

## Capítulo 6. Geoquímica Isotópica.

### 6.1. Introducción.

Todos los elementos que existen naturalmente están conformados por sus diferentes isótopos (mismo número de protones y diferente número de neutrones), algunos de los cuales pueden ser inestables. El decaimiento radiactivo de los isótopos inestables de un elemento produce isótopos más estables (cuando hay cadenas de desintegración) o completamente estables del mismo o diferentes elementos que son acumulados en rocas y minerales. Con este principio se pueden calcular las edades absolutas de diferentes rocas y usar también las relaciones de isótopos radiogénicos para entender su petrogénesis, ya que los isótopos pesados no se fraccionan durante los distintos procesos magmáticos que tiene la roca durante su historia.

Se utilizaron dos métodos isotópicos (Rb-Sr, Sm-Nd) para obtener información sobre el origen de las rocas de este estudio analizadas mediante espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS). También se obtuvieron las edades absolutas de algunas muestras en minerales por dos métodos isotópicos (Ar-Ar, U-Pb) adicionales.

### 6.2. Decaimiento radiactivo y geocronología.

Los núcleos de los átomos (núclidos) de ciertos elementos que son naturalmente inestables (padre) decaen espontáneamente de distintas maneras emitiendo partículas y energía radiante a un núclido de un elemento más estable (hijo). A este proceso se le llama decaimiento radiactivo.

La tasa de decaimiento de un núclido inestable según Rutherford y Soddy (Faure et al., 2005) es proporcional al número de núclidos padre que quedan ( $N$ ) en cualquier tiempo ( $t$ ):

$$-\frac{dN}{dt} \propto N$$

donde el signo negativo indica que la tasa disminuye en función del tiempo. Se agrega la constante de decaimiento ( $\lambda$ ):

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N$$

Reordenando los distintos términos e integrando:

$$-\frac{dN}{N} = \lambda dt$$

$$-\int \frac{dN}{N} = \lambda \int dt$$

$$-\ln N = \lambda t + C$$

Ya que el número de núclidos padre es igual al número de núclidos padre iniciales ( $N=N_0$ ) cuando  $t=0$ :

$$C = -\ln N_0$$

Se sustituye y se reagrupa:

$$-\ln N = \lambda t - \ln N_0$$

$$-\lambda t = \ln N - \ln N_0$$

$$-\lambda t = \ln \frac{N}{N_0}$$

$$e^{-\lambda t} = \frac{N}{N_0}$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Esta última es la ecuación básica que describe todo proceso de decaimiento radiactivo.

Cuando un núclido inestable ( $N$ ) decae en un sistema cerrado como una roca o mineral, el número de núclidos hijo ( $D^*$ ) que se acumulan en la roca o mineral es igual al número de núclidos inestables iniciales ( $N_0$ ) que han decaído:

$$D^* = N_0 - N$$

Se sustituye  $N$  de la ecuación de decaimiento radiactivo en la ecuación anterior:

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t}$$

$$D^* = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

Pero ya que el número de núclidos padre iniciales ( $N_0$ ) no puede ser medido y sólo puede ser determinado cuando el número de núclidos padre presentes ( $N$ ) y la edad se conocen, se despeja la ecuación de decaimiento radiactivo en función de  $N_0$ :

$$N_0 = N e^{\lambda t}$$

Se sustituye en la ecuación  $D^*$ :

$$D^* = N e^{\lambda t} - N$$

$$D^* = N(e^{\lambda t} - 1)$$

El número de hijos totales ( $D$ ) de una roca es la suma de los núclidos hijos presentes cuando se formó la roca ( $D_0$ ) y los hijos radiogénicos ( $D^*$ ):

$$D = D_0 + D^*$$

Así:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

Esta es la ecuación base para el cálculo de las edades de rocas y minerales. Se han asignado valores de  $\lambda$  para el núclido padre en cuestión por diferentes autores. Los valores de  $D$  y  $N$  son determinados por espectrometría de masas y el valor de  $D_0$  puede ser determinado por diferentes métodos.

### 6.3. Método Rb-Sr.

El Rb tiene dos isótopos, uno de los cuales,  $^{87}\text{Rb}$ , es inestable y decae a  $^{87}\text{Sr}$  por emisión  $\beta^-$  con una vida media de  $48.8(13) \times 10^9$  años [a] y  $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$  [a $^{-1}$ ], valores de Steiger y Jäger (1977). Al sustituir los valores de los isótopos padre e hijo en la última ecuación se obtiene:

$$^{87}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1)$$

que es la ecuación de la evolución de  $^{87}\text{Rb}$  a  $^{87}\text{Sr}$  a través del tiempo. Por fines prácticos, tanto el isótopo padre como del hijo se dividen entre  $^{86}\text{Sr}$  que es un isótopo estable cuyo valor no cambia a través del tiempo. Así:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

La relación  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  se obtiene a partir de las concentraciones de ambos elementos, obtenidas por dilución isotópica (ver sección 3.6.1.), a partir de las abundancias de los dos isótopos y de los pesos atómicos de ambos elementos en la muestra:

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{\text{Rb}(\text{conc.})}{\text{Sr}(\text{conc.})} * \frac{^{87}\text{Rb}(\text{ab.})}{^{86}\text{Sr}(\text{ab.})} * \frac{\text{Sr}(\text{p.at.})}{\text{Rb}(\text{p.at.})}$$

Las abundancias de los isótopos de *Sr* son calculadas para cada muestra a partir de las relaciones isotópicas medidas en el espectrómetro ya que dependen de la abundancia de  $^{87}\text{Sr}$  producido por  $^{87}\text{Rb}$ , que a su vez depende de la concentración de *Rb* en la muestra. Por lo tanto, el peso atómico de *Sr* también será diferente para cada muestra.

Ya que para este estudio se obtuvieron las edades de algunas muestras por otros métodos isotópicos, este método se utilizó únicamente para calcular la relación inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de cada muestra en un tiempo dado, que brinda información sobre las fuentes de las que se generaron los magmas:

$$\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_o = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} - \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

#### 6.4. Método Sm-Nd.

El *Sm* y el *Nd* tienen cada uno siete isótopos naturales. El  $^{147}\text{Sm}$  es uno de sus isótopos radioactivos y decae a  $^{143}\text{Nd}$  por emisión  $\alpha$  – con una vida media de  $1.06 \times 10^{11}$  [a] y  $\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$  [a<sup>-1</sup>], basado en revisiones de la literatura hechos por Lugmair y Marti (1978) y Begemann et al. (2001). Se utiliza el isótopo  $^{144}\text{Nd}$  como denominador por ser estable. La ecuación de la evolución de  $^{147}\text{Sm}$  a  $^{143}\text{Nd}$  a través del tiempo es:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_o + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

La relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  se obtiene de la misma manera descrita para el método *Rb-Sr*, a partir de las concentraciones de ambos elementos obtenidas por dilución isotópica, y las abundancias y los pesos atómicos de los diferentes isótopos de *Nd*. Este método se utilizó también para obtener las relaciones iniciales de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  al despejar la

ecuación anterior, así como para calcular edades modelo basadas en la evolución del  $Nd$  a partir de un manto empobrecido (DM). También se obtuvo la notación  $\epsilon Nd$  que compara la relación  $^{143}Nd/^{144}Nd$  actual de las rocas terrestres, respecto a los mismos valores actuales de un modelo de reservorio condritico uniforme (CHUR).

#### 6.4.1. Evolución del CHUR y edades modelo respecto al DM.

El modelo CHUR asume que el  $Nd$  en el manto ha evolucionado a través de la historia del planeta en un reservorio uniforme cuya relación  $Sm/Nd$  es la misma que la de meteoritos condriticos (Figura 33).

