

## Capítulo 5. Geoquímica.

### **5.1. Introducción.**

De acuerdo a su concentración en las rocas, y con límites arbitrarios aproximados, los elementos se consideran mayores ( $>1\%$  en peso) y traza ( $<1\%$  en peso). Dicha concentración de elementos proporciona diferente información respecto a los procesos de generación y evolución de magmas en los distintos ambientes tectónicos. Los elementos mayores son usados para clasificar las rocas y estudiar la evolución química de magmas y minerales durante procesos de cristalización o fusión. Los elementos mayores controlan gran parte de la mineralogía y el comportamiento de la cristalización/fusión en sistemas ígneos así como muchas de las propiedades físicas de los magmas y rocas (viscosidad, densidad, difusividad). Hay elementos mayores que se encuentran en bajas concentraciones y que pueden reemplazar a elementos que constituyen fases minerales, hierro por titanio en minerales máficos por ejemplo. Cuando se encuentran en suficiente concentración, pueden formar fases minerales (minerales accesorios) como la titanita por ejemplo.

Como los elementos traza son incorporados o excluidos con mayor selectividad a las distintas fases minerales que los elementos mayores, son mucho más sensibles a procesos de fraccionamiento ígneo. Por lo tanto, el origen y los procesos de evolución de los sistemas de fundido se constriñen mejor si se utilizan elementos traza.

### **5.2. Elementos mayores.**

La concentración de los elementos mayores obtenidos por fluorescencia de rayos X se expresa como porcentaje de peso en óxidos. Para el caso del hierro, se expresó como Fe total (en este caso  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total) ya que al calentar la muestra para calcular la pérdida por calcinación, ésta se oxida, lo que aumenta la relación  $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ . Sin embargo, para comprobar que el software Petrograph (Petrelli, 2005) realiza bien el cálculo de la suma  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  a partir del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total, para graficar el diagrama AFM, se requirió calcular el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y FeO manualmente. El cálculo se hizo mediante las

fórmulas reportadas por Valdez (2006), sacadas a su vez de Ragland (1989)  
 $Fe_2O_3 = Fe_2O_3t * 0.15$  y el  $FeO = Fe_2O_3t * 0.85 * 0.8998$ .

En la tabla 3 se presentan los análisis realizados a las rocas de este y otros estudios. Se analizaron cinco muestras de gabro (JLT-8A, JLT-12, JLT-30-2, JLT-32, JLT-45), un dique basáltico (JLT-13C), una cuarzo-monzodiorita de Jilotlán (JLT-23), un gabro de Tepalcaltepec (JLT-41) y dos gabros de Manzanillo (MZ-3 y 4).

Muestra	JLT-8A	JLT-12	JLT-13C	JLT-23	JLT-30-2	JLT-32	JLT-41	JLT-45	MZ-3	MZ-4	MS-24	MS-25	Aq-1	ATG-1	D5-2Ext	D5-2Int
Tipo de roca	microgabro	microgabro	dique basáltico	cuarzo-monozodiorita	microgabro	microgabro	microgabro	microgabro	microgabro	gabro	gabro	gabro	gabro	meta-arenisca	basalto (P. Rivera)	basalto (P. Rivera)
Longitud (W)	103°08'10.2"	103°10'17.3"	103°10'23.9"	103°09'54.9"	103°10'22.4"	103°11'21.2"	102°58'35.2"	103°09'27.7"	104°22'10.9"	104°22'10.9"	103°06'40"	103°05'58"	103°26'54.4"	103°26'35.4"	-	-
Latitud (N)	19°22'21.5"	19°26'05.2"	19°23'34"	19°27'53.2"	19°23'35.8"	19°25'02.5"	19°08'45.1"	19°22'02.4"	19°07'49.4"	19°07'49.4"	19°29'21"	19°29'10"	18°37'24.5"	19°30'34.3"	-	-
Altitud (msnm)	1600	1310	1310	1330	1278	1192	494	1565	131	131	1200	1060	628	1090	-	-
SiO2	51.47	49.75	50.63	61.89	48.63	46.11	47.24	54.15	45.15	43.80	47.90	47.02	46.42	75.77	48.66	50.50
TiO2	2.64	2.54	2.58	0.82	1.73	4.12	1.62	2.33	0.77	2.34	0.79	1.09	1.08	0.04	2.53	2.95
Al2O3	14.48	14.46	14.54	16.26	17.23	14.37	16.34	15.28	22.62	17.57	19.49	18.15	19.88	14.10	13.92	16.54
Fe2O3t	12.49	12.72	12.06	5.69	9.95	15.72	11.67	10.14	10.28	14.29	7.57	8.83	12.37	0.84	14.45	10.77
MnO	0.17	0.18	0.22	0.07	0.18	0.21	0.22	0.12	0.09	0.15	0.14	0.16	0.17	0.07	0.20	0.20
MgO	3.90	4.54	5.55	2.38	5.92	5.24	7.16	3.56	3.75	5.60	7.76	9.55	5.45	0.20	6.22	3.18
CaO	8.16	7.83	8.73	4.58	7.92	8.95	8.80	7.77	14.81	10.28	11.34	10.22	10.19	0.44	9.48	11.24
Na2O	3.88	3.98	3.91	4.16	2.40	3.00	2.15	5.42	1.95	3.23	2.18	1.74	2.62	4.26	3.05	3.65
K2O	0.73	1.03	0.29	2.72	2.66	0.94	1.54	0.27	0.18	0.88	0.30	0.71	0.68	4.22	0.71	0.42
P2O5	0.36	0.87	0.35	0.28	0.48	0.23	0.25	0.49	0.03	0.89	0.07	0.12	0.11	0.05	0.27	0.31
PXC	1.46	1.86	0.40	0.42	2.76	0.64	2.55	0.53	0.02	0.53	0.34	0.33	0.89	0.31	0.36	0.04
Total	99.74	99.77	99.25	99.26	99.85	99.51	99.54	100.06	99.65	99.56	97.88	97.91	99.86	100.30	99.85	99.80

Tabla 3. Concentración en % de peso de elementos mayores de las rocas analizadas en este trabajo y en estudios anteriores, obtenida mediante Fluorescencia de rayos X (FRX). Los datos de ubicación (longitud y latitud) de las muestras JLT y MZ están referidas al elipsoide WGS84. Las muestras MS de Schaaf (1990), Aq-1 y ATG-1 de Valdez (2006) están referidas al datum NAD 27.

### 5.2.1. Clasificación.

La figura 21 es la leyenda de las muestras graficadas en los distintos diagramas. Se modificó el diagrama de sílice contra álcalis total de Cox et al. (1979) para clasificar las rocas plutónicas de este estudio y anteriores, así como para discriminarlas entre alcalinas o subalcalinas (Figura 22).

- gabros Jilotlán, este trabajo (JLT)
- gabros Jilotlán, Schaaf 1990 (JLT)
- cuarzo-monzodiorita Jilotlán, este trabajo (JLT)
- ▲ gabro Tepalcaltepec, este trabajo (JLT)
- ◆ gabros Manzanillo, este trabajo (MZ)
- gabro Aquila, Valdez 2006 (Aq)
- meta-arenisca, Valdez 2006 (ATG)
- ◆ Placa de Rivera, Valdez 2006 (D5-2)

Figura 21. Leyenda de las muestras graficadas.

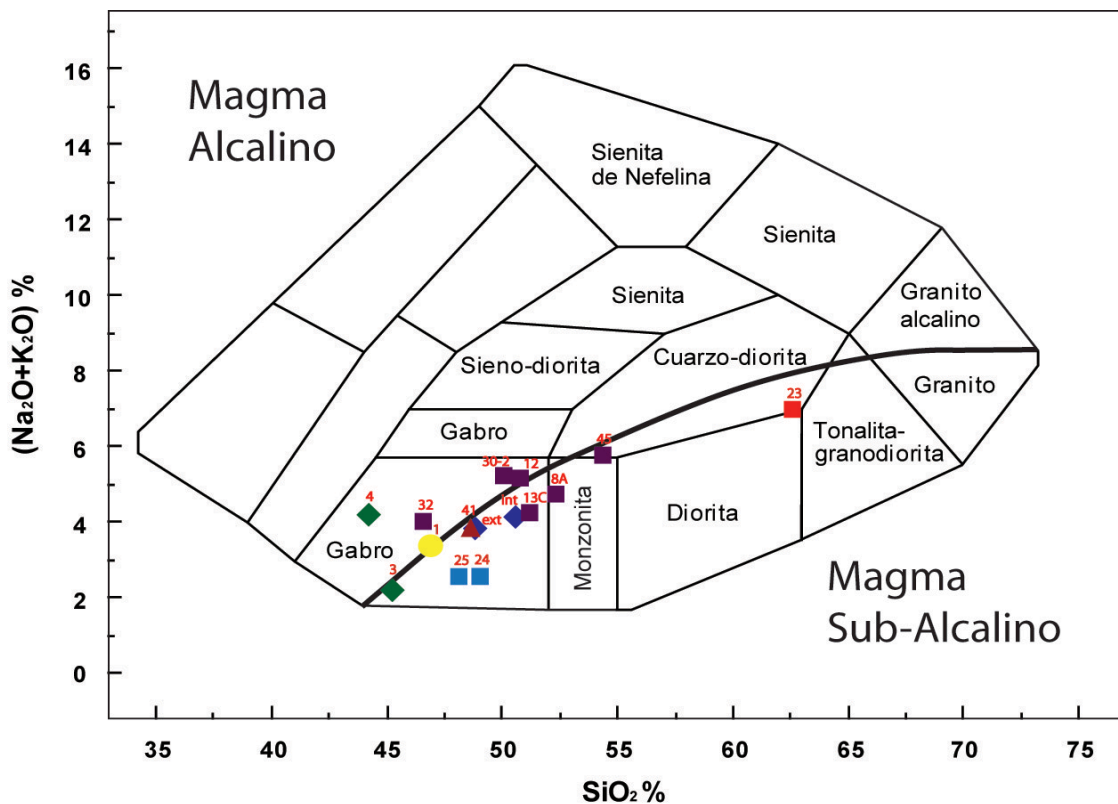


Figura 22. Diagrama de clasificación de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) contra álcalis total ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) para rocas plutónicas, modificado de Cox et al. (1979).

De acuerdo al diagrama de Cox et al. (1979) la mayoría de las rocas de este estudio se agrupan en el campo de los gabros, con excepción de la JLT-8A que grafica en el campo de una monzonita ya que es ligeramente más silícica. La muestra JLT-45 se encuentra en el límite entre monzonita y cuarzo-diorita. Aunque ambas muestras contienen mayor contenido de sílice, ninguna de las dos presenta cuarzo. Por otro lado, la muestra JLT-23 grafica como cuarzo-diorita aunque está en el límite superior de las dioritas y llega al límite inferior de las tonalitas-granodioritas. Algunos gabros grafican dentro del campo alcalino (JLT-30-2, JLT-12, JLT-32 de Jilotlán y MZ-4 de Manzanillo). En general todas las muestras graficadas como alcalinas están cerca de la línea divisoria entre los campos alcalino y subalcalino a excepción de la MZ-4 que es el gabro más pobre en sílice y el más alejado de dicha línea. Ésta es la única muestra que podría ser alcalina, aunque al igual que las demás, no presentan fases minerales que lo evidencien. Por lo tanto, todas son consideradas subalcalinas.

Se modificó el diagrama sílice contra potasio de Peccerrillo y Taylor (1976) para subclassificar a las rocas subalcalinas (Figura 23).

