrados en la formación de estos yacimientos son muy variados:

- a) Aporte de fósforo a los océanos.
- b) Almacenamiento de fósforo disuelto en las aguas profundas del océano.
- c) Circulación del agua profunda a niveles más someros (Upwelling).
- d) Cambios en la solubilidad del apatito en relación con la profundidad y la T^a.
- e) Precipitación y concentración del apatito.

Usos

Alrededor del 90% de la producción mundial de fosfatos se utiliza para la fabricación de fertilizantes. El resto se utiliza para la fabricación de piensos de animales, detergentes, productos para la alimentación, extintores, productos dentales y tratamiento de la superficie de metales.

MATERIA ORGÁNICA, CARBONES Y PETRÓLEO

Definición de los términos de uso común

Carbón: roca sedimentaria combustible formada por fragmentos de vegetales terrestres, reconocibles o no en la roca, que se encuentran en diferentes estados de evolución según los procesos de enterramiento sufridos posteriormente a su acumulación en cuencas lacustres o marinas marginales.

Hidrocarburos: sustancias (compuestos orgánicos) naturales o artificiales formadas casi exclusivamente por H y C.

Gas natural: hidrocarburos gaseosos de composición esencialmente metano (CH₄).

Gas de hulla: hidrocarburos gaseosos (esencialmente metano) relacionados con la transformación del carbón.

Petróleo: mezcla de numerosos hidrocarburos y compuestos hidrocarbonados sólidos, líquidos y gaseosos, de origen natural.

Heavy Oils (Asfaltos): Hidrocarburos sólidos o semisólidos (muy alta viscosidad) que se encuentran formando el componente orgánico predominante en determinadas rocas sedimentarias o sedimentos (por ej., Arenas asfálticas: *Tar sands*). La extracción de estas sustancias se realiza con métodos diferentes a los de la extracción del petróleo.

Bitumen: hidrocarburos líquidos o sólidos solubles en disolventes orgánicos (tetracloruro de carbono, acetona, etc.).

Kerógeno: materia orgánica que es en conjunto insoluble en disolventes orgánicos (geopolímeros formados por hidrocarburos de cadena larga y alto peso molecular).

Oil-shales: rocas sedimentarias o sedimentos de granulometría fina que contienen hidrocarburos insolubles en disolventes orgánicos. Dichos hidrocarburos pueden ser extraídos mediante calentamiento artificial (pirólisis). Son como rocas madre de petróleo que no han alcanzado las condiciones necesarias para la generación de éste.

La composición química elemental y orgánica de la materia orgánica

La composición química elemental de la M.O. y sus derivados está basada en los porcentajes relativos de C, H, O, N, S, P, Halógenos (Cl, Br, I, F), a los que acompañan en mayor o menor medida elementos que forman los compuestos organo-metálicos. El C está presente en estado reducido (C⁻⁴), al contrario que en los carbonatos (C⁺⁴).

Diagrama de Francis (clasificación de los compuestos orgánicos)

El Diagrama de Francis es una expresión de los diversos compuestos orgánicos en función de su composición elemental (C,H,O). Destacan dentro del diagrama dos líneas: **Línea de Hidrocarburos** y **Línea de Carbonización (Coalificación)**. A lo largo de la Línea de Hidrocarburos se sitúan los compuestos formados casi exclusivamente por H y C. El otro rasgo sobresaliente es la posición de los distintos tipos de **carbones**, de composición mixta H-C-O. Hacia la izquierda de la Línea de Carbonización se sitúan los carbones más evolucionados (con menos O y mayor capacidad calorífica). Esta línea refleja la evolución a partir de las **ulminas**, que es el material vegetal degradado que aparece como amorfo o gel en el carbón. Es insoluble en soluciones alcalinas. La evolución a lo largo de este línea marca un aumento en el rango del carbón con la consiguiente pérdida de oxígeno y volátiles.

En el diagrama quedan reflejados los tipos de carbón más comunes como son una gran parte de los **carbones húmicos** (formados a partir de materia orgánica vegetal) y los **sapropélicos** (formados a partir de materia orgánica derivada de fitoplancton). Dentro de los **carbones sapropélicos** se distingue entre el **cannel**, a partir de algas, esporas y otros restos vegetales y **cannel boghead** formado exclusivamente a partir de algas.

Diagrama de Van Krevelen. Tipos de Kerógenos

En la corteza terrestre aparecen varios tipos de kerógenos (geopolímeros complejos formados a partir de la diagénesis de la M.O.). En los Diagramas de Van Krevelen aparecen representados los distintos kerógenos según sus relaciones composicionales **H/C - O/C**. Cada uno tiene diferentes líneas de evolución con el enterramiento.