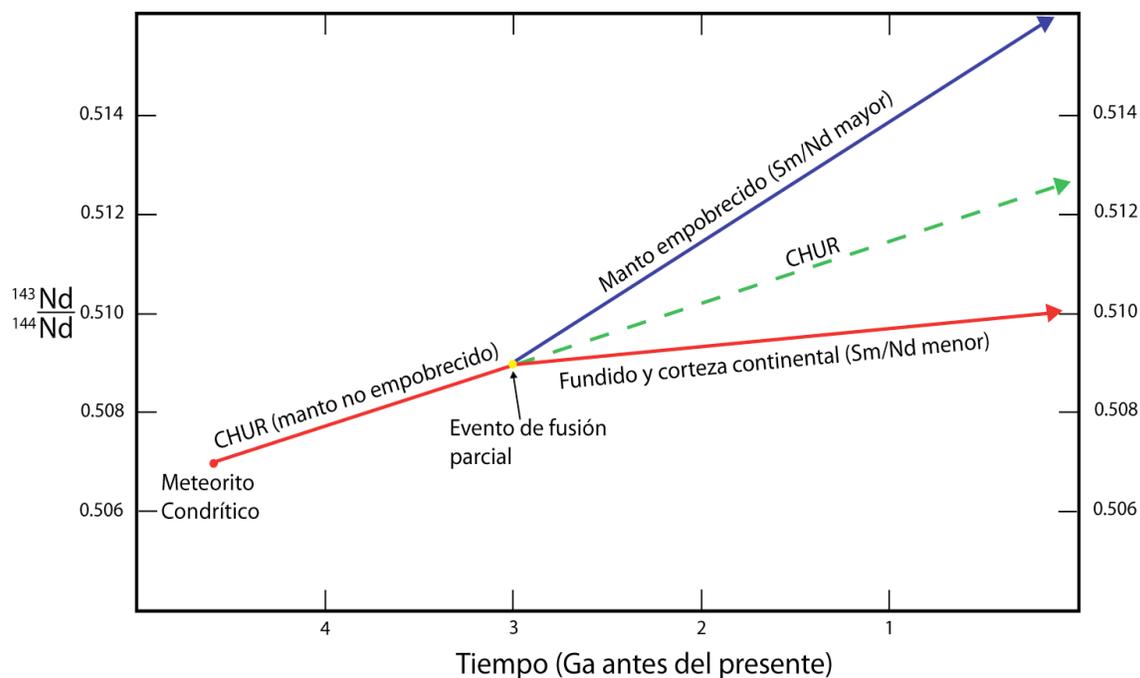


Figura 33. Evolución del manto terrestre a través del tiempo a partir de una composición condritica original. Modificado de Winter (2001) y Faure (2005).

Los valores de  $^{143}Nd/^{144}Nd$  que presenta el fundido y la corteza continental son variables ya que hay rocas de muy diferentes composiciones. Sin embargo, los valores del manto empobrecido también son un poco variables ya que éste es heterogéneo. A partir de este modelo se pueden calcular edades modelo respecto a la evolución del CHUR o el DM al utilizar la ecuación general para determinar las edades de las rocas:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}^t + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} (e^{\lambda t} - 1)$$

El superíndice  $t$  indica un tiempo en el pasado. Se puede obtener la relación  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  del DM en el pasado despejando:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}^t = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} (e^{\lambda t} - 1)$$

De igual manera para una roca (R):

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R (e^{\lambda t} - 1)$$

Ya que:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}^t = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R^t$$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} (e^{\lambda t} - 1) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R (e^{\lambda t} - 1)$$

Despejando  $(e^{\lambda t} - 1)$ :

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R (e^{\lambda t} - 1) - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} (e^{\lambda t} - 1) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}$$

$$(e^{\lambda t} - 1) = \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}}$$

Despejando  $t$ :

$$t(T_{DM}) = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM}} + 1 \right] = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - 0.513089}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_R - 0.2128} + 1 \right]$$

Los valores  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513089$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2128$  del DM usados en este trabajo son los determinados por Schaaf et al. (1994) en xenolitos del manto

encontrados en San Luís Potosí porque son los únicos valores reportados del manto empobrecido en México, aunque pueden existir variaciones locales.

La anterior es la ecuación de la edad modelo ( $T_{DM}$ ) de la evolución del  $Nd$ , que indica el tiempo en que éste se separó del DM, ya que se asume que las fuentes de las rocas de este estudio provienen de un manto empobrecido y no directamente del CHUR.

#### 6.4.2. Notación $\epsilon Nd$ .

La notación  $\epsilon Nd$  es un valor que indica cuánto varía la relación isotópica  $^{143}Nd / ^{144}Nd$  de una roca respecto al CHUR:

$$\epsilon Nd = \left[ \frac{(^{143}Nd / ^{144}Nd)_R - (^{143}Nd / ^{144}Nd)_{CHUR}}{(^{143}Nd / ^{144}Nd)_{CHUR}} \right] \times 10^4$$

Las relaciones isotópicas tanto de la roca como del CHUR son las actuales. El valor  $^{143}Nd / ^{144}Nd$  actual del CHUR es 0.512638 (Faure, 2005).

También se calcularon las relaciones  $\epsilon Nd$  iniciales, para lo cual se obtuvo primero la relación inicial  $^{143}Nd / ^{144}Nd$  de cada muestra, así como el valor del CHUR respecto a la edad de cada muestra al despejar la ecuación de la evolución del  $^{147}Sm$  a  $^{143}Nd$  en un tiempo  $t$ :

$$\left( \frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}^t = 0.512638 - 0.1967(e^{\lambda t} - 1)$$

Los valores  $^{143}Nd / ^{144}Nd$  y  $^{147}Sm / ^{144}Nd$  actuales del CHUR utilizados para el último cálculo son 0.512638 y 0.1967 respectivamente (Faure, 2005).

Así, un valor inicial positivo de  $\epsilon Nd$  indica que la muestra está enriquecida en  $^{143}Nd$  radiogénico respecto a CHUR y por lo tanto proviene de una fuente con mayor  $Sm / Nd$ , como el manto empobrecido. Por el contrario, un valor negativo indica que la muestra tiene poco  $^{143}Nd$  radiogénico y por lo tanto proviene de una fuente con una relación  $Sm / Nd$  baja como la corteza continental.

La tabla 7 presenta la isotopía de  $Rb-Sr$  y  $Sm-Nd$  de las muestras de este estudio así como para la MS-25 de Schaaf (1990) y la Aq-1, ATG-1, D5-2ext y D5-2int de Valdez (2006).

Muestra	Tipo de roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd	$2$ SE(M)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd	$2$ SE(M)	$\epsilon\text{Nd}$	1sd	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$(\epsilon\text{Nd})_i$	T- NdDM (Ga)	Edad de la muestra (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)
JLT-8A	microgabro	0.182	0.703694	38	11	0.703399	0.156	0.512903	16	4	5.17	0.31	0.512787	5.77	0.497	114	21.10	334.99	6.37	24.74
JLT-12	microgabro	0.103	0.703620	36	9	0.703453	0.147	0.512881	16	4	4.74	0.31	0.512772	5.47	0.480	114	17.63	495.25	3.00	12.38
JLT-13C	dique basáltico	0.048	0.703347	35	9	0.703299	0.171	0.512909	20	6	5.29	0.39	0.512830	5.51	0.665	70	5.85	353.15	5.62	19.81
JLT-23	cuarzo- monzodiorita	0.362	0.704149	38	10	0.703789	0.119	0.512774	20	5	2.65	0.39	0.512720	3.35	0.511	70	86.97	694.34	4.87	24.80
JLT-30-2	microgabro	0.163	0.703758	40	11	0.703493	0.153	0.512903	15	4	5.17	0.29	0.512789	5.81	0.475	114	23.40	414.52	8.28	32.72
JLT-32	microgabro	0.144	0.703837	38	10	0.703603	0.173	0.512924	19	5	5.58	0.37	0.512795	5.93	0.631	114	22.13	443.95	3.19	11.16
JLT-41	microgabro	0.404	0.704704	36	10	0.704130	0.163	0.512941	20	5	5.91	0.39	0.512834	6.34	0.456	100	45.77	327.91	3.50	12.95
JLT-45	microgabro	0.038	0.703497	35	10	0.703435	0.169	0.512984	17	5	6.75	0.33	0.512858	7.15	0.366	114	5.06	380.48	6.22	22.24
MZ-3	microgabro	0.005	0.703498	30	8	0.703493	0.154	0.512911	23	8	5.33	0.45	0.512840	5.70	0.465	70	2.34	1446.50	1.14	4.47
MZ-4	gabro	0.042	0.703536	37	10	0.703495	0.144	0.512939	16	4	5.87	0.31	0.512873	6.34	0.335	70	13.13	910.58	9.64	40.37
MS-25	gabro	0.223	0.703515	35	9	0.703154	0.185	0.512988	29	7	6.83	0.58	0.512850	7.00	0.558	114	25.00	318.00	2.50	8.20
Aq-1	gabro	0.054	0.703780	35	9	0.703736	0.162	0.512912	17	5	5.34	0.34	0.512852	5.60	0.532	57	11.77	628.40	2.02	7.54
ATG-1	meta- arenisca	43.30	0.751693	34	9	0.679078	0.187	0.512721	22	6	1.62	0.43	0.512576	1.76	2.202	118	232.92	15.63	1.81	5.84
D5-2Ext	basalto (P. Rivera)	0.093	0.702506	39	10	0.702504	0.208	0.513251	18	5	11.96	0.35	0.513249	11.96	-	1.4	5.66	175.50	8.05	23.40
D5-2int	basalto (P.Rivera)	0.314	0.702526	41	11	0.702520	0.209	0.513239	19	5	11.72	0.37	0.513237	11.72	-	1.4	16.01	147.65	6.82	19.77

