

Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana

FEDERICO VIERA DÉCIDA*, JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ*, FERNANDO VELASCO TAPIA*,
MARÍA TERESA OROZCO ESQUIVEL**

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) está constituida por localidades magmáticas que configuran un cinturón discontinuo con orientación NNW-SSE, paralelo a la paleotrinchera del Pacífico y a la costa del Golfo de México.¹ Se extiende desde el norte, en Coahuila, hasta el sur, en Veracruz (~2,000 km), abarcando buena parte de la Planicie Costera del Golfo. Dichas localidades están constituidas por rocas ígneas emplazadas principalmente durante el Terciario, con algunas manifestaciones del Cuaternario.² El carácter geoquímico de los magmas que originaron las rocas de esta provincia es predominantemente alcalino.

Las localidades que conforman la PAOM son: La Cueva, Cinturón Candela-Monclova, Sierra de Picachos, Sierra de San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas, Planicie de Tampico, Sierra de Otontepec o Tantima, Palma Sola y Los Tuxtla. Esta última fue considerada como parte de la PAOM.^{1,3,5} Sin embargo, Thorpe⁶ y Clark *et al.*,⁷ entre otros, la consideraron como la parte más oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), mientras que Nelson *et al.*⁸ interpretaron su formación en una zona trasarco del CVM.

Barker^{9,11} y Nelson *et al.*⁵ consideran esta provincia como una probable extensión hacia el sur

de la Provincia Magmática de Trans-Pecos, localizada en Texas y Nuevo México, cuya máxima manifestación magmática ocurrió hace 48–17 Ma.

El magmatismo de la PAOM se generó como respuesta a la evolución geodinámica del noreste de México en el Terciario, bajo la influencia de márgenes de placas tectónicas, deducido por la existencia de rocas con características geoquímicas típicas para zonas de subducción e intraplaca.¹²⁻¹⁷

La finalidad del presente trabajo es determinar las relaciones petrogenéticas del magmatismo en seis localidades de la PAOM, corroborar los ambientes geotectónicos que las originaron y el tiempo de transición entre éstos.

Marco geológico regional

Las seis localidades magmáticas consideradas en el presente trabajo son: Cinturón Candela-Monclova, Sierra de Picachos, Sierra de San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas, Planicie de Tampico y Sierra de Otontepec o Tantima (figura 1), que a manera general abarcan una longitud de ~800 km.

* Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Linares, N.L. fviera@mail.uanl.mx

** Centro de Geociencias, UNAM. Campus Juriquilla, Qro, Qro.

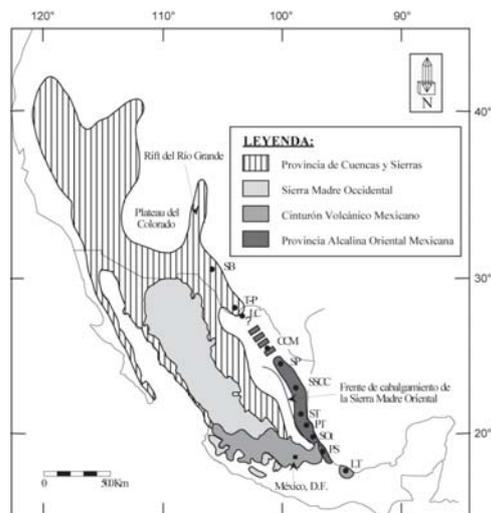


Fig. 1. Distribución de provincias magmáticas en México y USA; SB: Sierra Blanca, T-P: Trans-Pecos, LC: La Cueva, CCM: Cinturón Candela-Monclova, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas, ST: Planicie de Tampico, SO: Sierra de Otontepec, PS: Palma Sola y LT: San Andrés de Los Tuxtla. Modificado de Ramírez Fernández *et al.*¹⁸ y Henry y Aranda-Gómez.¹⁹

Las rocas intrusivas se presentan en el Cinturón Candela-Monclova, Sierra de Picachos, Sierra de San Carlos-Cruillas (porción central y suroccidental) y en la parte central de la Sierra de Tamaulipas (Complejo Ígneo Central), mientras que las rocas volcánicas se presentan principalmente en la periferia de la Sierra de San Carlos, porción oriental y occidental de la Sierra de Tamaulipas, Planicie de Tampico y Sierra de Otontepec.

Considerando los estudios previos al presente trabajo, las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova,¹³ buena porción de las rocas de la parte sur y occidental de la Sierra de San Carlos-Cruillas¹⁴ y una pequeña porción de las rocas del Complejo Ígneo Central de la Sierra de Tamaulipas (Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador)^{16,17} presentan características geoquímicas que atribuyen su formación a un ambiente geotectónico de subducción.

En cambio, las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos,¹² buena parte de las rocas intrusivas y todas las rocas volcánicas tanto de la Sierra de San Carlos-Cruillas¹⁴ y Sierra de Tamaulipas,¹⁶ así

como las rocas de la Planicie de Tampico^{15,16} y Sierra de Otontepec,¹⁵ presentan características geoquímicas típicas de un régimen de intraplaca.

Hasta el momento se han reportado edades del magmatismo asociado al régimen de intraplaca que varían desde el Oligoceno, para la Sierra de San Carlos-Cruillas²⁰⁻²² (31.6–27.9 Ma), Sierra de Tamaulipas^{2,23,24} (32.6–24.0 Ma) y Planicie de Tampico²³ (28.0–23.5 Ma) hasta el Plioceno y Pleistoceno en la Sierra de Tamaulipas² (2.6–0.24 Ma). Para el caso del magmatismo asociado a subducción solamente se cuenta con edades para el Cinturón Candela-Monclova, el cual ocurrió en el Eoceno^{25,22} (42.4–38.6 Ma).

Metodología

El trabajo de campo consistió en la recolección de muestras para análisis petrográfico y geoquímico (~5 kg), así como para fechamientos (~10 kg). Se consideraron las cartas geológicas del INGEI a escala 1:50,000 y los mapas desarrollados por autores previos sobre la distribución de rocas magmáticas para cada una de las localidades estudiadas.

Los análisis petrográficos se realizaron con un microscopio de luz polarizada de la marca LEICA modelo DMLSP, y se utilizaron láminas delgadas para describir las texturas de las rocas y las propiedades características de cada mineral para su identificación.

Los análisis geoquímicos para elementos mayores y algunos traza fueron efectuados en muestra pulverizada (<400 mallas) por la técnica de fluorescencia de rayos X, por dispersión de longitud de onda con un espectrómetro marca PHILIPS modelo PW2400. El Fe⁺² se determinó volumétricamente por el método de Pratt y la pérdida por ignición por gravimetría (1,000°C). Los elementos de las tierras raras y buena parte de los elementos traza se analizaron por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente, con un sistema VG Elemental Plasma Quad System PQ2+.

Los fechamientos K-Ar se efectuaron en minerales separados y purificados, tales como: biotita, hornblenda, augita aegirínica, feldespato potásico y roca total. Se analizó K total con la misma técnica que a los elementos mayores, para calcular el ^{40}K de acuerdo a su abundancia en la naturaleza. El ^{40}Ar se determinó por espectrometría de masas, por dilución isotópica, con un equipo VG1200B.

Resultados

Los magmas emplazados en la PAOM generaron rocas intrusivas en forma de plutones, grandes stocks (figura 2) y sills, así como rocas extrusivas (volcánicas) que afloran en forma de coladas, cráteres, cuellos volcánicos (figura 3), sills y diques.

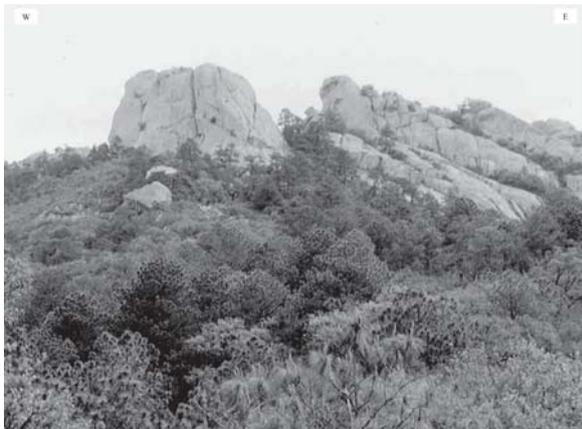


Fig. 2. Plutón de sienita alcalina en La Bufa del Diente, Sierra de San Carlos-Cruillas.



Fig. 3. Cuello volcánico de fonolita de olivino en El Bernal de Horcasitas, Planicie de Tampico.

Los resultados de los análisis petrográficos se utilizaron para clasificar las rocas intrusivas con base en el diagrama de Streckeisen²⁶ (figura 6). Las texturas sobresalientes para las rocas intrusivas varían de hipidiomórficas y panidiomórficas granulares (figura 4) a porfiríticas, cuyas profundidades de emplazamiento fueron pequeñas (<2,000 m). Para el caso de las rocas volcánicas, sus texturas varían de porfiríticas, glomeroporfidicas e intergranulares hasta traquíticas (figura 5).



Fig. 4. Textura panidiomórfica granular para el gabro SCGb. Borde inferior 5.1 mm.

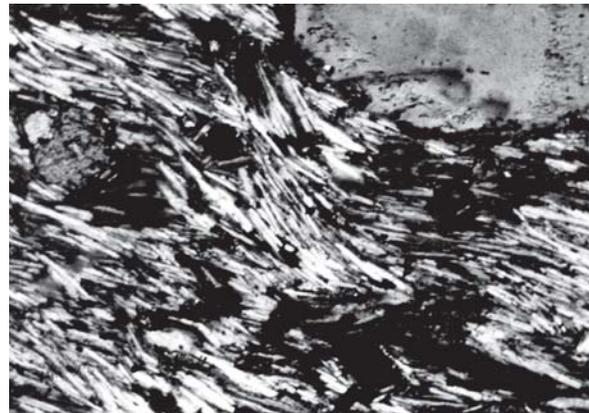


Fig. 5. Textura traquítica para la traquita Cau. Borde inferior 1.3 mm.

La clasificación de las rocas volcánicas se llevó a cabo por medio del diagrama de TAS (total de álcalis vs. sílice), utilizando los datos geoquímicos ajustados al 100% en base seca (figura 7).

Los resultados geoquímicos se interpretaron a través de diagramas multielementos, de tierras ra-

ras, de discriminación tectonomagmática y de relaciones entre elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y elementos de alta carga iónica (HFSE).

Las rocas del Cinturón Candela-Monclova, algunas rocas intrusivas de la Sierra de San Carlos-Cruillas (gabro SCGb y monzodiorita SCMD) y las rocas intrusivas del Complejo Intrusivo del rancho El Salvador, en la Sierra de Tamaulipas, presentan una alta relación LILE/HFSE ($Ba/Nb > 30$), y reflejan anomalías negativas de HFSE (Nb, Ta y Ti) en los diagramas multielementos. Esta característica normalmente se ha asociado a rocas generadas en un ambiente geotectónico de subducción, aunque cabe la posibilidad de que tal característica se deba en parte a contaminación cortical.³⁰ De forma diferente, las rocas restantes de la Sierra de Picachos, las restantes de la Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas, así como todas las rocas de la Planicie de Tampico y Sierra de Otontepec, presentan una baja relación LILE/HFSE, sin mostrar las anomalías mencionadas, lo que hace relacionar su génesis con un ambiente geotectónico de intraplaca.

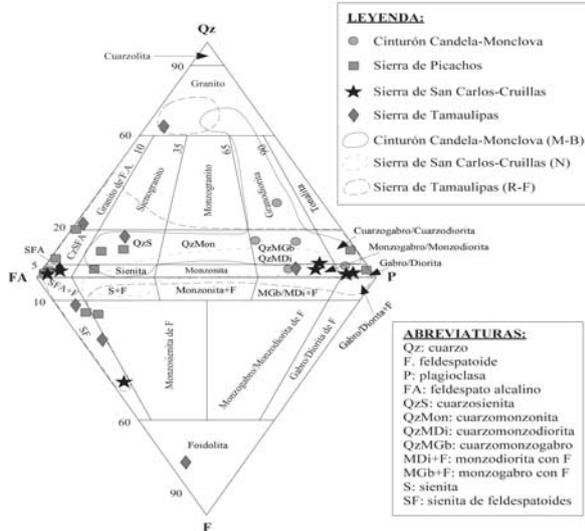


Fig. 6. Diagrama de Streckeisen²⁶ para la clasificación modal de las rocas intrusivas de la PAOM. Se incluyen los campos determinados previamente por M-B: Morton-Bermea,¹³ N: Nick,¹⁴ R-F: Ramírez Fernández.¹⁶

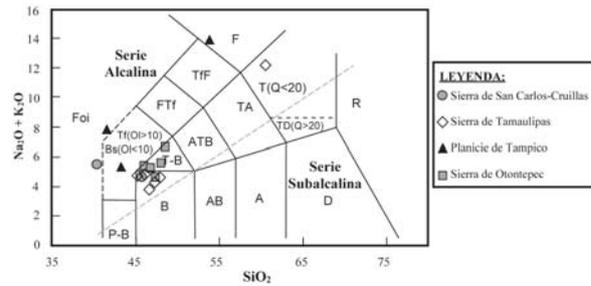


Fig. 7. Diagrama de TAS para la clasificación de rocas volcánicas de la PAOM, según Le Bas²⁷ y Le Maitre *et al.*²⁸ P-B: picrobasalto, B: basalto, AB: andesita basáltica, A: andesita, D: dacita, R: riolita, TF: tefrita, Bs: basanita, T-B: traquibasalto, ATB: andesita traquibasáltica, TA: traquiandesita, T: traquita, TD: traquidacita, FTf: fonotefrita, Tff: tefrifonolita, F: fonolita, Foi: foidita. La línea discontinua de color gris divide los campos alcalino y subalcalino, de acuerdo a McDonald y Katsura.²⁹

En la figura 8 se grafica la relación Zr/Nb vs. Th/Nb para rocas analizadas en el presente trabajo con $Mg\# > 52$ (magmas primitivos). Se incluyen también muestras analizadas previamente por Nick¹⁴ y Viera-Décida.¹⁷

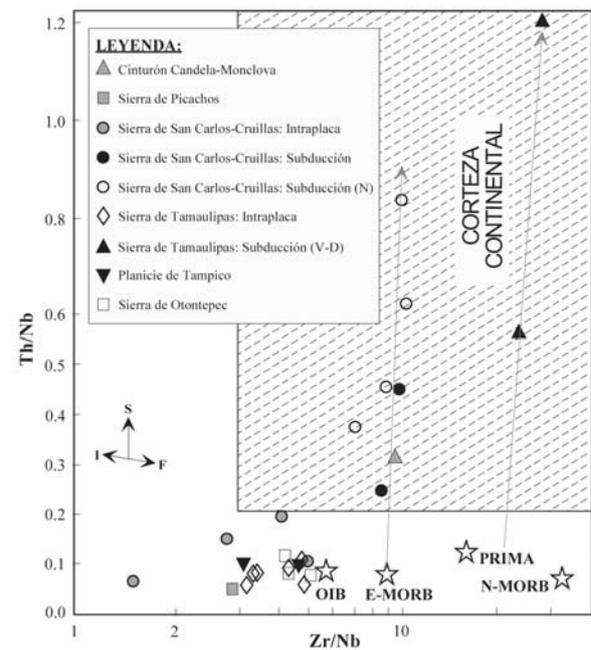


Fig. 8. Relación de los contenidos Zr/Nb vs. Th/Nb para rocas magmáticas de la PAOM con $Mg\# > 52$. S: Componente de subducción, I: Enriquecimiento de intraplaca, F: Aumento en el Grado de Fusión Parcial.

Es notorio que las rocas asociadas a subducción para el Cinturón Candela-Monclova, Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas, presentan una relación Zr/Nb mayor a las rocas asociadas a intraplaca, además mantienen dicha relación más o menos constante. Asimismo, la relación Th/Nb aumenta significativamente en estas muestras e indica la incorporación de Th por la componente de subducción (S). Por otro lado, las rocas de intraplaca presentan una menor relación en los pares de elementos graficados que disminuye en dirección del enriquecimiento de intraplaca (I). No obstante, las rocas asociadas a subducción traslapan con el campo de la Corteza Continental, de acuerdo a los valores propuestos por Taylor y McLennan.³⁵ Tal contaminación cortical ha sido descartada con los resultados de relaciones isotópicas Rb/Sr y Sm/Nd obtenidos en el Proyecto Conacyt 28653-T.

Los fechamientos K-Ar han arrojado edades de 43.8 (SCSAF), 34.3 (SCRN) y 12.0 Ma (SCBP) para las rocas asociadas a intraplaca de la Sierra de San Carlos-Cruillas y de 40.2 (Sal) y 33.7 Ma (SCGb) para las rocas asociadas a subducción de la Sierra de Tamaulipas y Sierra de San Carlos-Cruillas, respectivamente.

Con los fechamientos disponibles en la bibliografía consultada y los obtenidos mediante el presente trabajo, se propone que el magmatismo inicial de la PAOM (Eoceno) estuvo relacionado directamente con la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica, que se inició en la margen del Pacífico durante el Cretácico Temprano (~125 Ma; figura 9). La migración del arco magmático hacia el oriente⁷ debido a una disminución en el ángulo de subducción desde hace 80 Ma³² fue reflejada por la generación de plutonismo de alto LILE/HFSE durante el Eoceno (42.4–33.7Ma) en el Cinturón Candela-Monclova, Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas. La ocurrencia de magmatismo con bajo LILE/HFSE en la Sierra de San Carlos-Cruillas durante ese mismo tiempo (43.8 Ma) puede explicarse por el fracturamiento de la Placa Farallón que permi-

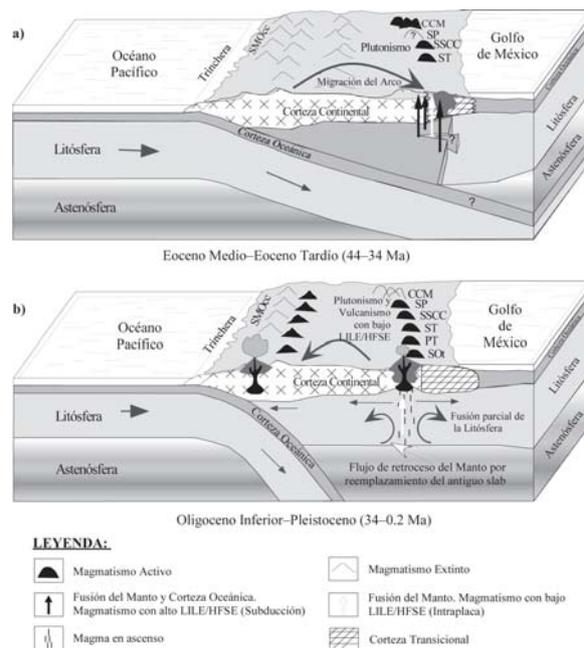


Fig. 5. Diagrama esquemático generalizado que indica la manifestación del magmatismo de subducción y de intraplaca en la PAOM.

tió el ascenso de magmas generados en la porción del manto localizado bajo dicha placa, de manera similar al *slab window* que maneja McCulloch y Gamble,³³ imprimiendo en el magma características geoquímicas de intraplaca. A principios del Oligoceno (~30 Ma) el aumento en el ángulo de la placa subducida³² ocasionó que el arco magmático retrocediera hacia el occidente. El hundimiento de la placa subducida permitió la convección de material astenosférico desde las partes traseras del arco hacia la cuña del manto (*slab rollback*), y tuvo así la fuente enriquecida para la generación de las rocas con características geoquímicas de intraplaca, que dieron lugar a plutonismo y vulcanismo efusivo durante el Oligoceno-Mioceno (34.3–12.0 Ma) en la Sierra de San Carlos-Cruillas, plutonismo y vulcanismo tanto efusivo como explosivo durante el Oligoceno-Pleistoceno (32.6–0.24 Ma) en la Sierra de Tamaulipas, vulcanismo efusivo durante el Oligoceno-Mioceno (28.0–20.0 Ma) en la Planicie de Tampico y vulcanismo efusivo durante el

Mioceno (6.91–6.57) en la Sierra de Otontepec. El vulcanismo más reciente de la PAOM (Plioceno-Pleistoceno) solamente se ha identificado en la Sierra de Tamulipas y es de tipo explosivo, por lo que podría estar relacionado con el desarrollo magmático de la Provincia del Basin and Range, ya que sus edades son comparativamente similares a las reportadas por Aranda-Gómez *et al.*³⁴ para los campos volcánicos de la porción norte y norreste de México generados durante dicho evento extensional.

Resumen

El magmatismo de la PAOM se generó como respuesta a la reorganización de las placas tectónicas en la margen del Pacífico, durante las etapas finales de la Orogenia Laramide. La subducción con bajo ángulo de la Placa Pacífica bajo Norteamérica dio lugar al emplazamiento de magmas con firma geoquímica de subducción en el Cinturón Candela-Monclova, Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas durante el Eoceno. Al retroceder la placa subducida hacia la paleotrinchera en la margen pacífica se tuvieron las condiciones ideales para la generación de rocas típicas de intraplaca desde el Eoceno hasta el Pleistoceno.

Palabras clave: Subducción, Intraplaca, Magmatismo, Alcalina, Fechamientos.

Abstract

The reorganization of the tectonic plates in the ancient Pacific margin was responsible for the magmatism of the PAOM during the last stages of the Laramide deformation. The low angle subduction of the Pacific Plate underneath the Northamerican Plate during the Eocene Era, gave way to the generation of arch related magmas for the Candela-Monclova Belt, San Carlos-Cruillas, and Sierra de Tamaulipas. Due to the regression of the subduction zone westwards and the increase of the subduction angle, the geochemical charac-

ter of the magmas changed to an intraplate type from the Eocene to the Pleistocene.

Key words: Subduction, