

## Mineralogía y geoquímica de un intrusivo diorítico del centro de México Mineralogy and geochemistry of a dioritic intrusive rock in central Mexico

L. E. Ortiz Hernández <sup>a,\*</sup>, J. C. Escamilla Casas <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, 42184, Pachuca, Hidalgo, México.

### Resumen

En el centro de México (estado de Hidalgo), se localiza una estructura con forma de herradura denominada Panales, de 7 km<sup>2</sup> de diámetro, la cual exhibe en su centro un intrusivo pequeño (Cerro Siete Minas de 0.5 km<sup>2</sup> de afloramiento), cuya edad se ha considerado como del Terciario inferior. La caracterización mineralógica y geoquímica del intrusivo muestra que se trata de una diorita de augita-clinoenstatita medianamente potásica y sódica, metaluminosa (A/CNK=0.95) y calcoalcalina. Los datos geobarométricos y geotermométricos del clinopiroxeno y plagioclasa sugieren que la profundidad de formación del intrusivo fue de 11-12.5 km (3.3-3.8 kbars), a una temperatura de 900-800 °C, posteriormente re-equilibrada entre los 500-600 °C. Se sugiere que el intrusivo puede representar parte de la raíz plutónica de una estructura volcánica de colapso, del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana.

### Palabras Clave:

Diorita, caracterización, mineralogía, geoquímica, centro de México.

### Abstract

In central Mexico (Hidalgo state), a horseshoe-shaped structure named Panales is located, 7 km<sup>2</sup> in diameter, which exhibits in its center a small intrusive (Cerro Siete Minas of 0.5 km<sup>2</sup> outcrop), which age has been considered as lower Tertiary. The mineralogical and geochemical characterization of the intrusive shows that it is an augite-clinoenstatite diorite, with a moderate composition of potassium and sodium, metalluminous (A / CNK = 0.95) and chalcoalkaline. The geobarometric and geothermometric data of clinopyroxene and plagioclase suggest that the depth of formation of this intrusive was between 11-12.5 km (3.3-3.8 kbars), and 900-800 °C, later re-equilibrated temperature values indicate 500-600 °C. It is suggested that the intrusive may represent part of the plutonic root of a collapsing volcanic structure emplaced in the eastern sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt.

### Keywords:

Diorite, characterization, mineralogy, geochemistry, central Mexico.

### 1. Introducción

La porción centro-meridional del estado de Hidalgo, en México central, está atravesada por la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), que corresponde a una provincia geológica relativamente joven (Mioceno-Cuaternario), caracterizada por campos volcánicos discretos, con predominio de calderas, domos, conos cineríticos y derrames lávicos. En la transición de la FVT con la terminación sudoriental de la Plataforma carbonatada mesozoica de Valles-San Luis Potosí (PVSLP), a 53 km en línea recta de la ciudad de Pachuca (coordenadas geográficas 99° 00'-99°20' y 20° 15'-20°30'), se identifica una estructura semicircular interpretada mediante imágenes satelitales (Anguita et al., 2001) y cartografía geológica a diferentes escalas (Consejo de Recursos Minerales, 1995; Barrera-Guerrero, 2009), como una caldera.

Paleogeográficamente la región forma parte de la plataforma de Actopan (Carrasco, 1971), correspondiente a la terminación sudoriental de la PVSLP, en el límite con la FVT (Figura 1), desarrollada en rocas cretácicas marinas (formaciones El Doctor del Albiano-Cenomaniano, Mexcala del Cenomaniano-Maestrichtiano y Soyatal del Turoniano-Coniaciano), que están semicubiertas por rocas volcánicas terciarias (andesitas, dacitas),

por rocas detríticas fluvioacustres del Eoceno-Oligoceno (Fanglomerado El Morro) y Plioceno (Formación Tarango), intrusivo del Terciario inferior, así como derrames basálticos fisurales del Plioceno-Cuaternario.

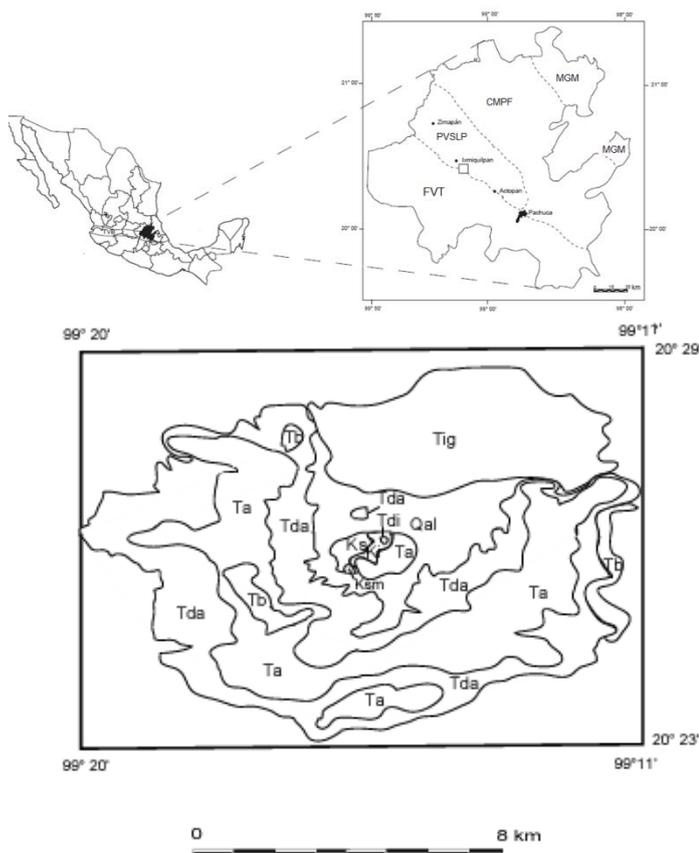
Estructuralmente la región forma pliegues anticlinales y sinclinales simétricos a ligeramente asimétricos, alargados y orientados N-S, con quiebres pequeños de sus ejes al NO o al SE.

