

Centros de Apoyo a la Investigación



Geocronología y Geoquímica Isotópica - Aplicaciones

Índice de contenido

- 1.- Determinación isotópica del estroncio
 - 1.1.- Determinaciones radiométricas
 - 1.2.- Ejemplos de aplicaciones radiométricas
 - 1.2.1.- Datación de rocas magmáticas
 - 1.2.2.- Datación de rocas metamórficas de anquizona y diagenéticas
 - 1.2.3.- Datación de rocas metamórficas de alto grado
 - 1.3.- Geoquímica del estroncio
 - 1.4.- Ejemplos de aplicaciones geoquímicas del sr
 - 1.4.1.-Estudios petrológicos
 - 1.4.2.-Estudios de Carbonatos Marinos
 - 1.4.3.-Diagénesis
 - 1.4.4.-Hidrogeología
 - 1.4.5.-Geología Económica
 - 1.4.6.-Arqueología y Antropología
 - 1.5.- Requerimientos que deben cumplir las muestras
- 2.- Determinación isotópica del neodimio
 - 2.1.- Ejemplos de aplicaciones radiométricas
 - 2.1.1.-Datación y Petrogénesis de rocas magmáticas
 - 2.1.2.-Datación de rocas Metamórficas
 - 2.1.3.-Datación de menas metálicas
 - 2.2.- Geoquímica del neodimio
 - 2.3.- Ejemplos de aplicaciones geoquímicas del nd
 - 2.3.1.-Estudios Petrológicos

2.3.2.-Estudios de menas metálicas

2.4.- Requerimientos que deben cumplir las muestras

3.- Determinación isotópica del argon

3.1.- Determinaciones radiométricas

3.2.- Ejemplos de aplicaciones radiométricas

3.2.1.-Datación de rocas magmáticas

3.2.2.-Datación de fallas

3.2.3.-Datación de la diagénesis, anquimetamorfismo y metamorfismo de bajo grado

3.2.4.-Datación indirecta de menas

3.2.5.-Datación de alteraciones hidrotermales

3.3.- Materiales útiles

3.4.- Requerimientos que deben cumplir las muestras

4.- Fundamentos y campos de aplicación de la sistemática pb-pb (plomo común)

4.1.- Fundamentos del método

1.- Determinación isotópica del estroncio

El estroncio en la naturaleza presenta 4 isótopos de masas ^{88}Sr (82.56%), ^{87}Sr (7.02%), ^{86}Sr (9.86%) y ^{84}Sr (0.56%). Hay que tener presente que la abundancia relativa de ^{87}Sr varía debido a que parte de él derivaría de la desintegración radiactiva del ^{87}Rb .

Esta variación depende de la cantidad de Rb presente en la muestra, del tiempo transcurrido desde su formación y de la composición isotópica del Sr presente en la muestra inicialmente.

Debido a que el periodo de semidesintegración del ^{87}Rb es de 47 millones de años, la cantidad de ^{87}Sr radiogénico originado es muy reducida en muestras cuyo contenido en Rb sea bajo y/o en rocas jóvenes, menores de 50 millones de años, ya que en este caso no ha habido tiempo para que se produzca apenas tal desintegración.

1.1.- Determinaciones radiométricas

Ligada a la cuantificación de la edad en materiales geológicos de muy diverso tipo a partir de las relaciones entre isótopos de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se pueden calcular varios tipos de edades, siendo el método de "isocrona para roca total" el más utilizado. En este método se necesitan varias muestras convenientemente pulverizadas, al menos 4 o 5, que tengan un mismo origen pero con relaciones Rb/Sr diferentes. Una alternativa de este método es la aplicación para una sola muestra, de la cual se han separado los diferentes minerales constituyentes para elaborar la denominada "isocrona interna", donde además podemos incluir como un punto más la muestra total.