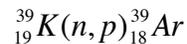
Tabla 7. Relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $\epsilon\text{Nd}$  (ver sección 3.6.2) y sus relaciones iniciales correspondientes que se identifican con el sufijo i. También se presentan las edades modelo ( $T_{DM}$ ) y las concentraciones de Rb, Sr, Sm, y Nd en ppm calculadas por dilución isotópica, excepto la Aq-1, ATG-1, D5-2ext y la D5-2int, obtenidas por ICP-MS. 1sd = una desviación estándar.  $2 SE(M) = 2sd/\text{raíz de } n$ .

Todas las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  y  $\epsilon\text{Nd}$  se escriben con el sufijo *i*. Las edades utilizadas para dichos cálculos fueron redondeadas y son distintas entre sí, como se explica posteriormente.

Para las muestras de Valdez (2006), no se realizó dilución isotópica y por lo tanto no se obtuvieron las relaciones  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$  y  $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ . Para fines comparativos, éstas se calcularon a partir de las concentraciones obtenidas por ICP mediante la ecuación para calcular la relación  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$  y su análoga para calcular  $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ . Para ambos métodos se calcularon las abundancias y los pesos atómicos de *Sr* y *Nd* a partir de los valores  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  medidos.

### 6.5. Método Ar-Ar.

Este método se basa en la formación de  $^{39}\text{Ar}$  al irradiar muestras y minerales ricos en *K* con neutrones lentos (termales) y rápidos en un reactor nuclear. La reacción deseada es:



El  $^{39}\text{Ar}$  es inestable y decae a  $^{39}\text{K}$  por emisión de partículas  $\beta^-$  con una vida media de 269 años, pero se puede considerar al  $^{39}\text{Ar}$  como estable dado el corto tiempo en el que se realizan los análisis. Al irradiar una muestra con neutrones en un reactor nuclear, se forman isótopos de *Ar* por muchas reacciones que involucran *K*, *Ca* y *Cl*. Idealmente, se forma  $^{39}\text{Ar}$  exclusivamente por la reacción con  $^{39}\text{K}$  expresada antes.

El número de átomos de  $^{39}\text{Ar}$  formados al irradiar la muestra es:

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K}\Delta T \int \phi(\epsilon)\sigma(\epsilon)d\epsilon$$

Donde  $^{39}\text{K}$  es el número de átomos de este isótopo en la muestra irradiada,  $\Delta T$  es la duración de la irradiación,  $\phi(\epsilon)$  es la densidad de flujo neutrónico en una energía  $\epsilon$ ,  $\sigma(\epsilon)$  es la sección de captura de  $^{39}\text{K}$  para neutrones con energía  $\epsilon$ , y se integra a lo largo de todo el espectro energético de los neutrones ( $d\epsilon$ ).

El número de átomos radiogénicos de  $^{40}\text{Ar}$  por el decaimiento de  $^{40}\text{K}$  durante su vida, está dado por:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} ^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1)$$

Donde  $\lambda_e$  es la constante de decaimiento del  $^{40}\text{K}$  a  $^{40}\text{Ar}$  (ya que el  $^{40}\text{K}$  también decae a  $^{40}\text{Ca}$ ) y  $\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$  es la constante total del decaimiento de  $^{40}\text{K}$ .

Después de la irradiación de la muestra por neutrones, se obtiene la relación  $^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar}$  al dividir las dos ecuaciones anteriores:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1)}{^{39}\text{K} \Delta T \int \phi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon}$$

Dado que  $\phi(\varepsilon)$  y  $\sigma(\varepsilon)$  son difíciles de evaluar porque el espectro energético de los neutrones incidentes y las secciones de  $^{39}\text{K}$  para captura de neutrones de energías variables no son bien conocidas, se introduce el parámetro  $J$  que se obtiene al invertir la ecuación anterior y reordenando:

$$\frac{^{39}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}^*} = \frac{\lambda ^{39}\text{K} \Delta T}{\lambda_e ^{40}\text{K}} \int \phi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon \frac{1}{(e^{\lambda t} - 1)} = J \frac{1}{(e^{\lambda t} - 1)} = \frac{J}{(e^{\lambda t} - 1)}$$

Así:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{e^{\lambda t} - 1}{J}$$

Esta ecuación sugiere que  $J$  puede ser determinado al irradiar una muestra de edad conocida (mediante el método  $K\text{-Ar}$ ), junto con las muestras de edad desconocida. A este parámetro se le llama el monitor de flujo (flux monitor). Una vez medida la relación  $^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar}$  del monitor de flujo, se puede obtener  $J$  despejando:

$$J = \frac{e^{\lambda t_m} - 1}{\left( ^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar} \right)_m}$$

Donde  $t_m$  es la edad conocida del monitor.

Ya que el espectro energético del flujo neutrónico al que es expuesta una muestra dada durante la irradiación depende de su posición en el muestreador, varias

muestras del monitor se colocaron entre las muestras desconocidas en una sólo posición conocida del muestreador, en este caso .

Una vez irradiadas las muestras desconocidas y las del monitor durante 20 megawatt-hora, el Ar de los monitores se liberó fundiéndolos en una línea de extracción de ultra alto vacío, se purificó mediante dos métodos y se midieron las relaciones  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  en un espectrómetro VG-3600. Los datos fueron corregidos respecto a varios parámetros. Posteriormente se calcularon los valores de  $J$  y se obtuvo un promedio ponderado de éstos para obtener un valor único para todas las muestras ( $3.58 \times 10^{-3}$   $1.017 \times 10^{-5}$ ). Como monitor se utilizó el MMhb-1 (Samson y Alexander, 1987) con una edad de 513.9 Ma (Lanphere y Dalrymple, 2000).

Las relaciones  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  de las muestras desconocidas se determinaron calentandolas incrementalmente e individualmente por medio de un láser iónico de Ar de 6-watts dentro de la línea de extracción de alto vacío, purificadas y medidas en el espectrómetro. Todos los análisis fueron realizados por Paul Layer en 2008 en el Instituto de Geofísica de la Universidad de Alaska en Fairbanks. La irradiación de las muestras fue realizada en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá.

Una vez obtenidas las relaciones  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  y el valor de  $J$  de cada muestra, se despeja la penúltima ecuación para obtener su edad:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} J + 1 \right)$$

### **6.5.1. Calentamiento incremental.**

Una técnica empleada es obtener varias edades de una misma muestra (minerales) a partir de la obtención de la relación  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  conforme se libera Ar, al incrementar la temperatura por pasos, hasta fundir la muestra. Si la muestra perdió (por alteración o recalentamiento) o ganó (atmosférico) Ar radiogénico ( $^{40}\text{Ar}^*$ ) a lo largo de su historia, el calentamiento por pasos puede presentar un espectro de edades que muestre la evolución de la roca desde su enfriamiento. Lo anterior, ya que al calentar

el mineral con la mínima temperatura, el gas liberado será el de las superficies de los cristales y de sitios donde se puede perder o ganar *Ar* más fácilmente (se disminuye o se aumenta la relación  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  y su edad respectivamente). Las fracciones de gas liberadas a temperaturas mayores serán las que presenten las relaciones  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  más realistas, ya que el *Ar* liberado con mayor temperatura provendrá de sitios de los cristales que lo retienen mejor o donde no atrapan *Ar* atmosférico. Por lo tanto, a altas temperaturas se puede obtener una meseta cuya edad puede ser una aproximación confiable a la edad de enfriamiento de la roca. Para las muestras analizadas, se calcularon las edades de meseta si es que tres o más fracciones de gas consecutivas abarcaron al menos 50% del espectro de  $^{39}\text{Ar}$  liberado y la diferencia entre una y otra estaban dentro del rango de dos desviaciones estándar ( $\text{MSWD} < \sim 2.7$ ). Todas las muestras fueron analizadas tres veces para comprobar su consistencia. En la figura 34 se presentan las gráficas del calentamiento por pasos de dos tipos de anfíboles para el gabro JLT-12. Las gráficas de  $\text{Ca}/\text{K}$  y  $\text{Cl}/\text{K}$  vs %  $^{39}\text{Ar}$  liberado son utilizadas para ver diferencias en la composición del mineral y detectar fraccionamiento de *Ca* y *Cl* respecto a *K* conforme éste se calienta y complementar la información de pérdida o ganancia de  $^{40}\text{Ar}^*$ . En la tabla 8 se presentan los resultados de los análisis realizados. En la tabla 9 se presenta un resumen de los resultados, con todas las edades con errores  $\pm 1$  sigma ( $1\sigma$ ) y calculadas utilizando las constantes de Steiger y Jäger (1977). La edad integrada está dada por la totalidad del gas medido y es equivalente a una edad de *K-Ar*, por lo que las edades no integradas son más realistas.