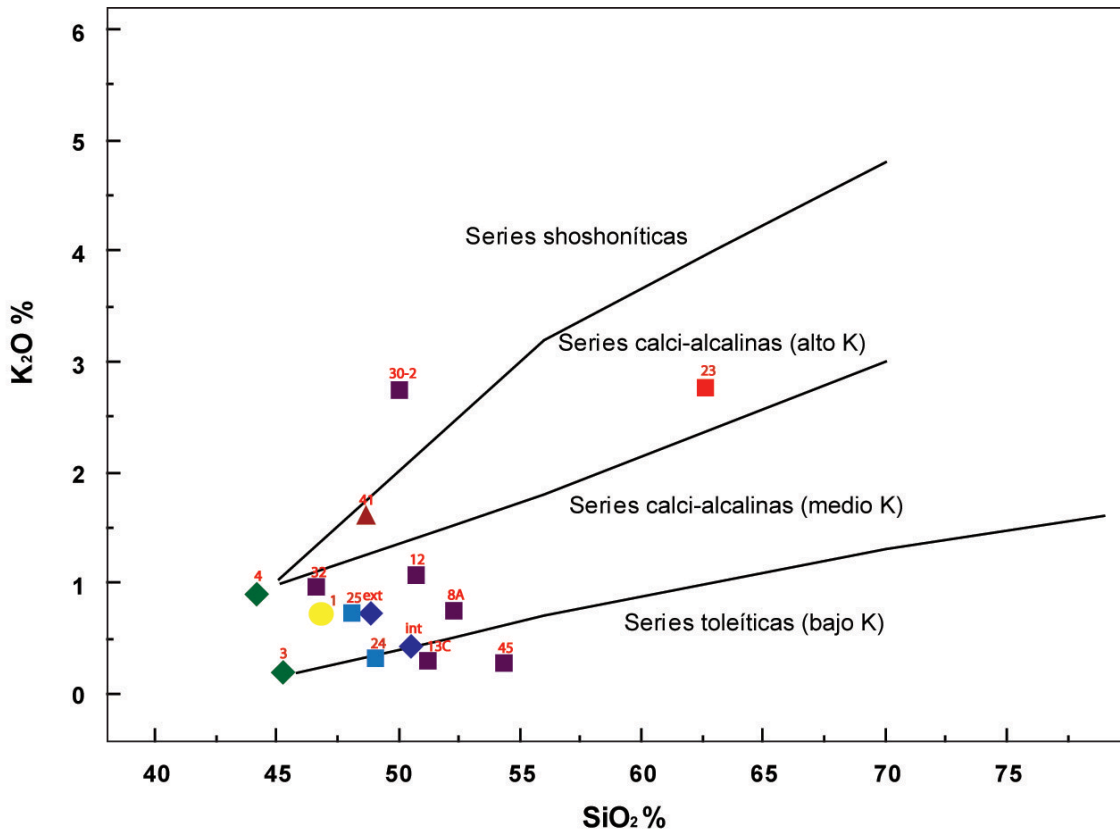


Figura 23. Diagrama de subclasificación de rocas subalcalinas de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) contra potasio ( $\text{K}_2\text{O}$ ) de Peccerrillo y Taylor (1976).

Se observa que la mayoría de las muestras pertenecen a la serie calci-alcálica de medio potasio; sólo dos, la JLT-41 y la JLT-23 son calci-alcálicas de alto potasio. La JLT-45 y JLT-13C grafican dentro de las series toleíticas, aunque la D5-2int y la MS-24 también, pero en el límite con la serie calci-alcálica de medio potasio. Ya que la D5-2int es un basalto de cordillera meso-oceánica (MORB), es toleítico. Sólo la JLT-30-2 pertenece a la serie shoshonítica. Las muestras MZ-3 y 4 grafican ligeramente fuera del rango de los campos del diagrama debido a sus bajos contenidos de  $\text{SiO}_2$ .

Ya que en las dos clasificaciones anteriores se considera sólo el álcali total o el sodio como uno de los parámetros, se utilizó el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) en el que se enfatiza la parte máfica de las muestras, más útil en el caso de clasificar gabros (Figura 24).

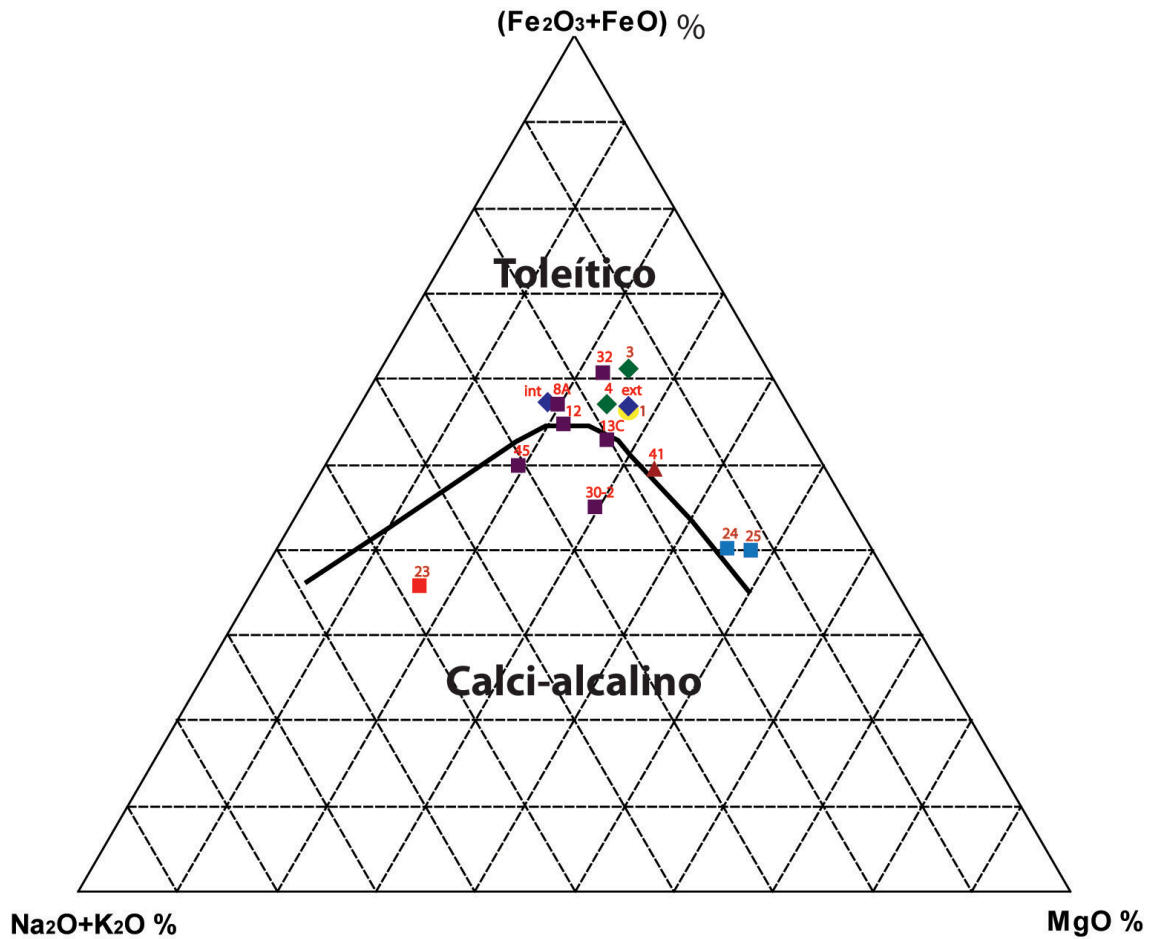


Figura 24. Diagrama de subclasificación AFM de Irvine y Baragar (1971).

Por el énfasis en el contenido de hierro, muchas muestras grafican en el campo de las rocas toleíticas y sólo la JLT-23, la JLT-30-2 y la JLT-45 son consideradas calci-alkalinas. Sin embargo, este diagrama es útil porque se puede afirmar con mayor seguridad cuáles muestras tienen afinidad toleítica al compararse con el diagrama de Peccerrillo y Taylor (1976). Por lo tanto, la muestra JLT-45 seguramente no es toleítica porque aunque tiene baja concentración de potasio, no tiene suficiente hierro para ser considerada toleítica. La JLT-13C puede serlo, ya que la cantidad de hierro que tiene la hace graficar sobre la línea divisoria de los campos toleítico y calci-alkalino. La muestra MS-24 es probablemente toleítica ya que grafica en dicho campo en ambos diagramas.

### **5.2.2. Diagramas Harker.**

Se graficaron diagramas de variación tipo Harker (1909) que incluyen diferentes elementos mayores expresados como óxidos contra contenido de sílice expresado como porcentaje de peso. Los diagramas se utilizaron para ver si se presentan tendencias que ayuden a identificar procesos magmáticos que se hayan llevado a cabo en los gabros analizados, con énfasis en los de Jilotlán, pese a que no hay un amplio rango de composición de éstos. Se incluyeron los basaltos de la placa de Rivera (D5-2), el gabro de Aquila (Aq-1) y una meta-arenisca (ATG-1) para comparación (Figura 25).

El máximo valor de aluminio (22.72 wt %) lo presenta la muestra MZ-3 de Manzanillo. No se observa una correlación para los gabros de Jilotlán, la más alta concentración de éstos la presenta la muestra JLT-30-2 (17.23 wt %) y la mínima la JLT-32 (14.37 wt %). El valor mínimo (13.92 wt %) lo presenta la D5-2ext.

El máximo valor de magnesio (9.55 wt %) lo presenta la muestra MS-25 de Jilotlán. Se observa una ligera disminución en dichos gabros conforme aumenta el sílice, excepto por la JLT-32. La menor concentración (3.56 wt %) la presenta la JLT-45.

La más alta concentración de hierro (15.72 wt %) la presenta el gabro JLT-32 de Jilotlán y no se observa una correlación para dichos gabros. La menor concentración la presenta la MS-24 (7.57 wt %). En poco mayor concentración se encuentran la JLT-30-2 (9.95 wt %) y la JLT-45 (10.14 wt %).

La máxima concentración de calcio (14.81 wt %) la presenta la muestra MZ-3. Aunque hay poca variación en los valores de los gabros de Jilotlán, se ve poca disminución conforme aumenta el contenido de sílice. La más alta concentración la presenta la MS-24 (11.34 wt %) y la menor la JLT-45 (7.77 wt %).

La máxima concentración de sodio (5.42 wt %) la tiene la JLT-45 de Jilotlán. Se observa un muy ligero aumento en dichas muestras conforme aumenta el sílice a excepción de la JLT-32. El mínimo valor (1.74 wt %) lo presenta la MS-25.

La mayor concentración de titanio (4.16 wt %) la presenta la muestra JLT-32. No se observa correlación entre los gabros de Jilotlán y el menor valor de éstos lo presenta la MS-24 (0.79 wt %). El menor valor total (0.77 wt %) lo presenta la MZ-3.



La JLT-30-2 presenta el máximo valor de potasio (2.66 wt %). No se observa correlación en los valores de los demás gabros de Jilotlán que son muy bajos (~1% en peso). El mínimo (0.18 wt %) lo presenta la muestra MZ-3 de Manzanillo.

La máxima concentración de fósforo (0.89 wt %) la presenta la muestra de Manzanillo MZ-4. En las muestras de Jilotlán hay un ligero aumento conforme aumenta el sílice, a excepción de la JLT-12, que es también el valor máximo (0.87 wt %) para Jilotlán. El mínimo valor (0.03 wt %) lo presenta la MZ-3 de Manzanillo.