Es importante tener en cuenta que la obtención de una buena isocrona esta condicionada por varios factores como son, entre otros, el grado de cogenetismo de las muestras, el grado de variación de la relación Rb/Sr, la existencia o no de procesos que afectan a las muestras tras su formación (hidrotermalismo, metamorfismo, alteraciones, etc.) que puedan provocar la apertura del sistema isotópico. El incumplimiento de alguno de estos factores puede ocasionar que no se obtengan isocronas, sino nubes de puntos o alineaciones sin valor geocronológico o "errocronas".

Así mismo, hay que indicar que la edad obtenida con muestras de roca total y la obtenida con roca total más minerales, o isocrona interna, no tiene por que coincidir. Esta situación puede presentarse cuando la(s) roca(s) se ha(n) visto afectada(s) por algún proceso de alteración o metamorfismo durante el cual se produce una redistribución a escala local del Rb y del Sr entre los minerales, y consecuentemente un cambio en la pendiente de la recta "isocrona", lo que permitiría datar la edad del evento sobreimpuesto (i.e. metamorfismo).

Otro problema es que incluso entre diferentes fracciones minerales de una misma muestra tiene por que obtenerse la misma edad, ya que para cada mineral se han definido un rango de temperaturas por debajo del cual el sistema isotópico se considera cerrado y la edad obtenida nos indica este momento.

1.2.- Ejemplos de aplicaciones radiométricas

1.2.1.- Datación de rocas magmáticas

Generalmente se utilizan isocronas de roca total con un mínimo de cuatro o cinco muestras, que reúnan las siguientes características: que sean cogenéticas, que presenten un amplio rango de variación de Rb/Sr (lo cual dificulta la datación de rocas basálticas), que la muestra sea representativa de la roca (atención a rocas porfíricas).

Es una sistemática especialmente utilizada en el estudio de rocas de quimismo intermedio-ácido, como granitos, pudiendo obtenerse la edad de cristalización mediante el análisis de roca total, siempre que el sistema haya permanecido cerrado. El análisis de los componentes minerales y la roca total correspondiente nos permite determinar si el sistema ha permanecido cerrado desde el momento de la cristalización, o si, por el contrario, el sistema se ha abierto como consecuencia de procesos térmicos posteriores. Este hecho se pondría de manifiesto mediante la construcción de isocrona interna, con una edad más joven (roca total más minerales), junto con la isocrona de rocas totales.

1.2.2.- Datación de rocas metamórficas de anquizona y diagenéticas

Durante el metamorfismo de bajo grado y la diagénesis las rocas sufren una re-homogenización del sistema, lo que conlleva la puesta a cero del reloj isotópico. Aunque la aplicación de esta metodología a la resolución de este tipo de problemas es relativamente reciente, su desarrollo es muy rápido, siendo cada vez más los autores que recurren a este tipo de información. Los minerales más frecuentemente utilizados son la illita, sericita y glauconita en el caso de la diagénesis.

1.2.3.- Datación de rocas metamórficas de alto grado

En el caso de rocas metamórficas ortoderivadas, la sistemática Rb/Sr es de gran utilidad, ya que nos permite determinar la edad del protolito siempre que éstas no se hayan visto afectadas con posterioridad por procesos térmicos, que conlleven la apertura del sistema y por lo tanto, la alteración de la relación isotópica original, y en consecuencia de la edad.

1.3.- Geoquímica del estroncio

Basada en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, nos permite obtener información sobre el origen y/o procesos que han afectado a todo tipo de materiales, no sólo geológicos. Este tipo de estudios se basa en que la cantidad de ^{87}Sr ha ido en aumento desde el origen de la Tierra debido a los aportes derivados de la desintegración del ^{87}Rb , y en el comportamiento geoquímico del Rb y del Sr, así los materiales formados en el Manto terrestre tendrán relaciones Rb/Sr bajas y de ahí las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajas.

Por su parte los materiales de la corteza superior tendrán relaciones Rb/Sr altas, y por lo tanto, relaciones $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ altas. Los valores intermedios pueden ser explicados de forma diferente, siendo uno de los casos más frecuentes, el debido a la asimilación y/o contaminación de materiales corticales por materiales mantélicos.