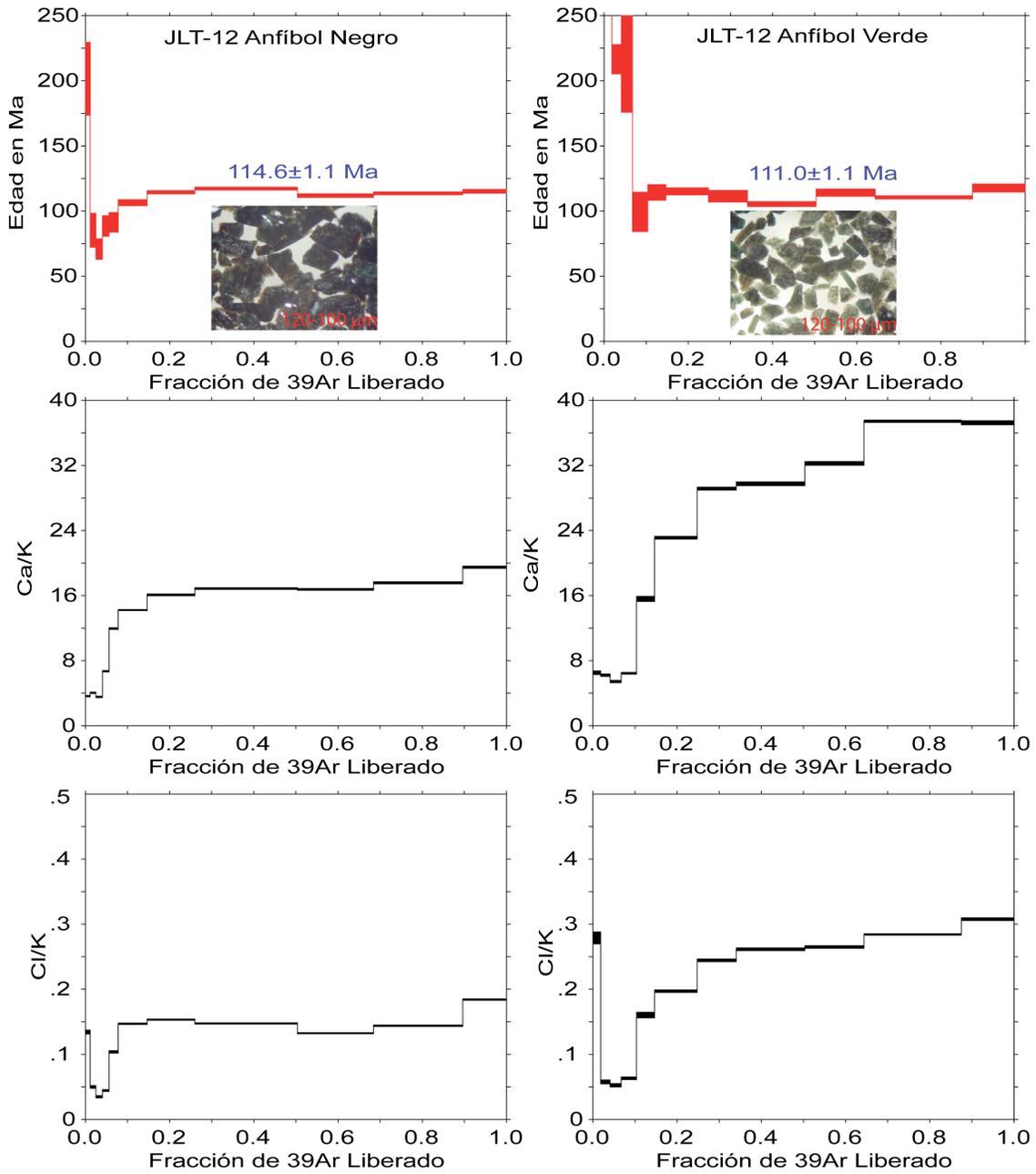


Figura 34. Gráficas de la edad contra la fracción de  $^{39}\text{Ar}$  liberado (en rojo), así como de las relaciones Ca/K y Cl/K contra la fracción de  $^{39}\text{Ar}$  liberado (en negro) de dos anfíboles (negro y verde) del gabro JLT-12.

.T-12-Anfibol negro.																
Promedio ponderado de J de los estándares = 3.585e-03 1.017e-05																
Potencia del láser	Acumulación	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	% Atm.	Ca/K	Cl/K	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	Edad							
(mW)	<sup>39</sup> Ar	medido	medido	medido	<sup>40</sup> Ar				(Ma)	(Ma)						
500	0.0116	262.198	3.797	1.9844	0.0532	0.7763	0.0195	87.4	3.646	0.098	0.13428	0.00297	32.975	4.828	201.6	27.9
750	0.0250	53.298	0.883	2.2052	0.0433	0.1353	0.0074	74.7	4.053	0.080	0.05018	0.00223	13.493	2.111	85.2	13.0
1000	0.0403	40.309	0.721	1.9339	0.0510	0.0991	0.0046	72.3	3.553	0.094	0.03504	0.00182	11.163	1.270	70.8	7.9
1250	0.0561	28.937	0.286	3.6483	0.0458	0.0515	0.0043	51.6	6.711	0.084	0.04450	0.00146	14.028	1.280	88.5	7.9
1500	0.0781	23.291	0.189	6.4849	0.0589	0.0317	0.0041	38.0	11.954	0.109	0.10389	0.00186	14.486	1.230	91.3	7.6
1750	0.1467	20.726	0.088	7.7104	0.0379	0.0152	0.0013	18.6	14.225	0.070	0.14719	0.00113	16.946	0.383	106.4	2.3
2000	0.2597	20.389	0.143	8.7184	0.0595	0.0099	0.0005	10.9	16.096	0.111	0.15339	0.00102	18.263	0.206	114.4	1.3
2500	0.5036	20.177	0.142	9.1321	0.0560	0.0077	0.0004	7.6	16.865	0.104	0.14759	0.00101	18.733	0.185	117.3	1.1
3000	0.6844	19.435	0.151	9.0794	0.0597	0.0082	0.0006	8.7	16.767	0.111	0.13255	0.00096	17.835	0.223	111.8	1.4
5000	0.8965	19.407	0.169	9.5131	0.0743	0.0073	0.0003	7.1	17.573	0.138	0.14403	0.00124	18.122	0.188	113.6	1.1
9000	1.0000	20.304	0.121	10.5398	0.0760	0.0098	0.0008	10.0	19.484	0.142	0.18424	0.00126	18.383	0.249	115.1	1.5
tegrada		23.710	0.069	8.7763	0.0252	0.0219	0.0003	24.3	16.204	0.047	0.14277	0.00045	18.041	0.112	113.1	0.8