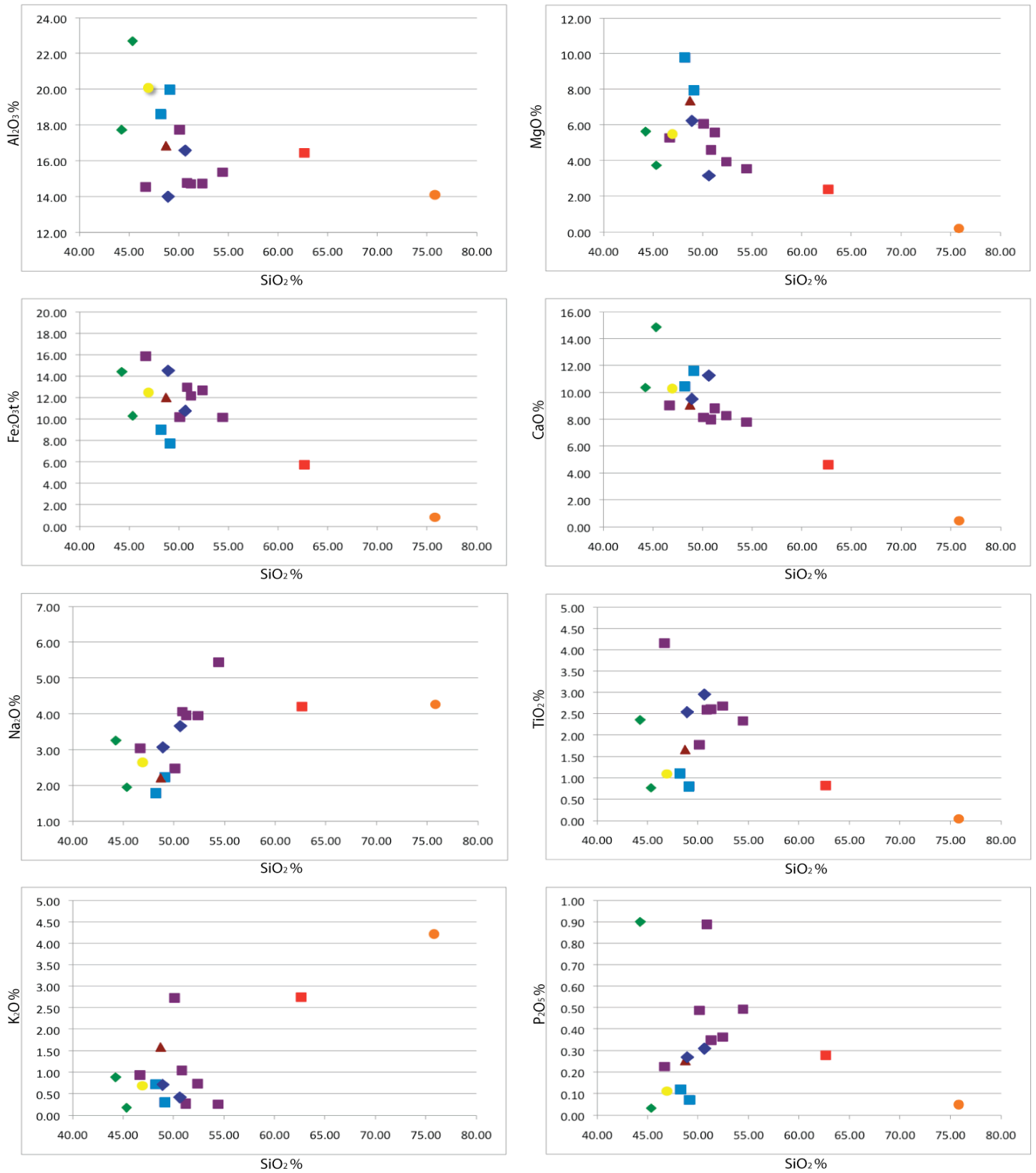


Figura 25. Diagramas bivalentes Harker de los distintos elementos mayores expresados como óxidos contra sílice.

### **5.3. Elementos traza.**

Los elementos traza se clasifican con base en su comportamiento geoquímico. Se emplean aquellos que sean útiles para la petrología de acuerdo a su estudio en diferentes sistemas ígneos. Durante procesos de fusión y cristalización aquellos que tienen más afinidad por las fases minerales se denominan compatibles; los que tienen mayor afinidad por la fase líquida se llaman incompatibles. En este estudio se analizaron los siguientes elementos compatibles a moderadamente incompatibles: Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sn, Tl, Sb (semi-volátil). Los incompatibles se dividen en varios grupos: los elementos con radio iónico grande (LILE) Li, Be, Rb, Sr, Cs, Ba y Pb (altamente incompatibles); los actínidos U y Th (altamente incompatibles); los de alto potencial iónico (HFSE) Zr, Nb, Hf, Ta (moderadamente incompatibles) y las Tierras Raras (REE, por sus siglas en inglés) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu (su compatibilidad aumenta conforme disminuye su radio iónico y aumenta su masa atómica). En la tabla 4 se presentan las concentraciones obtenidas para las muestras de este trabajo mediante ICP-MS. También las muestras analizadas por Valdez (2006) fueron analizadas por ICP-MS. La muestra MS-25 fue analizada mediante activación neutrónica por Schaaf (1990). La MS-24 no fue analizada por su semejanza con la MS-25. Todos los datos en la tabla están reportados en partes por millón (ppm).

Muestra	JLT-8A	JLT-12	JLT-13C	JLT-23 cuarzo- monzodiorit a	JLT-30-2	JLT-32	JLT-41	JLT-45	MZ-3	MZ-4	MS-25	Aq-1	ATG-1	D5-2Ext	D5-2Int	Sun y McDonough (1989)	McDonough y Sun (1995)
Tipo de roca	microgabro	microgabro	dique basáltico		microgabro	Microgabro	microgabro	microgabro	microgabro	gabro	gabro	gabro	meta- arenisca	basalto (P. Rivera)	basalto (P.Rivera)	N-MORB	CI Chondrite
Longitud (W)	103°08'10.2"	103°10'17.3"	103°10'23.9"	103°09'54.9"	103°10'22.4"	103°11'21.2"	102°58'35.2"	103°09'27.7"	104°22'10.9"	104°22'10.9"	103°05'58"	103°26'54.4"	103°26'35.4"	-	-	-	-
Latitud (N)	19°22'21.5"	19°26'05.2"	19°23'34"	19°27'53.2"	19°23'35.8"	19°25'02.5"	19°08'45.1"	19°22'02.4"	19°07'49.4"	19°07'49.4"	19°29'10"	18°37'24.5"	19°30'34.3"	-	-	-	-
Altitud (msnm)	1600	1310	1310	1330	1278	1192	494	1565	131	131	1060	628	1090	-	-	-	-
Sc	34.30	36.75	34.67	9.41	30.87	34.33	22.68	20.24	11.34	24.36	26	-	-	-	-	-	-
V	357.30	249.37	398.55	111.22	255.96	478.31	255.99	198.96	287.36	386.80	187	378	5	442	376	-	-
Cr	59.45	177.97	83.91	113.97	78.49	34.58	178.49	62.23	295.47	120.28	380	112	344	226	310	-	-
Co	26.83	30.05	35.90	12.60	25.03	33.17	36.91	16.70	22.77	40.07	47	43	1	104	45	-	-
Ni	5.45	28.61	54.23	12.52	17.77	6.18	68.12	8.92	49.60	32.50	223	15	20	118	135	-	-
Cu	61.87	50.74	208.05	18.36	29.99	51.78	77.94	22.68	17.20	233.95	60	151	10	260	64	-	-
Zn	81.05	54.44	68.74	59.74	75.63	80.06	77.99	31.87	55.17	126.06	57	72	46	324	109	-	-
Ga	22.61	17.84	20.14	20.50	22.01	15.35	17.99	19.90	22.22	24.50	16	-	20.98	-	-	-	-
Li	9.91	5.23	5.74	10.38	8.31	5.30	13.38	1.86	5.47	12.93	-	-	-	-	-	-	-
Be	1.38	0.80	1.36	2.26	1.39	0.51	0.78	1.21	0.40	0.80	-	0.98	-	0.98	0.88	-	-
Rb	22.36	19.72	6.22	92.99	27.37	18.05	42.66	5.17	1.89	14.25	24	11.77	232.92	5.66	16.01	0.56	-
Sr	296.75	516.81	338.79	664.52	425.61	338.47	329.99	387.19	1379.46	951.22	318	628.4	15.63	175.5	147.65	90	-
Y	40.59	19.17	38.96	15.45	46.77	16.10	22.22	42.53	4.47	37.25	19	11.55	17.43	75.99	64.55	28	-
Zr	166.01	101.15	214.82	73.25	182.75	65.54	102.71	181.79	17.82	74.28	56	28.91	58.32	235.2	209	74	-
Nb	10.54	3.13	9.73	7.85	13.94	3.09	5.38	5.58	0.44	6.45	2.2	2.62	14.33	8.28	7.03	2.33	-
Mo	1.22	0.62	6.30	1.23	1.10	0.85	0.57	0.85	0.68	0.66	-	-	-	-	-	-	-
Sn	1.52	0.77	2.05	1.48	1.91	0.76	1.01	1.27	0.38	1.03	-	-	-	-	-	-	-
Sb	0.16	0.12	0.27	0.05	0.19	0.25	0.64	0.17	0.06	0.11	-	-	-	-	-	-	-
Cs	1.60	0.70	0.22	3.39	0.68	1.32	1.56	0.23	0.16	4.24	2.9	0.3	8.52	0.27	0.68	0.007	-
Ba	139.84	243.69	109.72	655.55	242.52	135.50	531.09	70.55	90.06	258.25	83	159.05	15.31	93.65	44.69	6.3	-
La	13.71	8.45	8.56	22.68	17.49	4.10	6.63	10.16	2.47	15.52	4	4.95	4.14	9.26	6.98	2.5	0.237
Ce	27.42	20.79	24.06	45.80	46.79	11.81	16.98	27.84	5.51	44.83	10.1	11.4	10.09	26.43	21.88	7.5	0.613
Pr	5.00	2.80	3.81	5.84	6.93	1.59	2.54	4.42	0.83	7.42	-	1.49	1.35	4.21	3.52	1.32	0.0928
Nd	22.72	12.96	18.89	22.98	32.17	8.21	12.17	21.68	4.40	36.02	6.8	7.54	5.84	23.4	19.77	7.3	0.457
Sm	6.17	3.20	5.58	4.65	8.53	2.44	3.39	6.30	1.08	9.07	2.3	2.02	1.81	8.05	6.82	2.63	0.148
Eu	1.84	1.11	1.63	1.24	2.96	0.97	1.23	2.30	0.59	2.25	1	0.71	0.12	2.5	2.1	1.02	0.0563
Gd	6.88	3.46	6.38	3.94	9.27	2.83	3.95	7.41	1.12	8.54	-	1.95	2.37	10.57	8.94	3.68	0.199
Tb	1.13	0.54	1.05	0.55	1.44	0.47	0.64	1.19	0.17	1.26	0.52	0.36	0.45	2	1.71	0.67	0.0361
Dy	6.91	3.40	6.55	2.88	8.34	2.89	4.12	7.51	0.96	7.29	3.5	2.11	2.74	11.88	10.1	4.55	0.246
Ho	1.38	0.70	1.37	0.54	1.68	0.63	0.85	1.53	0.20	1.40	-	0.46	0.52	2.66	2.25	1.01	0.0546
Er	4.01	1.93	3.78	1.40	4.56	1.67	2.32	4.22	0.46	3.67	-	1.23	1.51	7.73	6.55	2.97	0.16
Yb	3.78	1.87	3.50	1.22	3.94	1.54	2.16	3.90	0.40	3.05	1.7	1.11	1.38	7.32	6.18	3.05	0.161
Lu	0.56	0.28	0.51	0.18	0.57	0.23	0.32	0.58	0.06	0.43	0.26	0.18	0.19	1.15	0.97	0.455	0.0246
Hf	4.56	2.45	4.22	2.12	4.31	1.62	2.41	4.27	0.49	2.43	1.8	1.04	2.36	6.36	5.53	2.05	-
Ta	0.72	0.22	0.65	0.63	0.94	0.24	0.34	0.40	0.03	0.30	0.15	0.18	1.88	0.61	0.53	0.132	-
Ti	0.18	0.08	0.02	0.05	0.12	0.13	0.36	0.03	0.01	0.06	-	-	1.88	-	-	-	-
Pb	5.33	3.73	1.50	7.92	1.71	5.17	3.22	2.34	1.14	2.03	-	4.52	12.75	1.55	1.3	0.3	-
Th	1.52	1.51	1.36	8.10	1.52	0.50	0.65	0.90	0.13	0.71	0.26	0.2	6.54	0.71	0.64	0.12	-
U	0.61	0.50	0.46	3.16	0.56	0.18	0.25	0.38	0.03	0.34	0.17	0.21	2.55	0.2	0.29	0.047	-

Tabla 4. Concentración en ppm de elementos traza de las rocas analizadas en este trabajo y en estudios anteriores mediante ICP-MS o activación neutrónica (sólo muestra MS-25). Se presentan también los valores utilizados de N-MORB de Sun y McDonough (1989) y los de la conchita CI de McDonough y Sun (1995). Los datos de ubicación (longitud y latitud) de las muestras JLT y MZ están referidas al elipsoide WGS84. La muestra MS-25 de Schaaf (1990), Aq-1 y ATG-1 de Valdez (2006), están referidas al datum NAD 27.



### 5.3.1. Diagrama araña.

En la figura 26 se observa un diagrama multielementos o araña que contiene elementos altamente incompatibles en su extremo izquierdo y más compatibles en el derecho. Los valores graficados fueron normalizados a N-MORB de Sun y McDonough (1989).

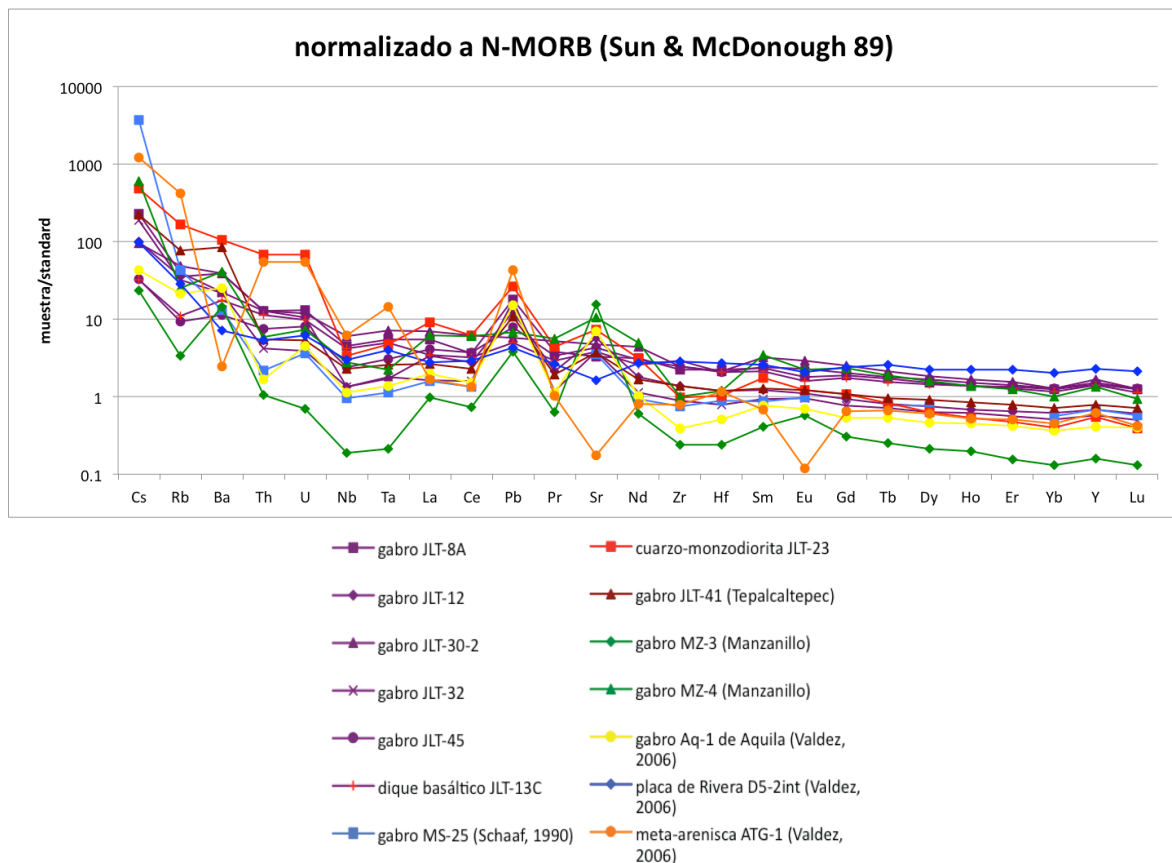


Figura 26. Diagrama multielementos (araña) con compatibilidad creciente de izquierda a derecha de las rocas analizadas en este trabajo y estudios anteriores.

La mayoría de las rocas muestran un mayor enriquecimiento de los elementos incompatibles respecto de los más compatibles al ser comparadas a N-MORB, lo que indica que las fuentes de las que se derivaron no estaban empobrecidas en esos elementos (tipo MORB), excepto la placa de Rivera (D5-2int.) aunque muestra cierto enriquecimiento en los elementos más incompatibles. Por otro lado, los elementos más compatibles muestran valores semejantes a MORB, algunos más enriquecidos y

la mayoría más empobrecidos. Se observan patrones diferentes entre las muestras, lo que indica que tuvieron diferentes procesos y posiblemente fuentes de generación.

A continuación se mencionan algunas características similares para diferentes grupos de rocas.

Para los gabros y el dique máfico de Jilotlán de este trabajo y de Schaaf (1990) el Cs muestra el más alto enriquecimiento respecto del resto de los elementos. El valor absoluto más alto lo tiene la muestra MS-25 (2.9 ppm) seguida de la JLT-8A, JLT-32, JLT-12, JLT-30-2, JLT-45 y JLT-13C (0.22 ppm) respectivamente.

Los valores absolutos más altos de Rb los tiene la JLT-30-2 (27.37 ppm) seguida de la MS-25, JLT-8A, JLT-12, JLT-32, JLT-13C y JLT-45 (5.17 ppm) respectivamente. Con respecto a MORB (Figura 26), se observa una disminución de Rb respecto al Cs. Las muestras JLT-12, JLT-45 y JLT-13C también tienen un valor menor respecto al Ba (anomalía negativa), que es el siguiente elemento más compatible respecto a Rb.

Los valores absolutos máximos de Ba los tiene la JLT-12 (243.69 ppm), seguida de la JLT-30-2, JLT-8A, JLT-32, JLT-13C, MS-25 y JLT-45 (70.55). Como se mencionó antes, respecto a MORB (Figura 26), las muestras que presentan un aumento de Ba respecto a Rb son las JLT-12, JLT-45 y JLT-13C, pero se asume que es por la anomalía negativa de Rb. El resto tienen un valor menor que Rb y mayor que Th.

Para Th, las más altas concentraciones absolutas las presentan la JLT-8A y JLT-30-2 (1.52 ppm) y las más bajas la MS-25 (0.26 ppm). Para U la mayor concentración la tiene la JLT-8A (0.61 ppm) y la menor la MS-25 (0.17 ppm). Con respecto a MORB (Figura 26), se observan valores casi iguales de Th y U ya que sus propiedades geoquímicas son muy similares, pero con un valor menor que Ba. Se ven patrones ligeramente decrecientes de la JLT-8A, que siguen la JLT-30-2, JLT-12, JLT-13C, JLT-45, JLT-32, a la MS-25. Sólo la última tiene un valor inferior de Th respecto de los otros gabros pero es casi igual en U a la JLT-32.

El valor absoluto máximo de Nb lo presenta la JLT-30-2 (13.94 ppm) y el menor la MS-25 (2.2 ppm). En la figura 26, se observa una anomalía negativa de Nb para todas las muestras. Los valores decrecen de la JLT-30-2, seguida de la JLT-8A, JLT-13C, JLT-45, JLT-12 a la MS-25.

La concentración máxima de Ta la tiene la JLT-30-2 (0.94 ppm) y la mínima la MS-25 (0.15 ppm). Respecto a MORB, la concentración de Ta sube un poco respecto al Nb aunque los valores que presentan las muestras tienen el mismo orden que el Nb.

Los valores máximos de La y Ce los presenta la JLT-30-2 (17.49 ppm y 46.79 ppm respectivamente) y los menores la MS-25 (4 ppm y 10.1 ppm respectivamente). Respecto a MORB, se observa un valor muy similar de La y Ce para las muestras, poco más alto que Ta. Los valores decrecen de la JLT-30-2, siguiendo la JLT-8A, JLT-45, JLT-13C, JLT-12, JLT-32, JLT-45 a la MS-25.

El valor máximo de Pb lo presenta la muestra JLT-8A (5.33 ppm) y el mínimo la JLT-13 (1.50 ppm). Respecto a MORB, hay una marcada anomalía positiva de Pb en todas las muestras de este grupo excepto la JLT-30-2. Los valores decrecen de la JLT-8A, seguida de la JLT-32, JLT-12, JLT-45, JLT-30-2 a la JLT-13C. No hay valores medidos para la MS-25.

Los valores de Pr van de 6.93 ppm para la muestra JLT-30-2 a 1.59 ppm para la JLT-32. Respecto a MORB, los valores de Pr son casi idénticos a los de La y Ce con el mismo orden observado para éstos.

Los valores de Sr tienen un rango de 516.81 ppm para la JLT-12 a de 296.75 ppm para la JLT-8A. Respecto a MORB, existe una clara anomalía positiva de Sr al compararlo con Pr y Nd (excepto por la muestra JLT-30-2), aunque con valores más bajos que Pb. Todas las muestras grafican muy cerca unas de otras; decrecen de la JLT-12, y siguen la JLT-30-2, JLT-45, JLT-13C, JLT-32, MS-25, a la JLT-8A.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 de Jilotlán forma parte de los granitoides que intrusionan a los distintos gabros analizados. En la figura 26 se observa un patrón y concentraciones distintos a éstos. Las concentraciones de Cs (3.39 ppm), Rb (92.99 ppm), Ba (655.55 ppm), Th (8.10 ppm) y U (3.16 ppm) son mayores que en los gabros, aunque decrecen en dicho orden. Su anomalía negativa de Nb (7.85 ppm) empalma con los demás gabros. En la figura 26 también se observa un valor poco mayor de Ta (0.63 ppm) que Nb pero menor a La (22.68 ppm). También se notan unas anomalías positivas de Pb (7.92 ppm) y de Sr (664.52 ppm) más altas que en todos los demás gabros. Hay un decremento en los valores de Nd (22.98 ppm), Zr (73.25 ppm) y Hf (1.62 ppm), que se empalman con los valores de los gabros. El Sm



(4.65 ppm) aumenta respecto del Zr y Hf y hay un decremento gradual de Eu (1.24 ppm), Gd (3.94 ppm), Tb (0.55 ppm), Dy (2.88 ppm), Ho (0.54 ppm), Er (1.40 ppm), Yb (1.22 ppm), Y (15.45 ppm, que tiene una pequeña anomalía positiva) y Lu (0.18 ppm) respecto al Sm. Los valores de Dy, Ho, Er, Yb y Lu son inferiores al resto de los gabros.

La muestra JLT-41 de Tepalcaltepec tiene patrones y concentraciones muy similares a los gabros de Jilotlán, con más altas concentraciones de Rb (42.66 ppm) y Ba (531.09). Se observa también una anomalía positiva de Pb (3.22 ppm) y una de Sr (329.99 ppm). Los valores de los demás elementos moderadamente compatibles y más compatibles se encuentran en el subgrupo con menores valores mencionado antes.

Para la MZ-3 y la MZ-4 de Manzanillo se observan valores distintos entre si. La MZ-3 muestra las menores concentraciones de elementos traza de todos los gabros analizados y los utilizados como comparación en este estudio, excepto por el Sr. Sin embargo, los patrones son similares a los gabros de Jilotlán salvo algunas excepciones. En la figura 26 se observa una anomalía negativa de Rb (1.89 ppm), valores bajos de Th (0.13 ppm) y U (0.03 ppm) y aún menores de Nb (0.44 ppm) y Ta (0.03 ppm). Hay una anomalía positiva de Pb (1.14 ppm). Presenta la anomalía más positiva de Sr (1379.46 ppm) de todos los gabros. El Nd (4.40 ppm), Zr (17.82 ppm) y Hf (0.49 ppm) disminuyen respecto a los elementos anteriores. Los valores de éstos son un poco mayores que Nb y Ta. El Sm (1.08 ppm) aumenta respecto al Zr y Hf. Hay una ligera anomalía positiva de Eu (0.59 ppm). Los valores de Gd (1.12 ppm), Tb (0.17 ppm), Dy (0.96 ppm), Ho (0.20 ppm), Er (0.46 ppm), Yb (0.40 ppm), Y (4.47 ppm) y Lu (0.06 ppm) disminuyen en dicho orden, excepto por el Y, que tiene una ligera anomalía positiva. Estos valores son los más bajos de todos los gabros.

La MZ-4 tiene concentraciones mayores que la MZ-3 que se empalman con muchos de los gabros de Jilotlán. Muestra un muy alto contenido de Cs (4.24 ppm) y tiene una anomalía negativa de Rb (14.25 ppm). Esta es la única muestra que no presenta anomalía positiva de Pb (2.03 ppm). Se observa una anomalía positiva de Sr (951.22 ppm). Muestra valores bajos de Zr (74.28 ppm) y Hf (2.43 ppm). Los valores de Sm (9.07 ppm), Eu (2.25 ppm), Gd (8.54 ppm), Tb (1.26 ppm), Dy (7.29 ppm), Ho (1.40

ppm), Er (3.67 ppm), Yb (3.05 ppm), Y (37.25) y Lu (0.43 ppm) decrecen en dicho orden y se empalman con el grupo de los gabros de Jilotlán ligeramente enriquecidos en esos elementos. Hay una pequeña anomalía negativa de Eu y una ligera anomalía positiva de Y.

Para fines comparativos, se graficaron también tres muestras analizadas por Valdez (2006); el gabro de Aquila (Aq-1), la meta-arenisca (ATG-1) y la parte interior del basalto de la placa de Rivera (D5-2int).

El gabro Aq-1 en general tiene los valores y patrones de elementos incompatibles a moderadamente incompatibles que se empalman con los gabros de Jilotlán salvo algunas excepciones. Tiene una anomalía negativa de Th (0.2 ppm) respecto a U (0.21 ppm), algo no observado en los gabros de Jilotlán. Muestra las mismas anomalías de Pb (4.52 ppm) y Sr (628.4 ppm) que los gabros de Jilotlán con altos valores. El Zr (28.91 ppm) y Hf (1.04 ppm) son más bajos que los de Jilotlán. El Sm (2.02 ppm), Eu (0.71 ppm), Gd (1.95 ppm), Tb (0.36 ppm), Dy (2.11 ppm), Ho (0.46 ppm), Er (1.23 ppm), Yb (1.11 ppm), Y (11.55 ppm) y Lu (0.18 ppm) tienen el mismo patrón decreciente que los de Jilotlán, aunque con menores valores.

Se graficó la muestra interior (D5-2int) del basalto de la placa de Rivera por estar menos alterada que la exterior. La mayoría de los valores de los elementos incompatibles se empalman con los gabros de Jilotlán y muestran patrones similares. Se observa una ligera anomalía positiva de Pb (1.3 ppm) y una anomalía negativa de Sr (147.65 ppm). Hay un incremento en los valores de Nd (19.77 ppm), Zr (209 ppm), Hf (5.53 ppm), Sm (6.82 ppm), Eu (2.1 ppm) y Gd (8.94 ppm) que tienen un patrón casi plano y que se empalman con los valores de los gabros de Jilotlán. Se mantiene el mismo patrón plano para los valores de Tb (1.71 ppm), Dy (10.1 ppm), Ho (2.25 ppm), Er (6.55 ppm), Yb (6.18 ppm), Y (64.55 ppm) y Lu (0.97 ppm) pero con valores mayores a los de los gabros.

La meta-arenisca ATG-1 muestra valores mucho más altos en elementos incompatibles que los gabros, con una muy marcada anomalía negativa de Ba (15.31 ppm). Tiene altos valores de Th (6.54 ppm) y U (2.55 ppm), una anomalía negativa de Nb (14.33 ppm) y una positiva de Ta (1.88 ppm). También presenta la mayor anomalía positiva de Pb (12.75 ppm), así como fuertes anomalías negativas de Sr

(15.63 ppm) y Eu (0.12 ppm) por la ausencia de plagioclasa cálcica que seguramente se había formado en condiciones reductoras ( $\text{Eu}^{+2}$ ). Los valores de Gd (2.37 ppm), Tb (0.45 ppm), Dy (2.74 ppm), Ho (0.52 ppm), Er (1.51 ppm), Yb (1.38 ppm), Y (17.43 ppm) y Lu (0.19 ppm) son similares al grupo de los gabros de Jilotlán más empobrecidos en estos elementos.

### ***5.3.2. Diagrama de Tierras Raras (REE).***

El grupo de las REE es en general compatible (elementos insolubles e inmóviles en procesos metamórficos e intemperismo) y con características geoquímicas muy similares. Se analizan sus patrones por separado para corroborar las características observadas en los diagramas araña. En la figura 27 se muestra dicho diagrama, donde las REE más incompatibles se encuentran del lado izquierdo y las más compatibles del derecho. Los valores graficados fueron normalizados a la condrita CI de McDonough y Sun (1995).

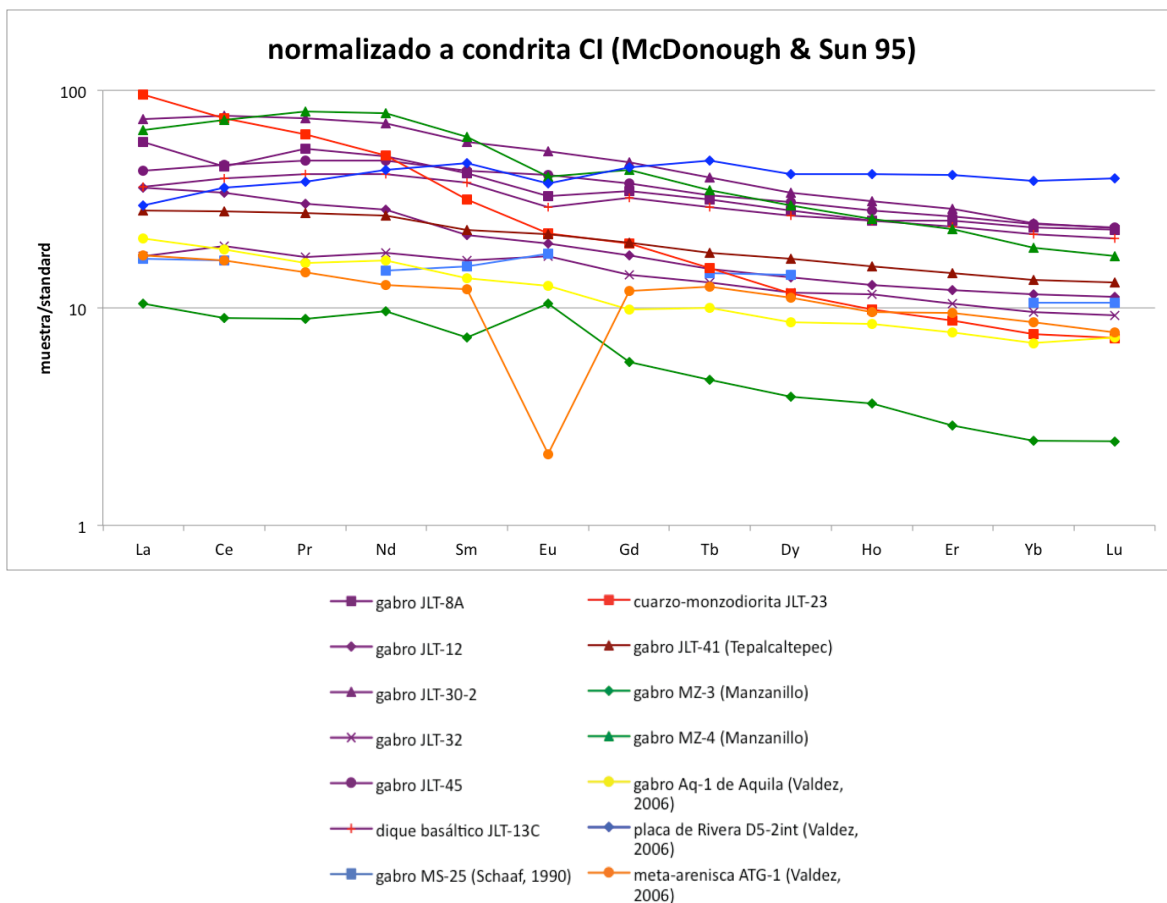


Figura 27. Diagrama de REE con compatibilidad creciente de izquierda a derecha de las rocas analizadas en este trabajo y estudios anteriores.

Aunque los distintos grupos de rocas forman patrones diferentes, todas las muestras presentan pendientes poco pronunciadas y uniformes.

De los gabros y el dique de Jilotlán, se observan claramente dos grupos de rocas, uno más enriquecido que el otro (también vistos en el diagrama araña). Del más enriquecido, la muestra JLT-30-2 es la que presenta mayores valores, le sigue la JLT-8A con ligeras anomalías negativas de Ce y Eu. La JLT-45 tiene valores similares a la JLT-8A pero sin anomalías. El menor valor lo presenta el dique máfico (JLT-13C) con una anomalía negativa de Eu. Hay dos muestras en el grupo más empobrecido. La JLT-12 está ligeramente enriquecida respecto a la JLT-32, que presenta menores valores sobretodo en La, Ce, Pr, Nd, Sm y una pequeña anomalía positiva de Eu. El gabro MS-25 de Jilotlán de Schaaf (1990) grafica entre estas dos muestras con valores ligeramente menores de Sm, Nd, Ce y La.