Se tienen además fracturas que van de 2 a 7 km de extensión orientadas N45°-60°E (las más características), N10°-25°O y N-S (subordinadas), así como actividad sísmica moderada, producida por el semigraben Mezquital (Suter et al., 1995; Suter et al., 2001).

La estructura denominada Panales (±7 km<sup>2</sup> de diámetro; Mioceno tardío al Plioceno tardío), ubicada en la porción noroccidental de la carta geológica Ixmiquilpan (Consejo de Recursos Minerales, 1995), se interpreta como una caldera pequeña (Barrera-Guerrero, 2009; Reyes-Moreno et al., 2019), que muestra una diferencia de elevaciones (2300 m del centro de la caldera contra 1800 m en su borde noroccidental). La estructura es semicircular con forma de herradura, en virtud de que el margen nororiental está destruido, o cubierto por ignimbrita ácida (Figura 1). La caldera se asocia a los lineamientos NE-SO.

\*Autor para la correspondencia: leoh@uaeh.edu.mx

Correo electrónico: leoh@uaeh.edu.mx (Luis Enrique Ortiz Hernández), jocesca@uaeh.edu.mx (José Cruz Escamilla Casas)



**Figura 1:** Localización de la estructura Panales en México central y límites aproximados de las provincias geológicas del estado de Hidalgo (FVT=Faja Volcánica Transmexicana, PVSLP=Plataforma Valles-San Luis Potosí, CMPF=Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, MGM=Miogeoclinal del Golfo de México). Localización de la estructura Panales en el límite de la FVT-PVSLP. Mapa geológico que muestra las unidades litológicas expuestas (Barrera-Guerrero, 2009). Ki: Formación El Doctor (Albiano- Cenomaniano), Ksm: Formación Mexcala (Cenomaniano-Maestrichtiano), Ks: Formación Soyatal (Turoniano-Coniaciano), Ta: Flujos de andesita, Tda: Flujos y domos de dacita, Tb: Flujos de basalto, Tdi: Diorita Siete Minas, Qal: Aluvión.

Barrera-Guerrero (2009), propone tres episodios volcánicos para la estructura Panales: 1) un evento pre-caldera con extrusión de lavas andesíticas y basálticas presentes en el anillo de caldera; 2) un evento generador de caldera y colapso, el cual comprende una explosión ignimbítica y 3) un evento post-caldera resurgente, el cual genera inyección de diques y domos al centro de la estructura.

La importancia de la estructura Panales radica en el hecho que hay exposición de la cámara magmática, representada por el único afloramiento de roca intrusiva en el área. Corresponde a una diorita de piroxeno expuesta como apófisis en la porción NE del cerro Siete Minas (0.5 km<sup>2</sup> de afloramiento), que provoca recristalización en la Formación El Doctor.

El presente trabajo discute la mineralogía y geoquímica del intrusivo, para entender su evolución petrológica.

## 2. Desarrollo Experimental

Los análisis de roca total se obtuvieron mediante fluorescencia de rayos X, utilizando un espectrómetro Philips MagiXPRO del Servicio Geológico Mexicano. Las muestras se pulverizaron a la malla -200 y analizaron de acuerdo a estándares analíticos rigurosos, obteniéndose los valores en % en peso, con una precisión analítica mayor o igual al 95%.

Los elementos en traza se obtuvieron en ppm, mediante ICP-MS (VGEelemental modelo PalmaQuad3).

Los análisis de microsonda electrónica (ME) se obtuvieron en una ME JEOL JXA-8900R,+6 con sistema de dispersión de longitud de onda (WDS) del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, usando estándares naturales y sintéticos. Las condiciones analíticas utilizadas fueron 20 kV de voltaje de aceleración, una corriente de haz de 10 nA, tiempo de cuenta 6 a 10 segundos por grupo de tres elementos, tamaño del rayo 3 μm. Los datos obtenidos se corrigieron por medio de un programa por profundidad y absorción de los rayos (ZAF).

Las fórmulas estructurales de los clinopiroxenos y las plagioclasas se calcularon con base en una estequiometría de 6 y 8 átomos de oxígeno y 4 y 5 cationes respectivamente.

Las fórmulas estructurales de la ilmenita se obtuvieron mediante el programa de computadora ILMAT (LePage, 2003).

## 3. Resultados

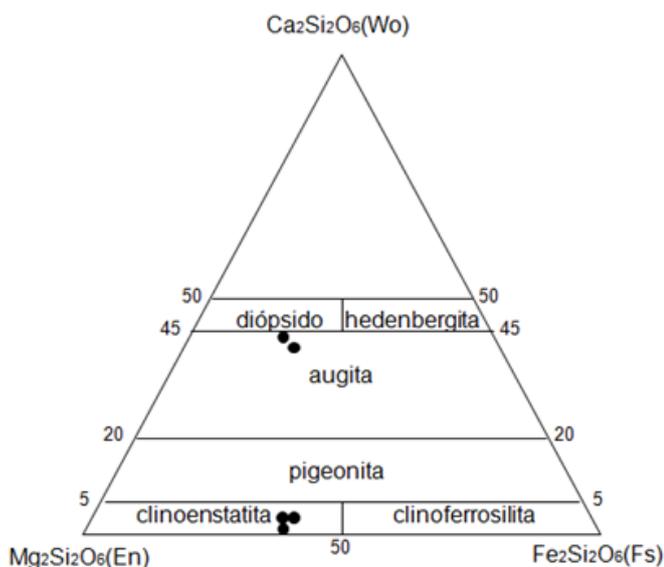
### 3.1. Mineralogía

El cuerpo intrusivo de Cerro Siete Minas tiene una textura holocristalina hipidiomórfica equigranular, constituida por plagioclasas zonadas euhedrales a subhedrales y piroxeno con alteración a clorita incipiente. Hay diseminaciones abundantes de ilmenita incluida en las plagioclasas y el piroxeno.

Los análisis efectuados empleando la ME muestran que se trata de clinopiroxeno con una zonación característica. El núcleo de los cristales varía en composición de augita (Wo<sub>40-43</sub> En<sub>39-40</sub> Fs<sub>18-20</sub>), que cambia a clinoenstatita (Wo<sub>2</sub> En<sub>58-60</sub> Fs<sub>38-39</sub>) en el borde (Morimoto *et al.*, 1988), con #Mg comprendido entre 0.62 y 0.74 (Tabla 1 y Figura 2). Los contenidos en SiO<sub>2</sub> varían entre 51-52% y su contenido de TiO<sub>2</sub> (0.18-0.56 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.92-1.91%) y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<0.1%), son reducidos, rasgo común en clinopiroxenos de magmas no alcalinos (TiO<sub>2</sub> <1%; LeBas, 1962). En general se observa un incremento en FeO, MnO, MgO y un decremento en CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O del núcleo hacia el borde de los cristales. Esto es evidente en las fórmulas estructurales, ya que se tiene un incremento en Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup> y Mg y una disminución en Ca, Na y K (Tabla 1).

**Tabla 1:** Composición del clinopiroxeno obtenido utilizando la ME.

	IXMB23	IXMB21	IXMB53	IXMB57	IXMB81
SiO <sub>2</sub>	51.7	51.2	51.49	51.58	51.91
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.56	0.24	0.18	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.24	1.91	0.92	1.08	1.69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.05	0.05	0.03	0.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.05	2.31	2.63	1.69	1
FeO	8.83	9.8	21.97	22.79	22.3
MnO	0.25	0.24	0.52	0.51	0.44
MgO	13.77	13.92	21.11	20.9	21.38
CaO	20.97	19.62	1.23	1.01	1.06
Na <sub>2</sub> O	0.33	0.36	0.02	0	0.02
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0	0	0
Total	99.48	100	100.19	99.78	100.13
Si	1.947	1.922	1.935	1.946	1.941
Al	0.055	0.085	0.041	0.048	0.074
Fe <sup>2+</sup>	0.278	0.308	0.691	0.719	0.697
Fe <sup>3+</sup>	0.058	0.065	0.074	0.048	0.028
Ti	0.008	0.016	0.007	0.005	0.007
Cr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Mg	0.773	0.779	1.183	1.176	1.192
Mn	0.008	0.008	0.017	0.016	0.014
Ca	0.846	0.789	0.05	0.041	0.042
Na	0.024	0.026	0.001	0	0.001
K	0.001	0.001	0	0	0
Total	4	4	4	4	4
Wo	42.95	40.35	2.45	2.04	2.15
En	39.25	39.83	58.49	58.63	60.29
Fs	17.8	19.83	39.06	39.34	37.56
≠Mg	0.631	0.62	0.631	0.717	0.735

**Figura 2:** Clasificación del clinopiroxeno (Morimoto *et al.*, 1988).

Esta evolución química, considerada como normal, se atribuye a un proceso de cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos, donde los primeros minerales que cristalizan se van enriqueciendo en MgO y FeO al curso de la diferenciación magmática (es decir al disminuir la temperatura y la presión). Aunque no se descarta también que esto podría sugerir un incremento en la fO<sub>2</sub> en el magma durante las últimas etapas de

cristalización de estos minerales. En las fórmulas estructurales se observa que el Al está presente sobre todo como Al<sup>IV</sup> y que el contenido de Al<sup>VI</sup> es muy bajo o nulo. Con respecto a los cocientes Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> de estos clinopiroxenos, se observa que son menores en el borde. Contrariamente los cocientes Al/Ti son mayores en el borde de los cristales (de 5.34 en el núcleo a 10.18 en el borde). Dado que estos cocientes son dependientes de la temperatura de cristalización, se atribuye esto a que los bordes cristalizaron a temperatura menor dentro de la cámara magmática.

Las relaciones entre los diferentes cationes de los clinopiroxenos analizados Al<sup>3+</sup>, Si<sup>4+</sup> y Ti<sup>4+</sup> muestran que la cantidad de Al es suficiente para balancear la deficiencia de Si en el sitio tetraédrico (Al>2-Si) y Ti en el sitio octaédrico (Al:Ti>0=6:1). Esto implica que el componente tschermakítico (CaR<sup>3+</sup>R<sup>3+</sup>SiO<sub>6</sub>), en particular el componente CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, es el componente principal no cuadrilátero del clinopiroxeno y que el componente acmítico (NaFe<sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) es muy bajo o nulo, como lo demuestra el contenido bajo en Na (0 ó <0.03 átomos por fórmula unidad). Augita y clinoenstatita contienen 2-3 mol% Ca-Ti-tschermakita y valores nulos en Ca-tschermakita. El contenido en jadeíta es bajo y está entre 1-2 mol % en augita; nulo en la clinoenstatita.

Esta sustitución Ca-tschermakítica (CATS=CaAlAlSiO<sub>6</sub>), es característica en los magmas donde existe baja actividad de sílice y es una sustitución típica de magmas subalcalinos que cristalizan a nivel de la corteza.