.T-12-Anfibol verde.																
Promedio ponderado de J de los estándares = 3.585e-03 1.017e-05																
Potencia del láser	Acumulación	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	% Atm.	Ca/K	Cl/K	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	Edad							
(mW)	<sup>39</sup> Ar	medido	medido	medido	<sup>40</sup> Ar				(Ma)	(Ma)						
500	0.0183	750.477	18.064	3.5454	0.1228	2.0791	0.0569	81.8	6.522	0.227	0.27898	0.00928	136.721	9.632	719.6	41.8
750	0.0409	159.937	3.053	3.3824	0.0819	0.4220	0.0099	77.8	6.221	0.151	0.05788	0.00303	35.573	1.958	216.6	11.2
1000	0.0673	78.503	1.482	2.9612	0.0772	0.1472	0.0230	55.1	5.445	0.142	0.05260	0.00261	35.294	6.811	215.0	39.1
1250	0.1036	45.375	0.733	3.5053	0.0613	0.1012	0.0084	65.3	6.448	0.113	0.06335	0.00208	15.785	2.465	99.3	15.1
1500	0.1466	43.692	0.858	8.4471	0.1685	0.0888	0.0035	58.5	15.592	0.313	0.16054	0.00432	18.238	0.988	114.3	6.0
1750	0.2477	39.148	0.275	12.4776	0.0952	0.0742	0.0015	53.4	23.098	0.178	0.19727	0.00187	18.374	0.445	115.1	2.7
2000	0.3404	31.614	0.218	15.7085	0.1005	0.0518	0.0024	44.4	29.146	0.189	0.24458	0.00207	17.760	0.727	111.4	4.4
2500	0.5033	28.057	0.228	16.0251	0.1260	0.0432	0.0009	40.8	29.740	0.236	0.26161	0.00218	16.771	0.308	105.3	1.9
3000	0.6439	31.037	0.243	17.3561	0.1243	0.0489	0.0015	42.0	32.241	0.234	0.26498	0.00201	18.215	0.464	114.1	2.8
5000	0.8747	28.473	0.130	20.1027	0.0815	0.0431	0.0006	39.0	37.417	0.154	0.28423	0.00111	17.614	0.201	110.5	1.2
9000	1.0000	26.260	0.184	20.0041	0.1352	0.0316	0.0016	29.4	37.231	0.255	0.30774	0.00222	18.797	0.508	117.7	3.1
tegrada		48.441	0.135	15.6434	0.0423	0.0986	0.0010	57.5	29.024	0.079	0.24365	0.00072	20.807	0.302	129.8	1.9

Tabla 8. Resultados de los análisis de calentamiento incremental para obtener la edad <sup>40</sup>Ar\*/<sup>39</sup>Ar de la muestra JLT-12 de un anfíbol negro y uno verde. ±1σ = una desviación estándar.

Muestra	Edad Integrada (Ma)	Edad de Meseta (Ma)	Información de Meseta
JLT-12 Negro Ca/K = 16	113.1 ± 0.7	114.6 ± 1.1	5 de 11 fracciones 85% de <sup>39</sup> Ar liberado MSWD = 2.7
JLT-12 Verde Ca/K = 29	129.8 ± 1.9	111.0 ± 1.1	6 de 11 fracciones 77% de <sup>39</sup> Ar liberado MSWD = 2.6

Tabla 9. Resumen de los resultados del fechamiento <sup>40</sup>Ar\*/<sup>39</sup>Ar de dos anfíboles de la muestra JLT-12.

### 6.6. Método U-Pb.

El uranio tiene tres isótopos naturales <sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U y <sup>234</sup>U los cuales son todos radiactivos. El decaimiento de <sup>238</sup>U produce una serie de isótopos hijo (que incluye al <sup>234</sup>U) algunos de los cuales tienen decaimiento ramificado (por emisión de una partícula  $\alpha$  o una  $\beta$ ) que finalmente decaen a <sup>206</sup>Pb por emisión de ocho partículas  $\alpha$  y seis  $\beta$ . De manera similar, el <sup>235</sup>U decae finalmente a <sup>207</sup>Pb por la emisión de siete partículas  $\alpha$  y cuatro  $\beta$ . La vida media del <sup>238</sup>U es  $4.468 \times 10^9$  [a] con  $\lambda_1 = 1.55125 \times 10^{-10}$  [a<sup>-1</sup>]. La vida media del <sup>235</sup>U es  $0.7038 \times 10^9$  [a] con  $\lambda_2 = 9.8485 \times 10^{-10}$  [a<sup>-1</sup>]. Ya que las vidas medias del <sup>238</sup>U y <sup>235</sup>U son mucho mayores que las de sus isótopos hijos, se puede establecer que la tasa de producción de un hijo estable al final de la cadena de decaimiento es igual a la tasa de producción de su isótopo padre (equilibrio secular). Por lo tanto, y para las muestras de este trabajo, se puede asumir que el <sup>238</sup>U decae directamente a <sup>206</sup>Pb y que el <sup>235</sup>U decae directamente a <sup>207</sup>Pb.

Se sustituye en la ecuación de la evolución de un isótopo padre a uno hijo obtenida anteriormente y se divide entre <sup>204</sup>Pb que es el único isótopo no radiogénico estable de Pb:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_o + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_o + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

En este trabajo las relaciones isotópicas de *U* y *Pb* (así como *Th*) de cada sistema se determinaron directamente por ablación láser y espectrometría plasma-masas acoplado por inducción con multicolectores (LA-MC-ICP-MS por sus siglas en inglés) en el Centro Laserchron de la Universidad de Arizona. El láser empleado es un *New Wave 193 nm ArFlaser ablation system* que puede fundir una sección de 40 a 10 μm de diámetro y una profundidad de 15 a 6 μm parte del cristal analizado. Una vez fundida la parte del cristal que se desea, se utiliza una mezcla *He* y *Ar* como gas transportador antes de introducir la muestra a la antorcha de plasma que la ioniza. La muestra es después medida en un *Nu Plasma HR ICPMS*. La corrección por fraccionamiento de *Pb* respecto a *U* y *Th* en la muestra se realiza comparando el mismo comportamiento en estándares del mismo mineral que son analizados junto con las muestras. Para estas muestras, el fraccionamiento de todos los elementos se monitoreó analizando el estándar Peixe con una edad de 564±4 Ma (2σ) obtenida por ID-TIMS. Las concentraciones de *U* y *Th* fueron monitoreadas analizando el estándar NIST 610 Glass con ~500 ppm de *U* y *Th*.

La premisa de que las rocas y minerales que se fechan por *U-Pb* se mantuvieron como un sistema completamente cerrado se satisface sólo raramente (Faure, 2005). El *U* es móvil en condiciones oxidantes y tiende a perderse (como en el intemperismo químico). También puede haber pérdida de *Pb* por daños de radiación en cristales al emitirse partículas α por el decaimiento del *U*. El desequilibrio radioquímico puede a su vez alterar el sistema isotópico (exceso o deficiencia de <sup>230</sup>*Th* provoca exceso o deficiencia de <sup>206</sup>*Pb*). Además, la pérdida de isótopos de *Rn* por difusión impiden que se establezca el equilibrio secular. Estos factores son adicionales a la asunción de que el sistema se haya enfriado rápidamente (evitando difusión) y que no se haya abierto por metamorfismo. Ya que en este caso se utilizaron zircones magmáticos, que son minerales muy duros y cristalizan a altas temperaturas, el proceso que pudo llevarse

a cabo más probablemente, posteriormente al enfriamiento de la roca, fue el de pérdida de  $Pb$  por daños de radiación al decaer el  $U$ .

La pérdida de  $U$  o  $Pb$  o la ganancia de  $U$  puede compensarse por un método gráfico desarrollado por Ahrens (1955) y Wetherill (1956, 1963). Para ello, las ecuaciones de la evolución de ambos sistemas se reorganizan para que muestren las relaciones de

$^{206}Pb$  radiogénico a  $^{238}U$  y  $^{207}Pb$  radiogénico a  $^{235}U$ :

$$\frac{^{206}Pb/^{204}Pb - (^{206}Pb/^{204}Pb)_o}{^{238}U/^{204}Pb} = \frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} = e^{\lambda_1 t} - 1$$

$$\frac{^{207}Pb/^{204}Pb - (^{207}Pb/^{204}Pb)_o}{^{235}U/^{204}Pb} = \frac{^{207}Pb^*}{^{235}U} = e^{\lambda_2 t} - 1$$

Posteriormente se calculan distintos valores de  $e^{\lambda_1 t} - 1$  y  $e^{\lambda_2 t} - 1$  para diferentes tiempos y se grafican dichos valores  $^{206}Pb^*/^{238}U$  obtenidos contra  $^{207}Pb^*/^{235}U$ . Así se forma la curva llamada concordia.

Si el sistema no ha perdido o ganado  $U$ , o perdido  $Pb$ , los zircons graficarán sobre la curva de concordia desde su origen (al cristalizar el magma) hasta el punto que corresponde a la edad del sistema (cuando es medida la muestra). Si el sistema ganó  $U$  o perdió  $Pb$  en proporciones variables por algún evento geológico, los zircons graficarán debajo de la curva de concordia. Si existió una pérdida de  $U$ , los cristales graficarán arriba de la concordia.

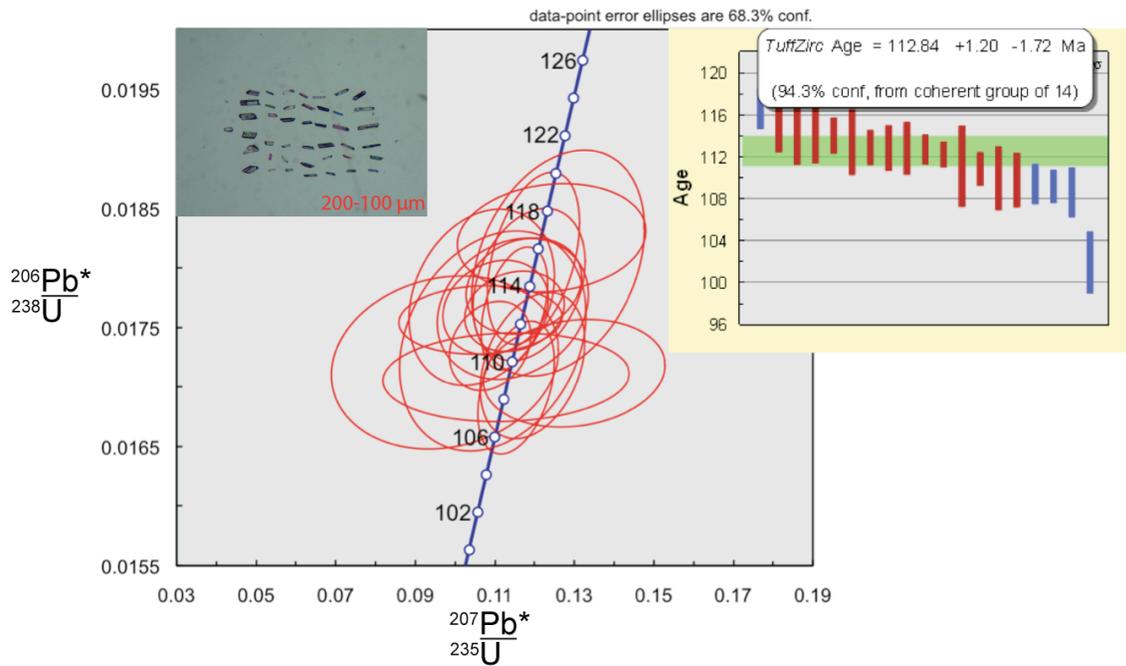
Se analizaron individualmente 19 cristales de zircón para la muestra JLT-12 y 20 cristales para la muestra JLT-32, a los que previamente se les hizo catodoluminiscencia. Los tamaños de los cristales de ambas muestras fueron de 100 a 200  $\mu m$ . En la tabla 10 se presentan los resultados de los análisis realizados. Los resultados procesados se muestran en la figura 35.

Análisis geocronológicos U-

Análisi						Relaciones					Edades aparentes (Ma)						Mejor edad (Ma)	
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	±1σ (%)	207Pb* 235U	±1σ (%)	206Pb* 238U	±1σ (%)	error corr.	206Pb* 238U	±1σ (Ma)	207Pb* 235U	±1σ (Ma)	206Pb* 207Pb*	±1σ (Ma)	Mejor (Ma)	±1σ (Ma)
<i>JLT-12</i>																		
JLT12-1	985	4600	0.5	19.83	6.9	0.1195	7.3	0.01718	2.4	0.33	110	3	115	8	215	159	110	3
JLT12-2	447	6490	0.6	21.25	10.7	0.1145	11.0	0.01766	2.2	0.20	113	2	110	11	52	257	113	2
JLT12-3	455	6240	0.9	21.90	13.7	0.1095	14.1	0.01739	3.5	0.25	111	4	105	14	-20	332	111	4
JLT12-4	500	6220	0.7	22.10	7.8	0.1102	8.0	0.01767	1.5	0.19	113	2	106	8	-42	190	113	2
JLT12-5	1233	2720	0.6	20.32	5.0	0.1153	5.5	0.01699	2.2	0.40	109	2	111	6	158	118	109	2
JLT12-6	183	2000	1.2	25.49	26.7	0.0862	26.8	0.01593	2.9	0.11	102	3	84	22	-401	706	102	3
JLT12-7	491	7310	0.7	22.93	11.0	0.1067	11.3	0.01775	2.8	0.24	113	3	103	11	-132	272	113	3
JLT12-8	543	6520	0.6	19.76	10.8	0.1259	11.4	0.01804	3.5	0.30	115	4	120	13	223	251	115	4
JLT12-9	357	5230	0.6	20.87	18.1	0.1128	18.1	0.01708	1.4	0.08	109	2	109	19	95	431	109	2
JLT12-	340	3310	0.6	24.35	19.1	0.0974	19.3	0.01720	2.8	0.14	110	3	94	17	-283	491	110	3
JLT12-	521	3510	0.7	20.98	8.1	0.1173	8.2	0.01785	1.5	0.18	114	2	113	9	83	191	114	2
JLT12-	353	6250	0.7	20.25	12.5	0.1243	12.6	0.01825	1.6	0.13	117	2	119	14	167	293	117	2
JLT12-	450	6740	0.7	20.75	7.5	0.1186	7.9	0.01786	2.4	0.30	114	3	114	8	108	177	114	3
JLT12-	628	9100	0.9	21.15	7.1	0.1150	7.2	0.01764	1.3	0.17	113	1	110	8	63	169	113	1
JLT12-	412	8100	0.7	22.75	12.7	0.1064	12.7	0.01756	1.1	0.08	112	1	103	12	-114	314	112	1
JLT12-	695	9140	0.7	20.82	5.9	0.1197	6.4	0.01808	2.6	0.41	116	3	115	7	101	139	116	3
JLT12-	352	5970	0.7	18.16	11.5	0.1299	11.6	0.01712	1.7	0.15	109	2	124	14	414	257	109	2
JLT12-	974	13700	0.5	21.19	4.4	0.1149	4.8	0.01766	1.9	0.40	113	2	110	5	59	105	113	2
JLT12-	461	6220	0.8	21.98	6.0	0.1088	6.2	0.01734	1.4	0.23	111	2	105	6	-29	146	111	2
<i>JLT-32</i>																		
JLT32-1	697	9630	1.0	20.24	5.5	0.1226	6.4	0.01800	3.4	0.53	115	4	117	7	168	128	115	4
JLT32-2	619	7160	0.6	21.47	7.4	0.1165	7.5	0.01815	1.0	0.13	116	1	112	8	27	178	116	1
JLT32-3	558	9140	1.4	22.95	10.3	0.1074	10.6	0.01788	2.5	0.24	114	3	104	10	-135	255	114	3
JLT32-4	829	11100	0.8	21.88	7.3	0.1122	7.4	0.01781	1.4	0.19	114	2	108	8	-18	176	114	2
JLT32-5	1237	7430	0.6	20.28	5.4	0.1186	6.0	0.01744	2.6	0.43	111	3	114	6	163	127	111	3
JLT32-6	1073	6630	0.7	20.05	3.8	0.1208	3.9	0.01756	0.9	0.24	112	1	116	4	189	88	112	1
JLT-32-	802	6240	0.8	20.66	4.8	0.1177	5.2	0.01764	2.1	0.40	113	2	113	6	119	113	113	2
JLT-32-	620	1410	1.0	20.23	14.1	0.1193	14.1	0.01750	0.8	0.06	112	1	114	15	168	330	112	1
JLT32-9	616	10400	1.1	21.23	5.8	0.1117	6.3	0.01720	2.4	0.38	110	3	107	6	54	138	110	3
JLT32-	484	7770	1.0	21.80	7.5	0.1215	8.0	0.01921	2.7	0.33	123	3	116	9	-9	182	123	3
JLT32-	344	4720	1.1	22.65	13.2	0.1103	13.9	0.01812	4.3	0.31	116	5	106	14	-102	325	116	5
JLT32-	945	13700	0.8	21.63	3.9	0.1160	4.3	0.01819	1.7	0.40	116	2	111	5	10	95	116	2
JLT32-	1160	15900	0.6	20.80	4.0	0.1185	4.2	0.01787	1.2	0.29	114	1	114	5	103	95	114	1
JLT32-	615	5440	0.7	20.84	13.7	0.1147	13.8	0.01734	1.3	0.09	111	1	110	14	98	326	111	1
JLT32-	737	4890	0.8	21.28	9.6	0.1105	9.9	0.01706	2.2	0.22	109	2	106	10	48	231	109	2
JLT32-	586	10300	0.8	20.21	5.3	0.1214	6.0	0.01779	2.8	0.46	114	3	116	7	171	124	114	3
JLT32-	364	5880	1.2	20.03	26.7	0.1119	27.0	0.01626	3.5	0.13	104	4	108	28	191	632	104	4
JLT32-	908	13100	0.7	21.50	6.3	0.1141	6.6	0.01779	1.8	0.28	114	2	110	7	24	152	114	2
JLT32-	622	8070	1.0	21.49	6.0	0.1162	6.5	0.01811	2.3	0.36	116	3	112	7	25	145	116	3
JLT32-	618	7760	0.9	22.96	7.3	0.1097	7.6	0.01827	2.2	0.29	117	3	106	8	-136	181	117	3