La cuarzo-monzodiorita JLT-23 tiene el valor más alto de La y los menores de Ho, Er, Pb y Lu de los gabros de Jilotlán.

El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec grafica encima de la JLT-12 en los elementos más compatibles, pero debajo de ésta en los menos compatibles (La, Ce, Pr y Nd).

El gabro MZ-3 de Manzanillo tiene los menores valores de todas las muestras, aunque un patrón similar a los demás gabros. Presenta una moderada anomalía positiva de Eu. El MZ-4 tiene, por el contrario, valores similares al grupo más enriquecido de los gabros de Jilotlán, pero con menores valores de Yb y Lu y mayores de Pr, Nd y Sm. También se observa una anomalía negativa de Eu. Los patrones de ambos gabros de Manzanillo muestran que sus fuentes son tal vez distintas entre si y también respecto a las de Jilotlán.

El basalto de la placa de Rivera D5-2int muestra patrones diferentes en comparación a las demás muestras. Presenta valores menores de elementos menos compatibles respecto a los más compatibles (pendiente ligeramente positiva). Tiene una pequeña anomalía negativa de Eu. Los elementos más compatibles tienen los mayores valores de cualquier otra muestra. Sin embargo, los valores de elementos menos compatibles son menores y se empalman sobre todo con los gabros de Jilotlán, pero son mayores que otros gabros.

La meta-arenisca ATG-1 presenta una ligera y suave pendiente negativa con valores de elementos menos compatibles más bajos que todos los gabros, excepto el gabro MZ-3 de Manzanillo. Se observa la más grande anomalía negativa de Eu. Los valores de los elementos más compatibles son muy similares a la cuarzo-monzodiorita JLT-23.

### ***5.3.3. Ambiente tectonomagmático.***

Para tratar de determinar el ambiente tectonomagmático al que pertenecen las rocas de este estudio ayudados de los elementos traza, se utilizaron los diagramas de Rb vs Yb+Ta de Pearce et al. (1984) para rocas graníticas y el triangular de Zr-Nb-Y para basaltos de Meschede (1986) mostrados en la figura 28. Para la cuarzo-monzodiorita

JLT-23 se usó el primero y para todos los gabros se usó el segundo, ya que no hay un diagrama confiable para rocas gabroicas.

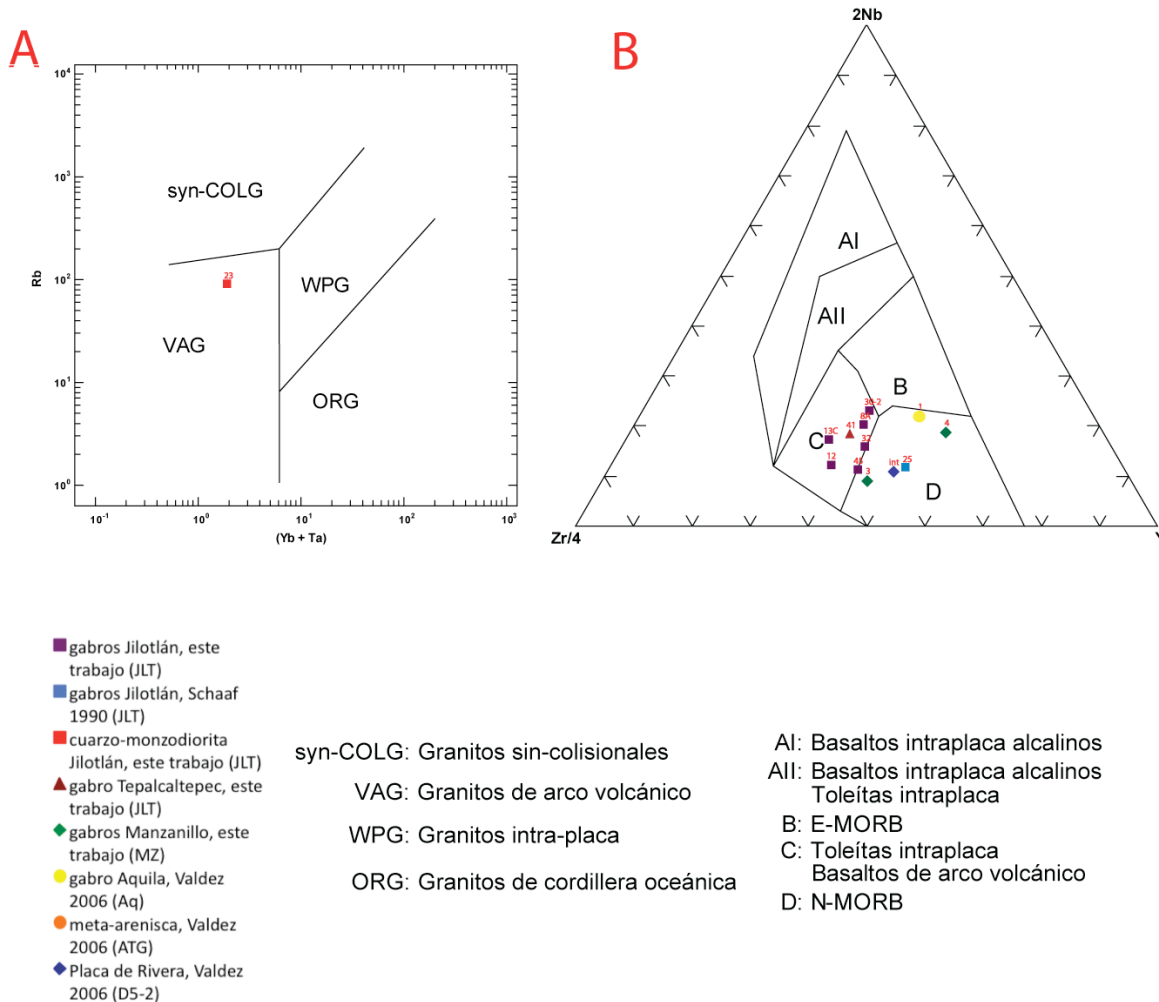


Figura 28. Diagramas de identificación de ambiente tectónico. A) Diagrama de Rb vs Yb+Ta para rocas graníticas de Pearce et al. (1984). B) Diagrama triangular de Zr-Nb-Y para basaltos de Meschede (1986).

En el diagrama de Pearce et al. (1984) la cuarzo-monzodiorita graficó en el campo de granitos de arco volcánico (VAG).

Se buscó un diagrama acorde a la composición máfica de los gabros aunque sin considerar su naturaleza plutónica. Se escogió el de Meschede (1986) ya que está basado en 1800 análisis de basaltos. La mayoría de los gabros (excepto la MS-25) y el dique máfico de Jilotlán grafican en el campo C que corresponde a toleítas intra-placa y a basaltos de arco volcánico. El gabro MS-25 de Jilotlán, el MZ-3 y MZ-4 de Manzanillo, el Aq-1 de Aquila y el basalto de la placa de Rivera D5-2 int grafican el en

campo D que corresponde a basaltos de cordillera meso-oceánica normales (N-MORB). Esto indica que los gabros de Manzanillo y el de Aquila probablemente son de una fuente similar a N-MORB, más empobrecida en elementos incompatibles que los de Jilotlán. Se infiere que la MS-25 grafica dentro del campo D, ya que sus valores son los únicos que se determinaron por activación neutrónica.

#### ***5.3.4. Gráficas identificadoras de procesos.***

Con el objetivo de identificar algunos de los procesos geoquímicos que ocurrieron durante la formación de los gabros de Jilotlán, se realizó una gráfica identificadora de procesos mediante un modelado de fusión por lotes y otro de cristalización fraccionada, que son los dos procesos principales que pueden generar una roca.

La fusión por lotes (Shaw, 1970) es el modelo más simple de un proceso en equilibrio que involucra a un sólido y a un líquido. En este modelo el fundido permanece en equilibrio con el sólido hasta que en algún momento, cuando probablemente llega a una cantidad crítica, se separa y forma un sistema independiente. Este modelo también resulta el más realista para explicar la distribución de los elementos traza en los basaltos de las cordilleras oceánicas, que son las rocas que tienen menos contaminación cortical y por lo tanto las más útiles para estudiar los procesos de fusión del manto.

El modelo de cristalización fraccionada Rayleigh (por su autor) es un modelo continuo de cristalización en un reservorio cerrado en el que cada cristal es separado del fundido en cuanto se forma y por lo tanto no existe equilibrio entre el sólido y el fundido. Las ecuaciones de ambos modelos se muestran en la Figura 29.

<p><b>Fusión por lotes</b></p> <p>Líquido: <math>\frac{C_l}{C_i} = \frac{1}{\bar{D}_i(1-F) + F}</math></p>	<p>Residuo: <math>\frac{C_s}{C_i} = \frac{\bar{D}_i}{F(1-\bar{D}_i) + \bar{D}_i}</math></p>
<p><b>Cristalización fraccionada Rayleigh</b></p> <p>Líquido: <math>\frac{C_l}{C_i} = (1-X)^{(\bar{D}_i-1)}</math></p>	<p>Residuo: <math>\frac{C_s}{C_i} = \bar{D}_i(1-X)^{(\bar{D}_i-1)}</math></p>

Figura 29. Ecuaciones de los modelos de fusión por lotes y la cristalización fraccionada Rayleigh (Gómez-Tuena, clase 2007).

Donde:

$\bar{D}_i$  = coeficiente de partición global.

$C_i$  = concentración del elemento traza en la roca original.

$C_s$  = concentración del elemento traza en el residuo sólido.

$C_l$  = concentración del elemento en el fundido.

$F$  = porcentaje de fusión parcial de la roca.

$X$  = porcentaje de sólidos removidos.

Las concentraciones pueden ser dadas en ppm o en porcentaje de peso. La incógnita a despejar es  $C_l$  para el caso del líquido o  $C_s$  para el caso del residuo. A partir de los coeficientes de partición ( $D_i^A$ ) de elementos traza en distintos minerales en un magma de una composición dada, se obtienen los coeficientes de partición global ( $\bar{D}_i$ ) mediante la fórmula  $\bar{D}_i = \sum W_A D_i^A$  donde  $W_A$  es la fracción en peso del mineral A en la roca y  $D_i^A$  es el coeficiente de partición del elemento  $i$  en el mineral A.  $C_i$  se obtiene a partir de datos que hayan sido determinados de una hipotética roca original.

Grados bajos a moderados de fusión parcial tienen mucho efecto sobre los elementos incompatibles y grados bajos a moderados de cristalización fraccionada tienen mucho efecto sobre los compatibles. Por lo tanto, la relación de un elemento incompatible



con uno más compatible, graficado contra el más incompatible de los dos, producirá dos curvas distintas, una para el modelo de fusión parcial y otra para el de cristalización fraccionada de una roca, usando diferentes grados de fusión y cristalización.

Por lo tanto, se escogieron elementos que tuvieran compatibilidades distintas pero características químicas similares entre si para tener al menos dos pares de relaciones de elementos y poder hacer mejor una comparación. Así se escogieron el Nb y Zr (ambos elementos son HFSE) y el La y Sm (ambas REE ligeras). El Nb es un elemento altamente incompatible mientras que el Zr es moderadamente compatible. De manera análoga el La es más incompatible que el Sm. Además por sus características geoquímicas estos elementos no son muy móviles durante procesos de metamorfismo o intemperismo y son insolubles en fluidos acuosos. Por lo tanto, se obtuvo una gráfica de Nb/Zr vs Nb y una de La/Sm vs La (Figura 30).