Estos ferromagnesianos se sitúan en la isoterma de 900-800 °C para el núcleo, y de 500-600 °C para el borde, de acuerdo al geotermómetro de Lindsley (1983). Se trata de clinopiroxenos de magma subalcalino según los diagramas de discriminación de SiO<sub>2</sub> vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Al<sup>IV</sup> vs TiO<sub>2</sub> de LeBas (1962) (no mostrados).

La aplicación del geotermobarómetro de Massota *et al.* (2013) que considera el equilibrio entre clinopiroxeno y líquido magmático proporciona una temperatura promedio de 977 °C y una presión de 3.3-3.8 kbars, lo que equivale a una profundidad comprendida entre 11-12.5 km. Estos datos están en concordancia con el cálculo de la temperatura de formación del plutón de 930 °C, utilizando el geotermómetro de Jung y Pfänder (2007) y de 976 °C, según la norma CIPW (Hollocher, 2004).

El agua magmática se calculó a partir del higrómetro de Armienti *et al.* (2013), que relaciona la P-T del piroxeno expresada en términos de sus componentes (DiHd, EnFs CaTs, Jd, CaTi). De acuerdo con este higrómetro, se obtuvo un contenido en agua de la diorita de 3.13 a 3.67 % en peso.

Los fenocristales de plagioclasa en la diorita se observan en general sin alteración y con zonación característica. Su composición varía de labradorita en el núcleo a andesina en el borde (Ab<sub>33-57</sub>An<sub>41-66</sub>Or<sub>1-2</sub>) (Tabla 2 y Figura 3). Se sitúan en la isoterma de 700 °C en el triángulo de los feldspatos (Elkins y Grove, 1990).

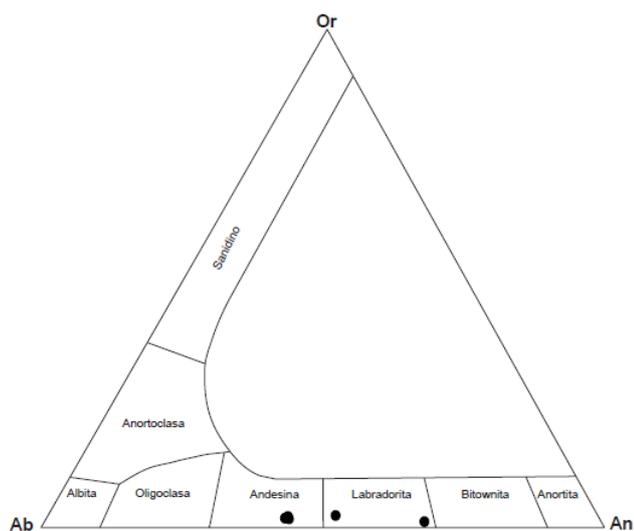
La ilmenita se observó en cristales pequeños anhedrales a subhedrales incluida sobre todo en los piroxenos. Dado que la ilmenita representa una solución sólida de geikielita (MgTiO<sub>3</sub>), pirofanita (MnTiO<sub>3</sub>) y hematita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), las ilmenitas analizadas varían en composición de 92 a 93% de ilmenita, 1% de geikielita, 2-3% de pirofanita y 3-5% de hematita.

**Tabla 2:** Composición de plagioclasas obtenida de la ME.

	IXMB35	IXMB69	IXMB610	IXMB77	IXMB78
SiO <sub>2</sub>	51.55	56.99	57.67	55	54.74
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.34	27.22	26.77	29.3	28.54
FeO	0.39	0.44	0.45	0.38	0.49
MgO	0	0.03	0.03	0	0.02
MnO	0	0	0	0	0
CaO	13.68	8.89	8.61	10.97	10.91
Na <sub>2</sub> O	3.85	6.55	6.62	5.45	5.44
K <sub>2</sub> O	0.17	0.39	0.39	0.24	0.25
Total	100.97	100.55	100.57	101.36	100.42
Si	2.32	2.55	2.58	2.45	2.46
Al	1.67	1.44	1.41	1.54	1.51
Fe <sup>2+</sup>	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Ca	0.66	0.43	0.41	0.52	0.53
Na	0.34	0.57	0.57	0.47	0.48
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Total	5	5	5	5	5

Ab	33.42	55.89	56.9	46.7	46.76
An	65.61	41.92	40.9	51.95	51.82
Or	0.97	2.19	2.2	1.35	1.42

**Figura 3:** Clasificación de las plagioclasas de la diorita Siete Minas.

### 3.2. Geoquímica

La geoquímica (Tabla 3) muestra que se trata de una diorita con un contenido en sílice de 62%, medianamente potásica ( $K_2O=1.12\%$ ), con valores bajos de  $TiO_2$  (0.72%) y  $FeO$  (0.64), moderados en  $MgO$  (2,61%) y  $K_2O$ , pero altos en  $Al_2O_3$  (17.36%),  $Fe_2O_3$  (4.46%) y  $Na_2O$  (4.02% y  $Na_2O/K_2O=3.58$ ), con cuarzo, diópsido e hiperstena normativos, típico de rocas saturadas en sílice, subaluminosas y subcalcinas (granitoide de tipo I; Chappel y White, 2001). Es una roca metaluminosa ( $ASI=0.95$ ), sódica, rica en ferromagnesianos ( $Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2=8.21\%$ ), con un  $\#Mg=28$ .

**Tabla 3:** Composición química (% en peso) y de elementos en traza (en ppm) de la diorita. Se muestra asimismo la norma CIPW.