Tabla 10. Resultados de los análisis de zircones individuales por *U-Pb*. Las edades y algunos otros parámetros fueron redondeados.  $\pm 1\sigma$  = una desviación estándar.

### JLT-12



### JLT-32

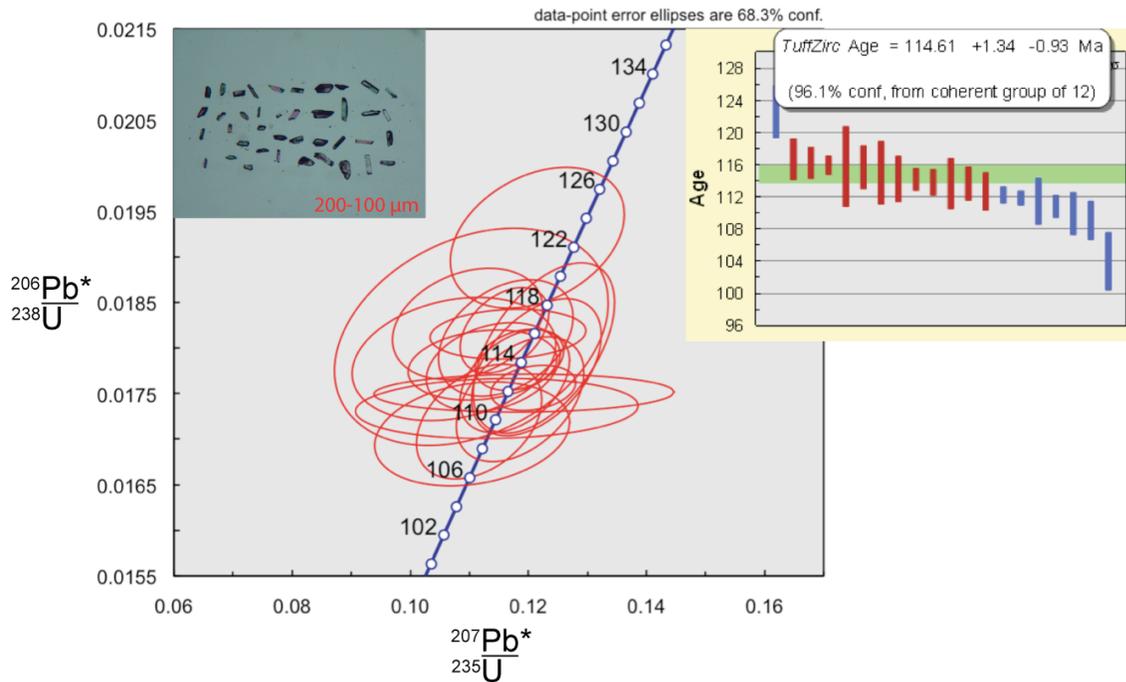


Figura 35. Gráfica de los análisis  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  contra  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  de los gabros JLT-12 y JLT-32. Se graficaron las muestras en rojo con sus elipses de error  $1\sigma$  correspondientes. Se presentan los resultados de la edad de cada muestra, obtenida mediante el programa TuffZirc con un error  $2\sigma$ . Se pueden apreciar algunos de los cristales utilizados para los análisis.

## **6.7. Resultados.**

### **6.7.1. Geocronología.**

Los resultados de las edades no integradas obtenidas por  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  para el gabro JLT-12 en dos anfíboles (negro y verde) son similares aunque el anfíbol verde es un poco más joven ( $114.6 \pm 1.1$  Ma y  $111.0 \pm 1.1$  Ma respectivamente). La relación de  $\text{Ca}/\text{K}$  es mayor en el anfíbol verde (29) que en el negro (16). Para ambos anfíboles las mesetas de las gráficas de edad contra porcentaje de  $^{39}\text{Ar}$  liberado son bastante planas, aunque muestran ligero exceso de  $\text{Ar}$  en las primeras etapas de calentamiento, pero también ligera pérdida al calentarla un poco más (sobre todo en el anfíbol negro). Sin embargo, el anfíbol verde tiene evidencia de mayor alteración o pérdida de  $\text{Ar}$  al observar los espectros no planos y con pendiente positiva de  $\text{Ca}/\text{K}$  y  $\text{Cl}/\text{K}$ , que son más pronunciados que en el anfíbol negro. Por lo tanto, la edad del anfíbol café es más confiable.

La edad de  $U\text{-Pb}$  en zircones para el gabro JLT-12, procesada por TuffZirc, es de  $112.84 + 1.20 - 1.72$  Ma. La del gabro JLT-32 igualmente procesada fue de  $114.61 + 1.34 - 0.93$  Ma.

### **6.7.2. Isotopía.**

Las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $\epsilon\text{Nd}$  se calcularon según las fechas obtenidas en este trabajo (\*) y en trabajos anteriores. Algunas otras fueron inferidas. Para los gabros JLT-8A, JLT-12\*, JLT-30-2, JLT-32\*, JLT-45 y MS-25 la edad utilizada fue de 114 Ma basado en las edades obtenidas por los dos métodos. Para el dique máfico JLT-13C y la cuarzo-monzodiorita JLT-23 se utilizó una edad de 70 Ma, obtenida por Schaaf (1990) mediante una isocrona de 8 muestras por el método  $\text{Rb-Sr}$ . Dicho dique corta a gabros en el lugar de afloramiento y por lo tanto se asume posterior a éstos. Para el gabro JLT-41 de Tepalcaltepec se utilizó una edad de 100 Ma con base en la edad obtenida por Salazar-Juárez (en proceso) para un granito usándose zircones mediante LA-ICPMS. Para los gabros MZ-3 y MZ-4 de Manzanillo se

asumió una edad de 70 Ma con base en los fechamientos en zircones de gabros obtenidos por LA-ICPMS por Panseri (2007). Para el gabro de Aquila Aq-1 la edad asumida fue 57 Ma basado en una edad de enfriamiento obtenida por Schaaf (1990) mediante el par biotita-roca entera de una granodiorita por el método *Rb-Sr*. Para la muestra ATG-1 se utilizó 118 Ma que es una edad de una andesita basáltica de la Formación Tecalatlán (la roca encajonante) obtenida por Bermúdez-Santana (1994) por K-Ar en hornblenda. Para las muestras de la placa de Rivera D5-2ext. y D5-2int. fue 1.4 Ma obtenida por Schaaf et al. (2008) mediante *Ar-Ar* en roca total.

Los gabros de Jilotlán presentan relaciones ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )*i* con un rango de 0.70315 a 0.70360, de ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )*i* de 0.51277 a 0.51286 y de ( $\epsilon\text{Nd}$ )*i* de +7.15 a +5.47, con edades modelo ( $T_{DM}$ ) de 0.366 a 0.665 Ga.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 tiene una relación ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )*i* de 0.70379, una relación ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )*i* de 0.51272, ( $\epsilon\text{Nd}$ )*i* de +3.55 y  $T_{DM}$  de 0.511 Ga.

El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec tiene una relación ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )*i* de 0.70413, una relación ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )*i* de 0.51283, ( $\epsilon\text{Nd}$ )*i* de +6.34 y  $T_{DM}$  de 0.456 Ga.