Para poder determinar la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ inicial podemos hacerlo en materiales con contenidos bajos en Rb (carbonatos), materiales recientes donde el Rb no ha tenido tiempo para desintegrarse o en materiales que se ha calculado una isocrona, ya que a la vez que la edad se obtiene el valor $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ inicial en dicha muestra.

1.4.- Ejemplos de aplicaciones geoquímicas del estroncio

1.4.1.- Estudios petrológicos

El valor de las relaciones iniciales del Sr nos permitirá definir los materiales fuente de un determinado tipo de roca (manto superior, corteza inferior o corteza superior), así como los procesos de asimilación, contaminación y metamorfismo sufrido por las mismas. Estos procesos pueden ser cuantificados si tenemos un buen conocimiento de los materiales estudiados y del área cercana.

El análisis, por diversas sistemáticas isotópicas, de los componentes minerales nos permite determinar la velocidad de enfriamiento de una región basandonos en las diferentes temperaturas de bloqueo de estos minerales; así al estudiar una aureola de metamorfismo de contacto se puede ver como las edades son más jóvenes cuanto menor es la distancia al contacto.

En el caso de rocas de metamorfismo regional podemos analizar minerales de la paragénesis y por lo tanto, conocer una de las variables de la trayectoria P-T-t en su región programada, y también minerales formados durante la etapa de enfriamiento, y en consecuencia, la trayectoria retrograda.

1.4.2.- Estudios de carbonatos marinos

Se ha comprobado que el estroncio no sufre fraccionación al precipitar sus sales, tanto de origen químico, como biológico, y como además el tiempo de mezcla de los océanos es unas 3000 veces menor que el tiempo de residencia del estroncio en el agua marina, se ha estimado que la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ del agua del mar es homogénea, por lo cual la composición isotópica de las sales formadas será la misma que la del agua del mar en dicho momento.

No obstante, a lo largo del Fanerozoico se ha detectado que las composiciones del medio marino presentan claras variaciones que no se pueden atribuir a la desintegración de Rb, sino a cambios climáticos, paleo-oceanográficos y tectónicos, que hacen variar el aporte de Sr a los océanos, desde los ríos, así como las alteraciones hidrotermales de corteza oceánica o disolución de carbonatos submarinos antiguos.

1.4.3.- Diagénesis

Nos permite identificar los procesos diagenéticos sufridos por una roca al estudiar las variaciones de la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ entre minerales primarios y los diagenéticos, así como identificar posibles áreas fuentes para los fluidos intersticiales que participaron en la diagénesis.

1.4.4.- Hidrogeología

A la hora de identificar acuíferos, el estroncio de las aguas subterráneas se equilibra con el estroncio de las rocas que atraviesa, originándose mezclas, que permitirán diferenciar las posibles proveniencias de las aguas. Es necesario tener un buen conocimiento de los valores de la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de los materiales que atraviesa.

1.4.5.- Geología económica

Los análisis de los isótopos de estroncio en minerales de ganga con elevadas concentraciones en este elemento, pueden ser de ayuda para la caracterizar las soluciones hidrotermales y su origen. La variación de la composición isotópica del Sr en una secuencia paragenética, permite individualizar los procesos formadores de menas minerales.

En los últimos diez años, y como consecuencia de la mayor resolución de los espectrómetros de masas, se ha iniciado una nueva vía de gran interés económico y científico, el estudio isotópico y la determinación de la edad a partir de los minerales metálicos, y no ya sobre los minerales de la ganga, que siempre dejan abierta la relación casual entre éstos y el mineral metálico problema, por ejemplo, esfaleritas.

1.4.6.- Arqueología y Antropología

El estroncio se fija en los huesos y en los dientes de los seres vivos, los valores de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ pueden identificar paleodietas (el pescado dará valores similares a los valores marinos) o migraciones (diferencias de composición de los dientes entre individuos adultos y jóvenes).