IXM3							
SiO <sub>2</sub>	62	Qtz	19.17	Cr	215	Ce	36.64
TiO <sub>2</sub>	0.72	Or	6.62	Ni	1	Nd	17.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.36	Ab	34.02	Sc	17	Sm	3.7
FeO	0.64	An	26.02	V	79	Eu	1.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.46	Hyp	5.75	Cu	81	Gd	3.77
MnO	0.08	Rt	0.02	Zr	195	Dy	3.06
MgO	2.31	Sph	1.54	Y	22	Er	1.91
CaO	5.75	Ilm	0.14	Nb	18	Yb	1.68
Na <sub>2</sub> O	4.02	Hem	5.1	Th	3	Lu	0.26
K <sub>2</sub> O	1.12	Ap	0.12	Ta	308	Pr	4.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	Zrn	0.04	Zn	195	(La/Yb) <sub>N</sub>	10.44
PXC	0.64	Chr	0.02	La	17.54	Eu/Eu*	0.56
Total	99.15						

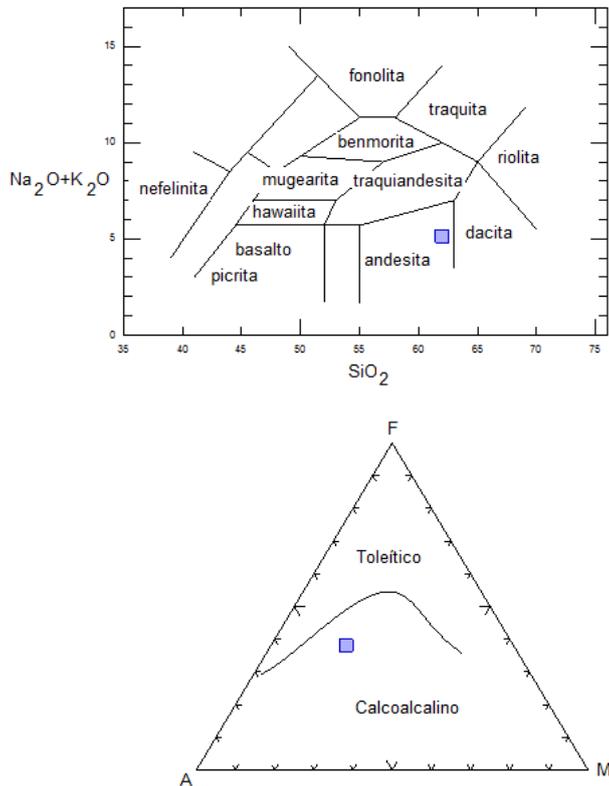
A nivel de elementos en traza, el intrusivo muestra un valor muy bajo en Ni (1 ppm), alto en Cr (215 ppm), un poco menor que el de la corteza inferior de arcos continentales (239 ppm; Rudnick y Fountain, 1995), cociente  $Th/Yb=1.79$ ,  $Ta/Yb=183.33$ ,  $Nb/Y=0.81$  y  $Sc/Ni=17$ . Sus contenidos en Ce, Nd, Sm, Pr, Y e Yb (36.64, 17.56, 3.7, 22 y 1.68 ppm, respectivamente) son más cercanos al de la corteza total de arcos continentales (37, 17.9, 3.7, 19 y 1.9 ppm, respectivamente) (Rudnick y Fountain, 1995), mientras que los valores de Eu y Gd son mayores (1.1 vs 1.1 ppm y 3.77 vs 3.0 ppm, respectivamente). El valor de Er (1.9 ppm) es similar al de la corteza inferior de arcos continentales (Rudnick y Fountain, 1995). El contenido en Zr (195 ppm) es casi similar al de la corteza continental superior (190 ppm; Rudnick y Fountain, 1995). Sus cocientes  $Nb/Y$ ,  $Ta/Yb$ ,  $La/Yb$  y  $Gd/Yb$  son cercanos a "slab failure granitoids" (Whalen y Hildebrand, 2019), ya que estos granitoides pueden ser discriminados por sus cocientes  $Nb/Y > 0.4$ ,  $Ta/Yb > 0.3$ ,  $La/Yb > 10$  y  $Gd/Yb > 2$ .

El cociente  $La/Yb$  ratio (10.44) es cercano al de la corteza media (10.7; Rudnick y Gao, 2003). Estas características geoquímicas son típicas de magmas relacionados a subducción (McCulloch y Gamble, 1991).

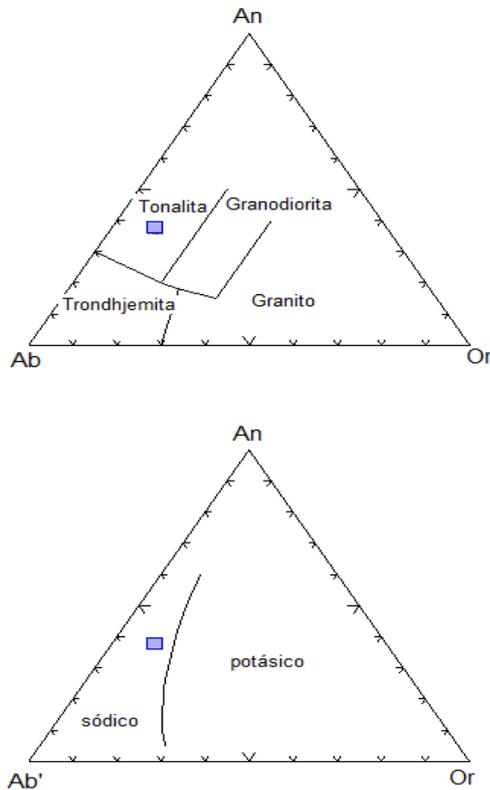
De acuerdo a la clasificación de Frost et al. (2001), la roca es magnesiánica, cálcica y metaluminosa. Es un granitoide magnesiano relacionado a magmas de arco de islas, los cuales siguen una tendencia de diferenciación oxidante, pero sin presentar el enriquecimiento en hierro típico de los magmas toleíticos. Estos magmas ocurren en las partes plutónicas de arcos insulares.