Los gabros MZ-3 y 4 de Manzanillo tienen relaciones ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )*i* de 0.70349 y 0.70349 y ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )*i* de 0.51284 a 0.51287 respectivamente. Presentan valores de ( $\epsilon\text{Nd}$ )*i* de +5.70 y +6.34 respectivamente y  $T_{DM}$  de 0.335 Ga para la MZ-4 y 0.465 Ga para la MZ-3.

El gabro Aq-1 de Aquila tiene una relación ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )*i* de 0.70374, una relación ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )*i* de 0.51285, ( $\epsilon\text{Nd}$ )*i* de +5.60 y  $T_{DM}$  de 0.532 Ga.

Los basaltos D5-2ext y D5-2int de la placa de Rivera tienen relaciones ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )*i* de 0.70250 y 0.70252 y ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )*i* de 0.51325 y 0.51324 respectivamente. Presentan valores de ( $\epsilon\text{Nd}$ )*i* de +11.96 y +11.72. Las edades  $T_{DM}$  son negativas y por lo tanto irreales debido a que la separación de estos basaltos del manto empobrecido tienen sólo 1.4 Ma.

La meta-arenisca ATG-1 tiene valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  actuales muy elevados. Dada la naturaleza de la roca así como el exceso de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  que presenta (43.30), las relaciones iniciales no tienen sentido.

En la figura 36 se presenta un diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  contra  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales (*i*) de todas las rocas analizadas en este estudio y anteriores.

En la figura 37 se presenta un diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  contra  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  actuales, donde se grafican rocas de diferentes arcos volcánicos compiladas por diferentes autores, con el fin de compararlas con los gabros de este estudio y anteriores. Por tal motivo, todas las muestras utilizadas en este trabajo incluyendo algunas de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990; Schaaf et al., 2000) para comparación, fueron graficadas con sus relaciones iniciales para determinar el tipo de fuentes de las que provienen.

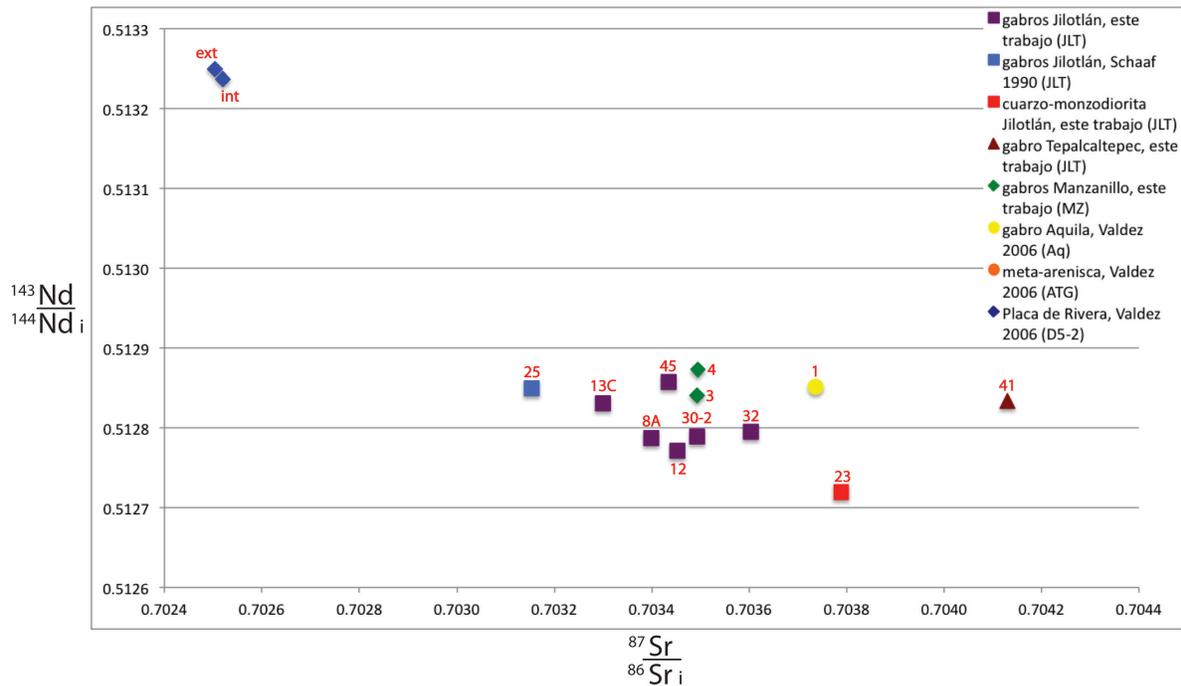


Figura 36. Diagrama ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) vs ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) donde se grafican las relaciones iniciales (*i*) de las muestras de éste y estudios anteriores.

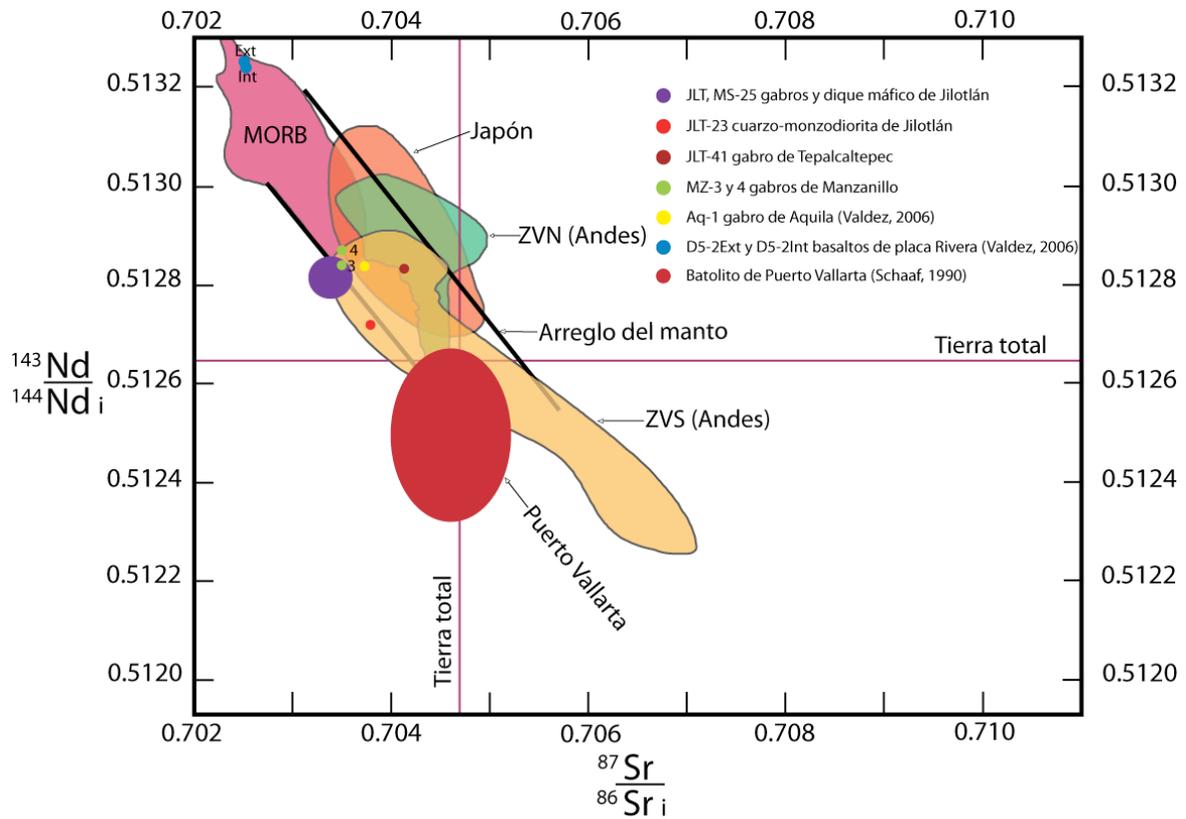


Figura 37. Diagrama ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) vs ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) modificado de Winter (2001) donde se grafican las relaciones iniciales de las muestras de éste y estudios anteriores. El campo MORB es el promedio de varios tipos de basalto de cordillera meso-oceánica. El de Japón es un promedio de arco de islas de Japón. ZVN es la zona volcánica norte de los andes. ZVS es la zona volcánica sur de los andes. Se graficó también la composición de la Tierra total así como un arreglo del manto. Todos los campos mencionados se graficaron con sus relaciones isotópicas actuales.