1.5.- Requerimientos que deben cumplir las muestras

La cantidad de muestra requerida para determinar el valor de la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ es en general pequeño, del orden de 100-200 mgs, pero es conveniente disponer de cantidades mayores, para poder solucionar cualquier problema que pueda surgir durante el análisis. Para el análisis de la concentración de Rb y Sr por ICP-Masas se requieren 2 grs, por lo que la cantidad de muestra de que se disponga no debería ser inferior a 5 grs.

En el caso de análisis de minerales y rocas pobres en Rb (rocas básicas y ultrabásicas) la concentración de Rb y Sr se determina por Dilución Isotópica, mediante el empleo de spikes enriquecidos en ^{84}Sr y ^{87}Rb . Las muestras deberán estar muy frescas o lo más frescas posible, ya que la química del Sr se modifica sustancialmente durante los procesos de alteración, y consecuentemente la edad puede verse seriamente distorsionada. Asimismo deben tenerse en cuenta las características texturales y composicionales de la muestra a la hora de su muestreo en el campo. La muestra deberá ser representativa, no es lo mismo muestrear una roca granulada de grano fino y homogénea que una roca porfídica de grano grueso.

En el caso de rocas filonianas es recomendable muestrear cada cuerpo de forma independiente, con objeto de eliminar las posibles heterogeneidades existentes entre diferentes unidades de una misma familia de diques; esto se consigue mediante el muestreo en una serie de cortes longitudinales y transversales en los que se reflejaran las diferencias modales, y por lo tanto composicionales existentes en dicho cuerpo, significativas a la hora de su datación.

2.- Determinación isotópica del neodimio

El Neodimio en la naturaleza presenta hasta 7 isótopos de masas ^{142}Nd (27.09%), ^{143}Nd (12.14%), ^{144}Nd (23.83%), ^{145}Nd (17.26%), ^{148}Nd (5.74%) y ^{150}Nd (7.47%). Hay que tener presente que la abundancia relativa de ^{143}Nd varía debido a que parte de este isótopo puede derivar de la desintegración radiactiva del ^{147}Sm . A diferencia del ^{87}Rb , el periodo de semidesintegración del ^{147}Sm es de $1.06\text{E}5$ millones de años, con lo cual las rocas que pueden ser datadas por este método deben ser relativamente antiguas.

2.1.- Ejemplos de aplicaciones radiométricas

2.1.1.- Datación y petrogénesis de rocas magmáticas

El método Sm-Nd es el método idóneo para la datación de rocas basálticas y sus equivalentes plutónicos, para rocas máficas y ultramáficas. Dicha edad se determina usualmente a partir de isocronas internas, aunque también se pueden utilizar isocronas de roca total para diferentes coladas cogenéticas y cristalizadas en un corto periodo de tiempo.

También es muy importante el análisis de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en todo tipo de rocas ígneas dado que constituyen un magnífico trazador del origen del magma y de los procesos de cristalización que han tenido lugar (mezcla, cristalización fraccionada, etc.).

2.1.2.- Datación de rocas metamórficas

La aplicación del método a rocas metamórficas y sus fases minerales, desarrolladas durante el proceso metamórfico (granate, monacita, anfíbol, etc.) nos permite determinar la edad a la que tiene lugar la blastesis de dicho(s) mineral(es) y en algún caso la edad del pico metamórfico.

2.1.3.- Datación de menas metálicas

Al igual que ocurre con el sistema Rb-Sr, en los últimos años son muchos los trabajadores que abordan la datación de menas metálicas: de fluorita, scheelita, magnetita, etc.; lo que nos permite atacar el problema de los yacimientos desde una óptica nueva.

2.2.- Geoquímica del neodimio

Basada en la relación $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, y más frecuentemente, en un valor denominado Epsilon para identificar las variaciones. Los materiales formados en el Manto terrestre tendrán valores de epsilon altos, con máximos cercanos a +15, mientras que en los

materiales corticales, se alcanzan valores negativos de hasta -15. Los valores intermedios pueden ser explicados de diferente forma, siendo uno de los casos más frecuente el debido a la asimilación y/o contaminación de materiales corticales por materiales mantélicos. La relación $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, o epsilon inicial, podemos determinarla en materiales recientes, donde el Sm no ha tenido tiempo para desintegrarse, o en materiales que se conoce su edad.

La combinación de datos de Epsilon de Nd y Sr, son una poderosa herramienta para estudios de geoquímica isotópica en materiales geológicos a la hora de determinar su origen e incluso cuantificar la proporción de materiales que han participado en su génesis.

2.3.- Ejemplos de aplicaciones geoquímicas del neodimio

2.3.1.- Estudios petrológicos

El valor de las relaciones iniciales del Nd nos permitirá definir los materiales fuente de un determinado tipo de roca (manto superior, corteza inferior o corteza superior), así como los procesos de mezcla, asimilación, contaminación y metamorfismo sufrido por las mismas. Estos procesos pueden ser cuantificados si tenemos un buen conocimiento de los materiales estudiados y del área cercana.

2.3.2.- Estudios de menas metálicas

Tan importante como la edad es la determinación de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de estos minerales ya que nos permitirá descubrir la naturaleza de los fluidos y su origen por comparación con las rocas encajantes, en las que se instala la mineralización.

2.4.- Requerimientos que deben de complicar las muestras

La cantidad de muestra requerida está definida en el apartado anterior (ver estroncio). El análisis de la concentración de Nd y Sm se lleva a cabo por Dilución Isotópica (spike mixto ^{149}Sm - ^{150}Nd).

A diferencia de la sistemática Rb-Sr, las Tierras Raras, y en concreto el Sm y el Nd se comportan normalmente como inmóviles durante los procesos de metamorfismo (salvo en condiciones de muy alto grado, granulitas, en cuyo caso pueden verse modificadas), alteración hidrotermal, procesos de alteración en general, por lo que no resulta tan crítico el que la muestra esté ligeramente alterada.

3.- Determinación isotópica del argón

El argón posee 3 isótopos, ^{36}Ar (0.3375), ^{38}Ar (0.063%) y ^{40}Ar (99.600%), parte de este último procede de la desintegración del isótopo 40 del potasio. La vida media es cercana a los 1300 Ma, lo cual nos permitirá datar un amplio rango de edades geológicas, desde rocas casi actuales (100.000 años) a rocas de edad arcaica.

Como el potasio es un elemento común, presente en muchas rocas de la corteza terrestre y en numerosos minerales, el espectro químico de materiales a datar es muy grande. No obstante, debido a la precisión analítica para la medida del potasio, las muestras deben tener un contenido en este elemento no inferior al 0.4%.

La posibilidad de datar un amplio espectro de rocas y minerales, tanto por su contenido en K como por su edad, hacen de este método una herramienta de alto valor para ubicar cronológicamente las diferentes unidades geológicas de un área, en especial si se tiene un buen control geológico, mineralógico y petrológico.

3.1.- Determinaciones radiométricas

En las determinaciones radiométricas ligadas a la datación de materiales geológicos de muy diverso tipo, es necesario tener un mayor grado de cuidado a la hora de preparar las muestras. En el caso de rocas metamórficas hay que tener presente la posibilidad de pérdidas de Argón por difusión; y en el caso de la datación de concentrados minerales, hay que estar seguros de la pureza de dicho concentrado, nunca inferior al 95%, y en ocasiones del 99%.

Las edades obtenidas suelen considerarse en muchas ocasiones como una edad mínima, ya que existen posibilidades de pérdida de Argón por procesos térmicos sobreimpuestos, tales como metamorfismo o algún otro proceso similar. Dependiendo del tipo de información que se requiera se procederá a la selección de las muestras. Así, por ejemplo, si lo que queremos datar es la edad de cristalización de un mineral constituyente de una roca ígnea, la muestra tendrá que ser lo más fresca posible, sin indicios de alteración y a ser posible alejada de zonas de contacto y de fallas. Ahora bien, si lo que queremos es datar la edad de una falla o cuando ha tenido lugar una alteración hidrotermal, o la diagénesis de unos sedimentos, tendremos que recurrir a aquellos minerales (illita, sericita, glauconita, etc.) que se formaron durante dichos procesos.

En algunos casos la edad obtenida indica la edad de enfriamiento y no la edad de formación de la roca. Así, si analizamos diferentes concentrados minerales en una misma roca, por ejemplo, micas, anfíboles y feldespatos, y obtenemos diferentes edades, sería indicativo de que la roca ha sido afectada por procesos térmicos posteriores, y dado que cada mineral tiene una diferente "temperatura de cierre" podríamos conocer la pauta de enfriamiento, si fue rápido, como ocurre en una aureola de metamorfismo, o lento, como en el caso del metamorfismo regional.

3.2.- Ejemplos de aplicaciones radiométricas

3.2.1.- Datación de rocas magmáticas

La datación de rocas máficas, fundamentalmente basaltos, es perfectamente abordable por esta técnica. No obstante, hay que tener en consideración, en primer lugar si el porcentaje de K es suficientemente elevado para que el error en la medida esté dentro de los límites aceptables, y en segundo lugar tener en cuenta la mineralogía, ya que ésta nos permitirá interpretar el significado de la "edad", "edad de cristalización?" "edad de enfriamiento?"

3.2.2.- Datación de fallas

Frecuentemente durante la fracturación de una roca se genera una arcilla de falla. La separación-concentración de las fases minerales que forman esta arcilla de falla nos permite obtener concentrados muy puros de minerales ricos en K₂O (sericita, illita) que son susceptibles de ser datados. La edad obtenida representará la edad de la fractura.

3.2.3.- Datación de la diagénesis, anquimetamorfismo y metamorfismo de grado bajo

La datación de la diagénesis y del metamorfismo de grado muy bajo puede llevarse a cabo analizando minerales potásicos neoformados durante dichos procesos (illita, sericita, moscovita, glauconita, biotita, etc.). No obstante, para realizar este tipo de dataciones es preciso llevar a cabo un estudio previo muy estricto por TEM y/o SEM con objeto de verificar si sólo existe una generación de filosilicatos potásicos (no minerales heredados, sedimentarios, sólo autigénicos). Asimismo, hay que determinar la fracción más representativa en la que se concentra mayoritariamente la fase mineral a analizar (<2 micras, <0,5 micras y <0,2 micras).

3.2.4.- Datación indirecta de menas

En una mineralización es común encontrar asociados a la paragénesis de opacos (mena) un corte de minerales que constituye la "ganga" (cuarzo, clorita, sericita, illita, carbonatos, etc.). Atendiendo al contenido en K de alguno de estos minerales y teniendo en cuenta el carácter cogenético de los minerales de la ganga y de la mena, podemos fácilmente deducir la posible determinación de la edad de la mineralización de forma indirecta.

No obstante, hay que tener en cuenta que estos filosilicatos tienen unas temperaturas de bloqueo bajas (250-350 grados centígrados), por lo que las edades obtenidas van a ser "edades mínimas" tanto más próximas a la edad de mineralización cuanto más rápido haya sido el proceso de enfriamiento.

3.2.5.- Datación de alteraciones hidrotermales

La sistemática K-Ar es una poderosa técnica para datar numerosas fases minerales ricas en K, las cuales se generan durante los procesos de alteración hidrotermal (sericitas en las salvandas de venas o filones de cuarzo, moscovita en greisenes y filones de W-Sn, polimetálicos, etc, anfíbol y biotita en episenitas, etc.).

3.3.- Materiales útiles

Las aplicaciones van desde los estudios regionales, hasta reconocer las diferentes épocas metalogenéticas, además de resolver las relaciones temporales entre diferentes familias de un yacimiento. A tener en consideración, es que los diferentes procesos de alteración producidos en un depósito mineral pueden ser distinguidos por la datación de minerales secundarios como sericita y adularia.

A continuación se relaciona una lista de materiales susceptibles de datación por esta técnica:

Micas: moscovita, biotita, flogopita, lepidolita, sericita, glauconita.

Feldespatos: sanidona, adularia.

Feldespatoides: leucita, nefelina.

Anfíboles: hornblenda s.l.

Arcillas: illita.

Óxidos: criptomelano.

Sulfatos: jarosita, alunita.

Rocas: basaltos, andesitas y otras rocas afaníticas (*), filitas, esquistos de grano fino (*), plutónicas sin feldespatos potásicos(*).

(*) Los feldespatos plutónicos, así como las rocas portadoras de éstos, no son recomendables para su datación por esta técnica, ya que debido a su estructura cristalina pueden perder Argon.

El tamaño de grano del mineral a datar no afecta, por lo general, la exactitud y precisión de la edad, sin embargo, siempre y cuando sea posible deberán tener un mínimo de 150 micras.

3.4.- Requerimientos que deben complicar las muestras

La cantidad del concentrado mineral depende de su contenido de potasio y de la edad. Por ejemplo, para una biotita de edad precámbrica, 0,5-1 grs de muestra es suficiente, mientras que para una de edad Terciaria superior son indispensables 2-3 grs. El concentrado debe ser homogéneo, representativo de la roca a datar y poseer una pureza superior al 95%.

Para el análisis de roca total, se hace una molienda grosera de la muestra para obtener fragmentos de 2-10 mm de tamaño, procurando que se produzca poco polvo. Se tamiza y se recoge la fracción entre 0,6-1 mm, eliminando el polvo. Se cuarteo para obtener 80 a 100 grs de roca y esta cantidad se cuarteo nuevamente obteniéndose dos fracciones, A y B, lo más homogéneas y representativas posible, que utilizaremos para hacer el análisis duplicado.

Este segundo cuarteo es especialmente crítico en el caso de rocas y minerales pobres en potasio. De las dos fracciones A y B se separa 1/3 de muestra y se muele para pasar totalmente por el tamiz de 100 mesh y se utilizará para el análisis de K. Los restantes 2/3 servirán para el análisis de argón.

4.- Fundamentos y campos de aplicación de la sistemática Pb-Pb

4.1. Fundamentos del método

El plomo es un elemento que tiene cuatro isótopos, de masas 204, 206, 207 y 208, de los cuales sólo el ^{204}Pb es estable, en tanto que los otros tres son el resultado final de la desintegración radioactiva del ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th , respectivamente. La vida media de estos tres elementos es muy diferente, la del ^{238}U es comparable a la edad de la Tierra, la del ^{235}U es mucho más corta, lo que quiere decir que casi la totalidad del ^{235}U se ha desintegrado a ^{207}Pb , y la del ^{232}Th es comparable a la edad del Universo.

El término Plomo común se utiliza para definir la cantidad de plomo existente en una muestra con un contenido en uranio nulo o despreciable, y en la cual, a su vez la proporción de plomo radigénico va a ser muy pequeña

En estos materiales (minerales o rocas totales), sin uranio o en cantidades muy pequeñas, podemos utilizar la diferente velocidad de desintegración de los isótopos padre (^{235}U y ^{238}U) para estimar la edad de formación del mismo, sin necesidad de saber la concentración en U y teniendo, únicamente, en cuenta las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Cuanto más antiguo sea el material, mayor será la diferencia entre éstas.

Este método, Plomo común, ha sido utilizado, fundamentalmente en el campo de las Geociencias, para la determinación de la edad modelo en Galenas y Cerusita, y también como trazador isotópico en feldespatos. En algunos casos y en rocas muy antiguas (>1000 Ma) se ha utilizado para estimar la edad mediante el método isocrona.

Actualmente, y desde inicios de esta última década, se ha producido una gran apertura en cuanto a sus aplicaciones. Así en estudios medioambientales (atmosférico, hidrológicos, edafológicos, etc), con gran interés social y científico, la determinación de las relaciones isotópicas del plomo, también pueden ser utilizadas como trazadores de los procesos de contaminación (naturaleza del agente contaminante, procedencia del mismo, etc).