En un diagrama  $Na_2O+K_2O$  contra  $SiO_2$  se ubica en el campo de andesitas (dioritas) subcalcinas, mientras que en un diagrama AFM cae en el campo de rocas calcoalcalinas (Figura 4).

En el diagrama normativo An-Ab-Or (Barker, 1979), se sitúa en el campo de las tonalitas y finalmente en un diagrama triangular An-Ab'-Or se sitúa en el campo sódico (Figura 5).

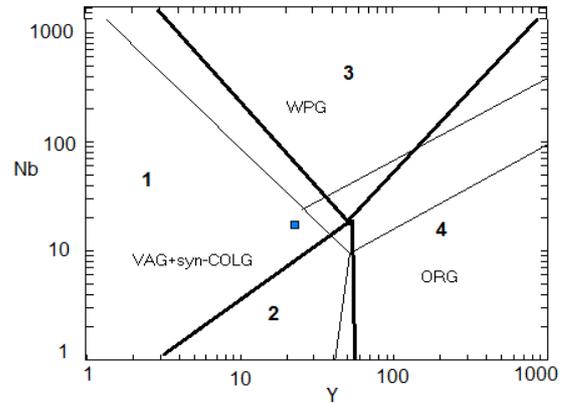


**Figura 4:** Diagrama de clasificación  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  contra  $\text{SiO}_2$  y diagrama AFM mostrando la afinidad calcoalcalina.



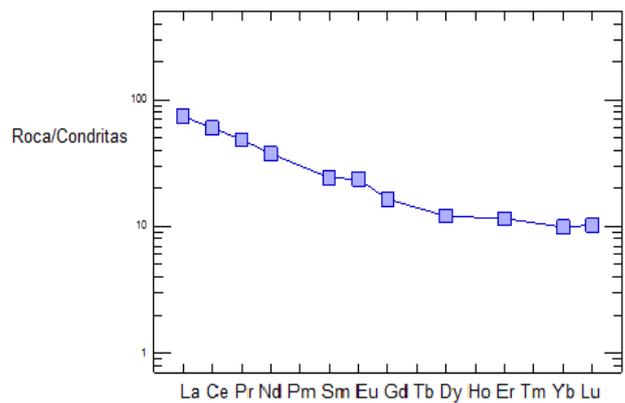
**Figura 5:** Diagrama triangular An-Ab-Or mostrando el carácter tonalítico y diagrama triangular An-Ab'-Or mostrando el carácter sódico de la diorita.

En un diagrama Nb (ppm) contra Y (ppm), se observa que se sitúa en el campo de granitoides de arco volcánico y/o granitoides sin-colisión (Pearce *et al.*, 1984) o cuando se sobrepone la discriminación de granitoides de Whalen y Hildebrand (2019), se sitúa en el campo de “slab failure granitoids (Figura 6).



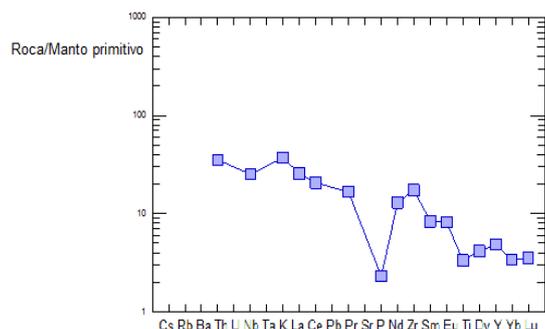
**Figura 6:** Clasificación de los granitoides según Pearce *et al.* (1984), mostrando la clasificación en granitos de arco volcánico y sin colisión (VAG+synCOLG), granitos de intraplaca (WPG) y granitos de cresta oceánica (ORG); se sobrepone en líneas más oscuras la clasificación de Whalen y Hildebrand (2019) en “slab failure granites” (1), granitos de arco (2) y granitos anorogénicos (3 y 4).

El espectro de tierras raras normalizado con respecto a las condritas (Figura 7) muestra enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas (suma total de tierras raras igual a 93 y cociente  $\text{La}/\text{YbN}=7.51$ ; valores de normalización con respecto a condritas de Sun and McDonough, 1989), lo que es típico de plutones cordilleranos, encontrados en los márgenes de batolitos, o como plutones de arcos de islas.



**Figura 7:** Espectro de tierras raras normalizado con respecto a condritas (Sun y McDonough, 1989), mostrando enriquecimiento en tierras raras ligeras.

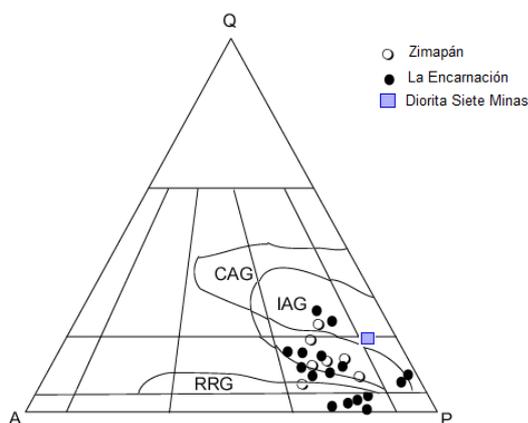
El diagrama de normalización con respecto a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Figura 8) muestra anomalías negativas características en Nb, P y Ti, las cuales se relacionan con el fraccionamiento de ferromagnesianos, apatita, óxidos de hierro y titanio.



**Figura 8:** Diagrama de normalización respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), en el que se indican anomalías negativas en Nb, P y Ti.