- **Kerógeno de Tipo I (kerógeno sapropélico)**: se caracteriza por una alta relación H/C y una baja relación O/C (<0,1). Es una materia orgánica rica en lípidos. Es producto de la degradación microbiana de esporas, algas planctónicas y materia orgánica animal. Este tipo de kerógeno es propio de acumulación de M.O. en cuencas lacustres, ocasionalmente también en marinas. Con la maduración térmica da lugar a petróleo.
- **Kerógeno de Tipo III (kerógeno húmico)**: se caracteriza por una relación inicial de H/C baja y una relación inicial O/C alta. Esta composición inicial refleja la composición primaria de plantas terrestres (lignina, taninos, celulosa), que es la propia de la mayor parte de los carbones. Con la maduración térmica, este tipo de kerógeno pasa a generar abundante CO₂ y metano.
- **Kerógeno de Tipo II**: presenta una composición intermedia entre los de Tipo I y III, sin ser una mezcla de ambos. La relación H/C inicial es relativamente alta mientras que la relación O/C es baja. Es común en cuencas marinas, resultando de la acumulación de fitoplancton (por ej., diatomeas), zooplancton (por ej., foraminíferos) y otros organismos marinos. En ocasiones presenta mezcla con

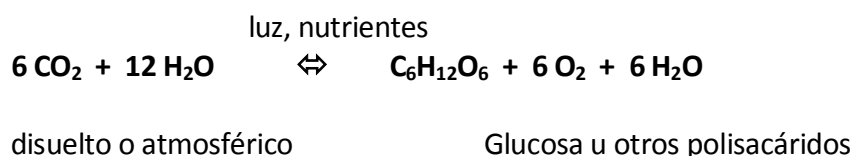
material vegetal terrestre. Es el tipo más común y rico de las rocas fuente de petróleo.

Los diagramas de Van Krevelen son muy utilizados para definir la composición de los sedimentos ricos en M.O. En el gráfico se sitúan los diferentes estadios básicos (**Diagénesis**, **Catagénesis**, **Metagénesis**) de la evolución de estos sedimentos con el enterramiento.

Producción de M.O. y acumulación de la M.O. en los sedimentos

Al volumen neto de Biomasa generado en un intervalo de tiempo se le denomina Productividad. Los organismos fotosintéticos son los que generan la biomasa, pues reducen el CO₂ atmosférico a carbono orgánico.

Reacción básica de la fotosíntesis



Glucosa > Componentes orgánicos > Organismos vivos

Desarrollo de las cadenas tróficas (esencialmente en ambiente marino)

Fitoplancton > Zooplancton > Crustáceos > Peces

Diatomeas Radiolarios
 Botryococcus Foraminíferos

Del enorme volumen de M.O. producida (calculada en unas $5 \cdot 10^{10}$ Tm/año en los océanos) sólo un porcentaje muy pequeño (entre 0,1%-0.001%) se acumula y preserva finalmente en los sedimentos. La pérdida es debida sobre todo a procesos de oxidación, tanto a lo largo de la columna de agua como en el fondo. A ello se añade la degradación bacteriana durante la eodiagénesis.

Acumulación de la materia orgánica en los sedimentos

La M.O. se acumula y presenta de diversas formas por debajo de la interfase sedimento-agua:

- Adsorbida en partículas minerales (arcillas y otros).
- Disuelta o en forma de gel en los poros del sedimento.
- Material celular de organismos (fito- y zoo- plancton y bentos) que se incorpora directamente.

- Pellets fecales.
- Restos vegetales.

La preservación y posterior evolución de la M.O. en los sedimentos dependen del grado de oxigenación del medio. En medios oxigenados, la degradación, con formación de CO₂, es intensa y la posibilidad de preservación baja. En general, altas tasas de sedimentación favorecen la preservación de la materia orgánica, pero si la velocidad de sedimentación es demasiado alta la M.O. puede dispersarse.

Si existen condiciones de baja oxigenación (anoxia) en la parte superior del sedimento, los procesos que comúnmente tienen lugar son la reducción de sulfatos y la fermentación de la M.O., pasando ésta desde formas de alta organización (biopolímeros: proteínas, hidratos de carbono, etc.) a M.O. desordenada (inicialmente geopolímeros tales como ácidos húmicos y fúlvicos) y posteriormente a geopolímeros complejos, que son los que dan lugar al **kerógeno**.

Durante este proceso de fermentación los lípidos (grasas, ceras) quedan prácticamente inalterados, pudiendo conservarse en los productos de la evolución de la M.O. como auténticos **fósiles geoquímicos** (marcadores biológicos).

Tipos de Carbón

La línea esencial de evolución de los carbones húmicos (ver Diagrama de Francis) es la siguiente: Turba - Lignitos - Carbones bituminosos - Grafito, lo que supone una pérdida progresiva de O y ganancia en C (representa la línea de Carbonización o coalificación. A lo largo de esta línea la reflectividad de la vitrinita (hemos hablado de ella en rocas detríticas) aumenta.

La turba constituye el material vegetal original y sus primeros estadios de transformación, en un ambiente con abundante humedad. En los carbones marrones y lignitos, los fragmentos de plantas y su estructura celular son discernibles. Estos restos se homogeneizan ('gelifican') durante la transformación a carbones subbituminosos, con formación de vitrinita. Los carbones bituminosos (hullas) contienen entre un 75-90% de C, siendo más negros, duros y brillantes que los anteriores. La antracita es muy brillante, presentando fractura concoidea. En la transición de hulla a antracita se produce típicamente liberación de metano (gas grisú).

El petróleo: formación, migración y almacenamiento

El petróleo es una mezcla de hidrocarburos de cadena corta y larga, tanto líquidos como sólidos y gaseosos (principalmente metano), y algunos otros compuestos orgánicos que, en la mayor parte de los casos, han migrado desde su **roca madre** a rocas almacén porosas. Al hablar de petróleos se debe distinguir entre **crudo** (mezcla de sustancias líquidas y sólidas) y **gas** (la parte gaseosa). La proporción de C y H en el crudo del petróleo es, como media, de 85% y 13% en peso, respectivamente. Otros elementos, como S, N, O, están generalmente en proporción menor del 3%, aunque en algunos casos pueden

alcanzar valores más altos (hasta un 7% de S en los llamados crudos sulfurados). La presencia del azufre es un problema pues además de ser altamente contaminante es muy corrosivo para los motores.

Como se vio anteriormente, la materia orgánica acumulada inicialmente en los sedimentos se degrada de forma progresiva con el enterramiento hasta formar **kerógeno**. Durante la **eogénesis**, la formación de hidrocarburos se limita a la generación de **gas biogénico**, procedente de la descomposición anaerobia de la M.O.

El enterramiento a temperaturas comprendidas entre 50 - 80°C (aproximadamente 1-2 km de profundidad) provoca reacciones en el kerógeno, dando lugar a hidrocarburos de peso molecular medio a bajo. El proceso consiste esencialmente en la rotura de los enlaces C-C en el kerógeno y en los hidrocarburos previamente formados, hecho que se conoce como '**cracking**' del **petróleo**. El proceso se hace muy efectivo a temperaturas comprendidas entre 70 y 100°C, que corresponden a profundidades de 2 a 3,5 km en áreas de gradientes térmicos medios (unos 30°C /km).

A esta zona de máxima generación de hidrocarburos (crudo) se le denomina con el término de **Ventana del petróleo**, que se ubica dentro de lo que se conoce como **Catagénesis**. Junto con el crudo, en esta fase se produce también gas (llamado **gas húmedo**), que consiste en metano mezclado con hidrocarburos líquidos y forma la fase gaseosa de los almacenes de petróleo.

A mayores temperaturas (por encima de 150°C) y profundidades, la evolución del petróleo da como resultado tan sólo gas (metano), que se conoce como **gas seco**. A esta fase última de evolución de los hidrocarburos se le conoce como **Metagénesis**.

Los límites entre las diversas zonas o fases dentro de la evolución de los kerógenos y el petróleo vienen definidos por valores determinados de reflectividad de la vitrinita.

Llegados a condiciones de 'ventana del petróleo' se forman abundantemente los compuestos propios del petróleo. Todo este proceso tiene lugar en **rocas madre** que, en muchos casos, son materiales finos (arcillosos, micritas carbonáticas), los cuales no son los depósitos típicos en que se encuentran las acumulaciones de petróleo. El petróleo se encuentra en formaciones rocosas muy porosas que sí tienen capacidad para almacenar los hidrocarburos. Por ello, se hace imprescindible hablar de la **migración** del petróleo desde las rocas madre a estas **rocas almacén**.

La migración tiene lugar, esencialmente, como resultado de la compactación de las formaciones que son roca madre de petróleo. El almacenamiento y consiguiente formación de depósitos de petróleo exige que las rocas almacén estén selladas, es decir, formen **trampas**, bien sean estructurales (anticlinales, domos salinos, etc.) o estratigráficas (cambios de facies, intercalaciones de materiales permeables-impermeables, etc.). El sello son normalmente arcillas (65%), y evaporitas (33%), también los carbonatos pueden actuar como sello, pero su importancia es mucho menor (2%).

BIBLIOGRAFÍA DE CONSULTA

- Evans, A.M. 1994. *Ore Geology and Industrial Minerals*. Blackwell Sci. Pub. Oxford. 389 pp.
- Prothero, D.R. y Schwab, F. 1996. *Sedimentary Geology. An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy*. W.H. Freeman and Co. New York. 575 pp.
- Selley, R. C. 1998. *Elements of Petroleum Geology*. Academic Press, San Diego. 470 p.
- Tissot, B.P. y Welte, D.H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag, Berlin, 699pp.
- Tucker, M.E. 1991. *Sedimentary Petrology. An Introduction to the origin of sedimentary rocks*. (2ª Ed). Blackwell Sci. Publ, Oxford, 269 pp.
- Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology. An Introduction to the origin of sedimentary rocks*. (3ª Ed). Blackwell Sci. Publ, Oxford, 262 pp.
- Thomas, L. 2007. *Coal Geology*. Chichester England. John Willey & Sons, 384 p.

Recibido: 19 octubre 2010.

Aceptado: 2 diciembre 2010.