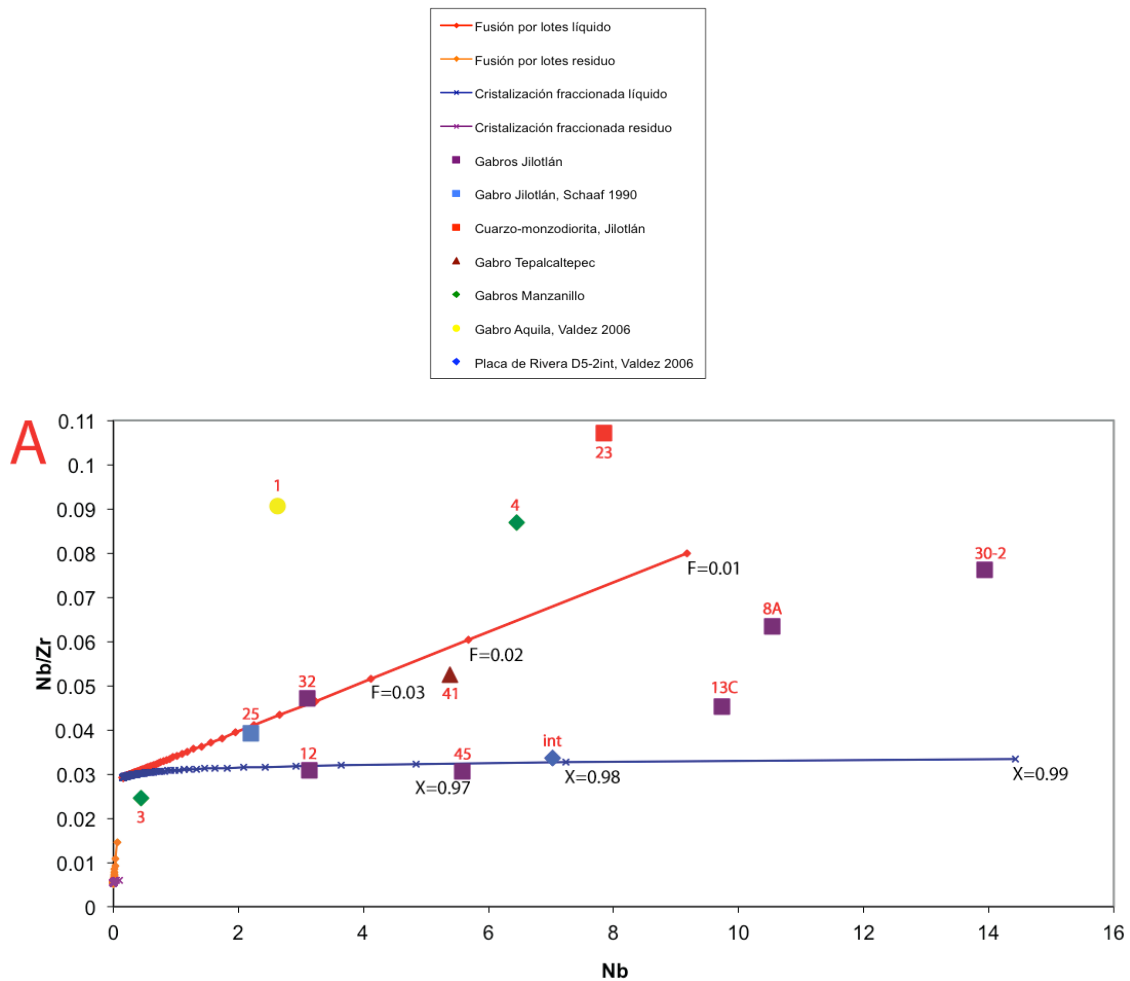
No hay evidencia de presencia de granate en la fuente, y como la posible fuente de los gabros es el manto superior, se consideró a una peridotita de plagioclasa con porcentajes de peso de 53% de olivino, 28% de ortopiroxeno, 17% de clinopiroxeno y 2% de plagioclasa como una hipotética roca original. Las concentraciones de dicha roca fueron 0.1485 ppm de Nb, 0.192 ppm de La, 5.082 de Zr y 0.239 ppm de Sm a partir de valores modelados de un manto superior empobrecido promedio (Workman y Hart, 2005). Los coeficientes de partición utilizados fueron los reportados por White (2005) para un magma basáltico (Tabla 5).

	<b>Nb</b>	<b>La</b>	<b>Sm</b>	<b>Zr</b>
<b>Olivino</b>	<b>0.00005</b>	<b>0.0000088</b>	<b>0.000445</b>	<b>0.00068</b>
<b>Opx</b>	<b>0.015</b>	<b>0.0056</b>	<b>0.0085</b>	<b>0.004</b>
<b>Cpx</b>	<b>0.0081</b>	<b>0.052</b>	<b>0.462</b>	<b>0.195</b>
<b>Plagioclasa</b>	<b>0.033</b>	<b>0.082</b>	<b>0.033</b>	<b>0.001</b>

Tabla 5. Coeficientes de partición ( $D_i^A$ ) en un magma basáltico utilizados para realizar las gráficas identificadoras de procesos (White, 2005).

Se utilizaron incrementos de 1% (1 a 99%) en el grado de fusión parcial y cristalización para la formación de las curvas tanto de  $C_l$  como de  $C_s$ . Adicionalmente, se graficaron las mismas relaciones a partir de las concentraciones para todos los gabros de Jilotlán, Tepalcaltepec y Manzanillo de este trabajo y de

Schaaf (1990). También se graficaron las muestras del gabro de Aquila y la de la parte interior de la placa de Rivera de Valdez (2006) para fines comparativos (Figura 30). Cabe mencionar que los valores de los modelos son aproximaciones ya que dependen de tener valores exactos y representativos de los coeficientes de partición. Los últimos varían mucho con la composición y menos con la temperatura y presión del fundido. Por lo tanto, los valores de los modelos pueden cambiar conforme se realicen nuevos experimentos para obtener coeficientes de partición más exactos considerando los factores antes mencionados.



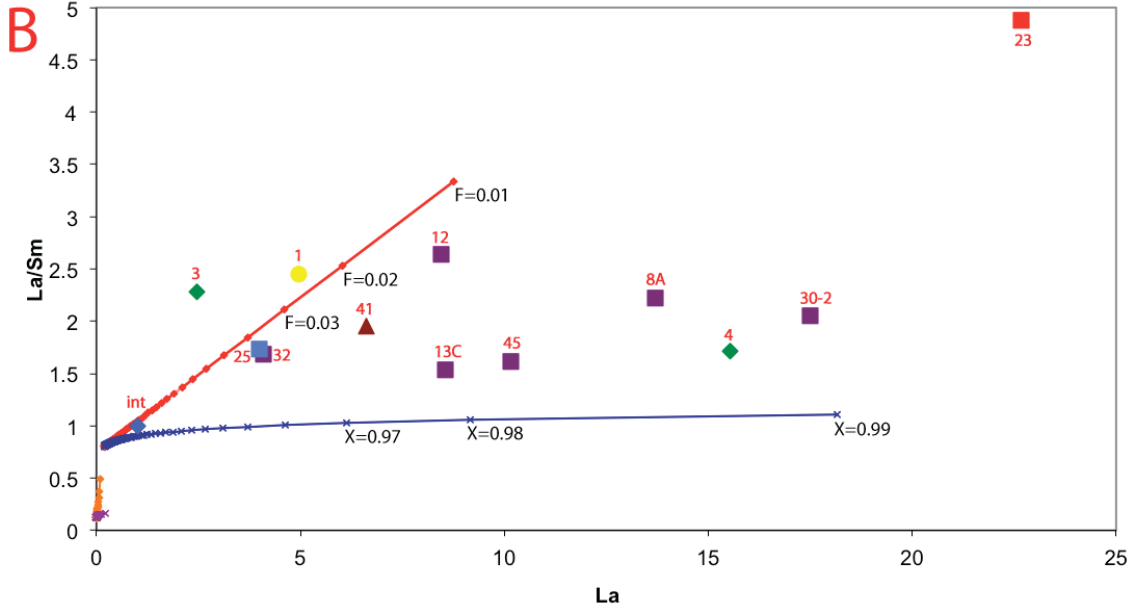


Figura 30. Gráficas identificadoras de procesos y muestras del área de estudio. A. Nb/Zr vs Nb. B. La/Sm vs La. Los grados de fusión (F) y cristalización (X) están expresados en fracción decimal.

Se observa que ninguna muestra grafica sobre las curvas del sólido de fusión por lotes ni para los residuos de la cristalización fraccionada; sólo para los líquidos.

En la gráfica de Nb/Zr vs Nb se nota que sólo algunas de las muestras grafican con exactitud en alguna de las dos curvas y la mayoría lo hacen en medio de éstas. Aunque hay bastante dispersión en los datos, los gabros de Jilotlán grafican sobre alguna de las dos curvas o en medio de éstas. Por el contrario, los gabros de Manzanillo y Aquila así como la cuarzo-monzodiorita de Jilotlán grafican fuera.

El gabro JLT-32 grafica sobre la curva de fusión por lotes con 4 a 5% de fusión. También grafica en esa curva el gabro MS-25 con 6 a 7% de fusión. El gabro JLT-45 grafica sobre la curva de cristalización fraccionada con 97 a 98% de cristalización. El gabro JLT-12 también grafica en dicha curva con 95 a 96% de cristalización. La muestra de la placa de Rivera D5-2int. también muestra 98% de cristalización.

Aunque las demás muestras no grafican sobre alguna de ambas curvas, se proyectaron sobre éstas para saber los posibles grados de fusión o cristalización. Así la JLT-30-2 tendría 99% de cristalización, la JLT-8A y JLT-13C 98 a 99%. El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec muestra 2 a 3% de fusión parcial o 97 a 98% de cristalización fraccionada.

En la proyección de las muestras que grafican fuera, la cuarzo-monzodiorita JLT-23 de Jilotlán tendría 1 a 2% de fusión o 98 a 99% de cristalización. El gabro MZ-3 de Manzanillo 9 a 11% de fusión o 25 a 26% de cristalización. El MZ-4, 1 a 2% de fusión o 97 a 98% de cristalización. El gabro Aq-1 de Aquila tendría 4 a 5% de fusión o 94 a 95 de cristalización.

En la gráfica La/Sm vs La no se repite el mismo arreglo que en la gráfica anterior. Ningún gabro de Jilotlán grafica en este caso sobre alguna de las dos curvas pero todos grafican en medio de las dos.

Sólo el gabro JLT-32 y el MS-25 grafican muy cerca de la curva de fusión, ambas con 4% de fusión o 95 a 96% de cristalización. La muestra de placa de Rivera D5-2int también grafica sobre ambas curvas a 15% de fusión o 80% de cristalización.

Al proyectar los gabros JLT-8A, 30-2, 45 así como la MZ-4 de Manzanillo tendrían 98 a 99% de cristalización fraccionada y nada de fusión. Las muestras JLT-12 y 13C tendrían 1% de fusión o 98% de cristalización. El gabro JLT-41 de Tepalcaltepec tendría 1 a 2% de fusión o 97 a 98% de cristalización.

La JLT-23 grafica totalmente fuera del rango de cualquier curva. La MZ-3 de Manzanillo tendría 6 a 7% de fusión o 92 a 93% de cristalización. El gabro Aq-1, 2 a 3% de fusión o 96 a 97% de cristalización.

Las únicas muestras que grafican de forma similar en ambas gráficas son la JLT-32 y la MS-25 de Jilotlán con aproximadamente 4% de fusión o probablemente 95 a 96% de cristalización. Si se descartan posiciones contradictorias (la D5-2int y MZ-3) todas las demás muestras presentan relativamente bajos grados de fusión (1 a 7%) o altos de cristalización (94 a 99%). También se observa que la cuarzo-monzodiorita JLT-23 no tiene una relación genética similar a los gabros de Jilotlán como aparentemente tampoco los gabros de Manzanillo o el de Aquila.

### ***5.3.5. Fusión por lotes y cristalización fraccionada.***

Para ver si los patrones de REE obtenidos son reproducibles mediante fusión o cristalización fraccionada se graficaron los patrones que se obtendrían con diferentes grados de fusión o de cristalización a partir de un manto superior empobrecido. Para

ambos modelos se usaron sólo los valores que se presentarían en el fundido (líquido) ya que en las figuras identificadoras de procesos (Figura 30) ninguna muestra grafica sobre las curvas del residuo sólido.

Se tomó la misma peridotita con 53% de olivino, 28% de ortopiroxeno, 17% de clinopiroxeno y 2% de plagioclasa como roca original. Las concentraciones iniciales fueron La=0.192, Ce=0.550, Nd=0.581, Sm=0.239, Eu=0.096, Dy=0.505, Er=0.348, Yb=0.365 y Lu=0.058 según el modelo de manto superior empobrecido promedio de Workman y Hart (2005). Se consideraron sólo esos elementos por la falta de valores de coeficientes de partición para las demás REE. Dichos valores se tomaron en su mayoría de White (2005) y de Winter (2001) para el caso del olivino y del Lu en la plagioclasa (Tabla 6).

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Er	Yb	Lu
<b>Olivino</b>	<b>0.0000088</b>	<b>0.000019</b>	<b>0.006*</b>	<b>0.000445</b>	<b>0.007*</b>	<b>0.013*</b>	<b>0.026*</b>	<b>0.0366</b>	<b>0.045*</b>
<b>Opx</b>	<b>0.0056</b>	<b>0.0058</b>	<b>0.007</b>	<b>0.0085</b>	<b>0.0078</b>	<b>0.015</b>	<b>0.021</b>	<b>0.032</b>	<b>0.042</b>
<b>Cpx</b>	<b>0.052</b>	<b>0.108</b>	<b>0.277</b>	<b>0.462</b>	<b>0.458</b>	<b>0.711</b>	<b>0.66</b>	<b>0.633</b>	<b>0.623</b>
<b>Plagioclasa</b>	<b>0.082</b>	<b>0.072</b>	<b>0.045</b>	<b>0.033</b>	<b>0.55</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.014</b>	<b>0.019*</b>

Tabla 6. Coeficientes de partición ( $D_i^A$ ) en un magma basáltico utilizados para graficar los patrones de fusión por lotes y cristalización fraccionada en REE, según White (2005) y Winter\* (2001).

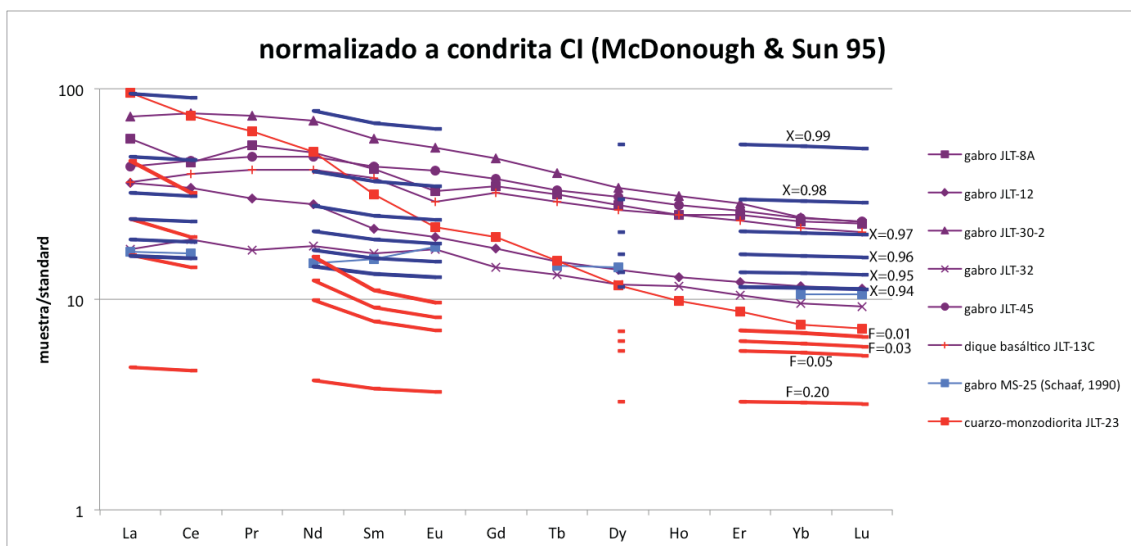


Figura 31. Diagrama de REE para los gabros y cuarzo-monzodiorita de Jilotlán y curvas de los mismos elementos para distintos grados de fusión por lotes (F) y cristalización fraccionada (X) del fundido de una peridotita de plagioclasa del manto superior empobrecido promedio según Workman y Hart (2005).

Pese a que las REE son los elementos traza menos móviles e incompatibles, todos son en general considerados incompatibles. Así bajos grados de fusión o altos de cristalización tendrán un gran efecto (aumento) sobre los incompatibles y poco en los compatibles. A medida que aumenten los grados de fusión o sean menores los de cristalización, disminuirán las concentraciones de los más incompatibles pero también las de los menos incompatibles (Figura 31). Por el contrario, altos grados de fusión o bajos de cristalización tendrán gran efecto (disminución) sobre los compatibles y poco en los incompatibles.

Adicionalmente, la pendiente de las curvas cambia para bajos a moderados grados de fusión. Por el contrario, para altos a moderados grados de cristalización la pendiente no cambia o lo hace en menor grado (Figura 31). Esta variación se debe a que como las REE son en general elementos incompatibles, al empezar a fundir una roca sólo los elementos más incompatibles se concentran en el líquido, mientras que al cristalizar un magma casi en su totalidad, tanto los elementos incompatibles como los más compatibles se concentran en la misma proporción tanto en las fases que cristalizan (los más compatibles), como en el líquido restante (los más incompatibles).

Como se puede observar en la Figura 31, ninguna de las curvas de fusión reproduce los patrones de los gabros de Jilotlán. 1% de fusión reproduce parcialmente el patrón de la cuarzo-monzodiorita de Jilotlán, pero las concentraciones de ésta son mayores. Se intentó con porcentajes de 1 a 5% y 20% de fusión y sólo se representan algunos como comparación (1, 3, 5 y 20%). Por otro lado, las curvas de cristalización sí asemejan más los patrones de los gabros aunque éstos muestran mayor empobrecimiento en elementos compatibles que las curvas de cristalización. Así, para el grupo de los gabros con mayor enriquecimiento de REE (JLT-30-2, 45, 8A y 13C), una cristalización del 97 a 99% de un fundido de un manto superior empobrecido reproduce parcialmente los patrones de éstos. Para los gabros con menor enriquecimiento (JLT-12, 32 y MS-25) una cristalización de 94 a 97% de dicho manto reproduce parcialmente los patrones observados. El patrón observado para la JLT-23 se aproxima a un modelo de fusión.

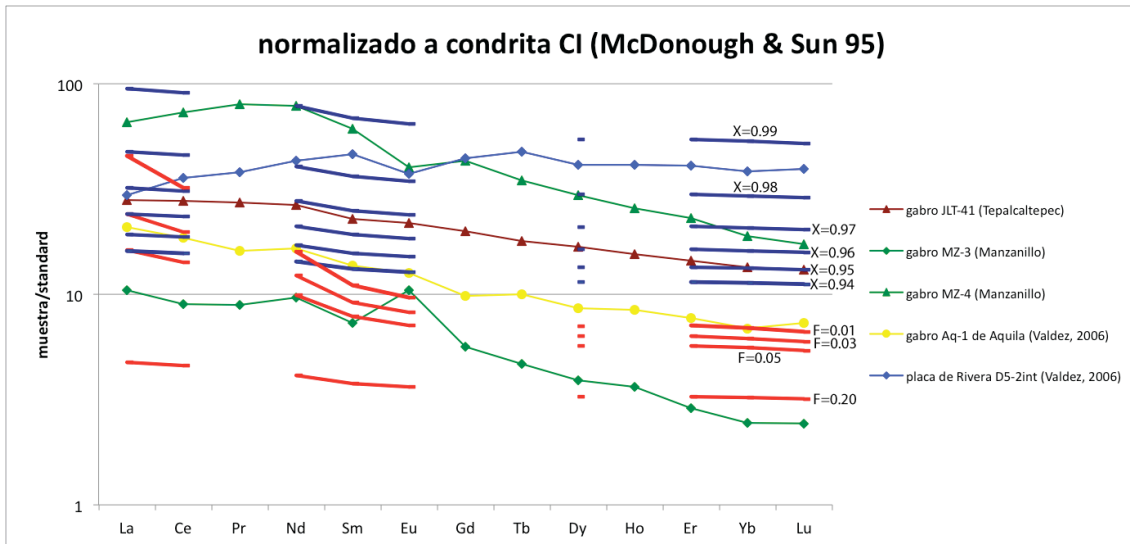


Figura 32. Diagrama de REE para los gabros de Tepalcaltepec, Manzanillo, Aquila y la placa de Rivera, así como curvas de los mismos elementos para distintos grados de fusión por lotes (F) y cristalización fraccionada (X) de una peridotita de plagioclasa del manto superior empobrecido promedio según Workman y Hart (2005).

Como se observa en la figura 32, algunos patrones de los gabros son reproducibles principalmente mediante altos grados de cristalización de un fundido mantélico aunque las rocas muestran nuevamente más empobrecimiento en los elementos más compatibles. Así, para el gabro JLT-41 una cristalización de 96 a 97% reproduce parcialmente el patrón observado. Para la MZ-4 una cristalización de 98 a 99% de fusión reproduce parcialmente el patrón. Para el Aq-1 una cristalización de 94 o 95% de cristalización o 1% de fusión reproduce parcialmente el patrón observado. Para el gabro MZ-3, una fusión de 3 a 20% del manto superior reproduciría muy parcialmente los patrones observados. Para el basalto de la placa de Rivera (D5-2int) ninguno de los dos procesos reproduce el patrón observado que está más enriquecido en elementos compatibles y empobrecido en incompatibles a comparación de los valores observados en las demás rocas para el modelo del manto utilizado. A comparación del patrón que presenta el manto superior empobrecido de Workman y Hart (2005), el basalto de la placa de Rivera (D5-2int) es similar pero con valores más enriquecidos.

Ya que estos gráficos consideran sólo una fuente y sólo un proceso (fusión o cristalización), resultan simplistas y en este caso sugieren que las rocas se formarían

por altos grados de cristalización y menos probablemente bajos grados de fusión (excepto la JLT-23) a partir de un manto superior empobrecido promedio. Además hay evidencia mineralógica de cristalización fraccionada.

Las rocas seguramente tienen historias de generación más complejas en las que tanto la fusión parcial como la cristalización fraccionada pudieron jugar un papel importante. Adicionalmente, pudo haber fuentes más evolucionadas involucradas en su generación como lo sugieren las concentraciones de REE incompatibles y más compatibles, respecto a las curvas de fusión o cristalización de un manto superior empobrecido promedio (Figuras 31 y 32).