#### 4. Discusión

Si bien la diorita Siete Minas corresponde a un afloramiento muy pequeño ( $0.5 \text{ km}^2$ ), situado en el núcleo de una estructura de colapso de  $7 \text{ km}^2$  de diámetro, es la exposición más austral de un cuerpo intrusivo en el límite entre la PVSLP y la FVT. La edad del intrusivo de acuerdo al Consejo de Recursos Minerales (1995) es del Terciario inferior, dado que afecta a las calizas de la Formación El Doctor del Albiano-Cenomaniano. Este intrusivo tiene más afinidad con la FVT que con la PVSLP, ya que comparado con los granitoides de Zimapán (González-Caber y Jaimes-Martínez, 1986) y La Encarnación (Flores-Castro *et al.*, 2003), situados en el extremo sudoccidental de la PVSLP, la diorita es menos fraccionada, menos potásica y más sódica (Figura 9).



**Figura 9:** Diagrama triangular QAP mostrando la clasificación de granitos de Maniar y Piccoli (1989) en granitos de arco continental (CAG), granitos de arco de islas (IAG) y granitos de cresta oceánica (RRG).

Este carácter sódico podría ser el reflejo de una fuente magmática rica en Na (Jagoutz, 2010) y no de metasomatismo sódico (Proteau *et al.*, 2001), ya que ni la plagioclasa (labradorita-andesina), ni el clinopiroxeno (bajo en Jd) de esta roca están enriquecidos en Na. Además, un diferenciado ácido (granodiorita de hornblenda) de este magmatismo, fue reportado por Barrera-Guerrero (2007) en la estructura Panales, con un contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  de 4.21%.

En el distrito minero de Zimapán, el evento magmático está representado por cuerpos intrusivos de composición monzonítica

y cuarzomonzonítica (Simons y Mapes, 1956), mientras que en la zona de La Encarnación, donde la erosión ha sido intensa (núcleos de anticlinales orientados NO-SE), afloran troncos de cuarzodiorita, monzodiorita, cuarzomonzodiorita y granodiorita ( $\pm 50 \text{ Ma}$ ) de afinidad calcoalcalina rica en potasio, con cierta tendencia shoshonítica (Flores-Castro *et al.*, 2003), como lo demuestra el diagrama QAP (Figura 9), ya que estas rocas siguen la evolución de las series magmáticas granodiorítica y monzonítica. Esto, y las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7054$  determinadas por González-Caver y Jaimes-Martínez (1986), sugieren corteza continental implicada en su génesis. Estos cuerpos plutónicos que afectan a rocas pelíticas y calcáreas, se emplazaron a profundidades someras (1.5-2.5 kb de presión,  $\text{Al}^{\text{T}}$  en hornblenda, Flores-Castro *et al.*, 2003).

El magmatismo diorítico-granítico de este sector del estado de Hidalgo se ha datado radiométricamente al norte de Panales, estimándose edades eocénicas ( $47.8 \pm 2.4 \text{ Ma}$ ), miocénicas ( $31.1 \pm 1.6 \text{ Ma}$ ) y oligocénicas ( $23.2 \pm 1.2 \text{ Ma}$ ) (JICA-MMAJ, 1980; Kikoyawa, 1981). Esta última edad radiométrica corresponde a una cuarzomonzonita de augita-hiperstena-hornblenda enriquecida en  $\text{Na}_2\text{O}$  (4.76%) que intrusión a la Formación El Doctor. Dadas las características mineralógicas y geoquímicas de esta roca, podría correlacionarse con la diorita del cerro Siete Minas.

#### 5. Conclusiones

El magmatismo de esta porción del estado de Hidalgo se caracterizó mediante mineralogía y geoquímica de la única exposición de un cuerpo intrusivo diorítico situado en el límite entre la PVSLP y la FVT. Muestra más afinidad con la FVT que con la PVSLP, dado que los diagramas de discriminación lo sitúan en el campo de plutones de arcos de islas o granitoides cordilleranos. Se trata entonces de un granitoide de arco volcánico, formado en la raíz plutónica de una estructura volcánica de colapso (cámara magmática subyacente de una caldera). El carácter enriquecido en  $\text{Na}_2\text{O}$  es su característica distintiva.

Los datos geobarométricos y geotermométricos sugieren su formación a nivel de la corteza (espesor de al menos 11-12.5  $\text{km}=3.3\text{-}3.8 \text{ kbars}$ ), a una temperatura media de  $977 \text{ }^\circ\text{C}$ , con re-equilibrio posterior. Estas temperaturas y profundidades concuerdan con la génesis de magmas andesíticos en contexto de subducción.

#### Conflicto de intereses

Los autores declaran que no existen conflictos de intereses.

#### Referencias

- Anguita, F., Verma, S.P., Márquez, A., Vasconcelos-F., M., López, I., Laurrieta, A., (2001). Circular features in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107, 265-274.
- Armienti, P., Perinelli, C., Putirka, K.D., (2013). A new model to estimate deep-level magma ascent rates, with applications to Mt. Etna (Sicily, Italy). *Journal of Petrology* 54, 4, 795-813. DOI:10.1093/petrology/egs085.
- Barker, F., (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker, F., (ed), *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-12.
- Barrera-Guerrero, S., (2009). Caracterización geológica de la estructura semicircular Panales, Ixmiquilpan, estado de Hidalgo, México. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería, tesis de Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental, 191 p., (inédita).

- Carrasco, V.B., (1971). Litofacies de la Formación El Abra en la plataforma de Actopan, Hidalgo, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, 1, 5-28.
- Carrillo-Martínez, M., Suter, M., (1982). Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro. In: Excursion geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes. Libro-guía IV Convención Nacional. Sociedad Geológica Mexicana. México, D.F. pp. 1-20.
- Chappel, B.W, White, A.J.R., (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489-499.
- Consejo de Recursos Minerales, (1995), Carta geológico-minera Ixmiquilpan (F14-C79), escala 1:50 000.
- Elkins, L.T., Grove, T.L., (1990), Ternary feldspar experiment and thermodynamic models. *American Mineralogist*, v. 75, p. 544-559.
- Flores-Castro, K., Vaquer-Navarro, R., Ortiz-Hernández, L.E., Esquivel-Macías C., Ramírez-Cardona, M., Acevedo-Sandoval, O., Canet-Miquel, Ch., (2003). Petrologic and geochemical constraints from La Encarnacion granitoids, Hidalgo state (Mexico). 99th Annual Meeting Cordilleran Section, Geological Society of America Abstracts with Programs, April 1-3, 2003, Puerto Vallarta, Jalisco, Session No. 10-6, p. 19 (abstract).
- Frost, B.R., Barnes, C., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 43, 2033-2048.
- González-Caver, E. L., Jaimes-Martínez, L. M., (1986). Modelo metalotectónico de la mineralización de tungsteno del skarn de plomo-zinc de Zimapán, Hgo., en base a datos isotópicos de Rb, Sr, y O. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, D.F., tesis de Licenciatura en Ingeniería Geológica, 52 p. (inérita).
- Hollocher, K., (2004). CIPW Norm Calculation Program. Geology Department, Union College.
- Jagoutz, O., (2010). Construction of the granitoid crust of an island arc part II: a quantitative petrogenetic model. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 16, 359-381.
- JICA-MMAJ, (1980). Report on the Geological Survey of the Pachuca-Zimapán area, central Mexico. Phase II.
- Jung, S., Pfänder, J.A., (2007). Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids-constraints from CaO/Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy* 19, 6, 859-870. DOI: 10.1127/0935-1221/2007/0019-1774.
- Kikoyawa, M. ed., (1981). Report on geological survey of the Pachuca-Zimapán area, central Mexico; phase II. Consejo de Recursos Minerales México, Metal Mining Agency of Japan y Japan International Cooperation Agency, pp.195 (inérito).
- Le Bas, M.J., (1962). The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260, 267-288.
- McCulloch MT, Gamble J.A., (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science and Letters* 102, 3-4, 358-374.
- LePage, L.D., (2003). ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences* 29, 673-678.
- Lindsley, D.H., (1983). Pyroxene thermometry: *American Mineralogist* 68, 5-6, 477-493.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., (1989). Tectonic discrimination of granitoid. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643.
- Massota, M., Mollo, S., Freda, C., Gaeta, M., Moore, G., (2013). Clinopyroxene-liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, DOI 10.1007/s00410-013-0927-9.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zuzman, J.; Aoki, K. , Gottardi, G. , (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 7, 1123-1133.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology* 125, 956-983.
- Proteau, G. Scaillet, B., Pichavant, M., Mauty, R., (2001). Evidence for mantle metasomatism by hydrous silica melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197-200.
- Reyes-Moreno, J.A., Pérez-Corona, F.Y., Árcega-Santillán, I., Ortiz-Hernández, L.E., (2019). Combinación de métodos potenciales y percepción remota para el análisis geológico-estructural de la caldera Panales, Hidalgo, México. *Tópicos de Investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales* 6, ICBI, UAEH, ISSN: 2395-840, pp. 123-129.
- Rudnik, R.L., Fountain, D.M, (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33, 3, 267-309, Paper number 95RG01302.
- Rudnick, R.L., Gao, S., (2003). Composition of the continental crust. In *Treatise on Geochemistry*, 3, ISBN 0-08-043751-6, Elsevier, Amsterdam, pp.1-64.
- Simons F.S., Mapes V.E., (1956). Geology and mineral deposits of the Zimapán district, State of Hidalgo. *Boletín del Instituto Nacional de Investigaciones sobre os Recursos Minerales* 40, pp. 282.
- Sun, S.S., McDonough W.F., (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In Saunders A.D., Norry M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society Special Publication 42, 313-345.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M. , Farrar, E., (1995). The Aljibes half-graben active extensión at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the basin and range province, México. *Geological Society of America Bulletin* 107, 6, 627-641.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O. y Carrillo-Martínez, M., (2001). Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin* 113, 693-703.
- Whalen, J.B, Hildebrand, R.S., (2019). Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos* 348-349, 105179. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105179.

## Glosario

A/CNK es el índice de saturación de alúmina de las rocas ígneas, que representa al cociente  $Al_2O_3/(CaO+N_{a2}O+K_2O)$  y que permite clasificar a las rocas en metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas.

DiHd, EnFs CaTs, Jd, CaTi) son componentes del piroxeno: Diópsido-Hedenbergita, Enstatita-Ferrosilita, Ca-Tschermakita, Jadeíta y CaTi-Tschermakita.

Granitoides de arco volcánico y/o granitoides sin-colisión. El esquema de clasificación de granitoides de (Pearce *et al.*, 1984) contempla varios tipos en granitoides orogénicos (arco volcánico, sin-colisión y post-colisión) y no orogénicos (intra-placa y de cresta oceánica).

ILMAT es una hoja de cálculo en Excel que permite calcular las fórmulas estructurales de la ilmenita-magnetita, así como realizar cálculos geotermométricos y geobarométricos.

Slab failure granitoids son granitoides de rotura de losa según Whalen y Hildebrand (2019), que pueden ser discriminados de los granitoides de arco por sus cocientes  $Sr/Y > 20$ ,  $Nb/Y > 0.4$ ,  $Ta/Yb > 0.3$ ,  $La/Yb > 10$ ,  $Gd/Yb > 2$  y  $Sm/Yb > 2.5$ .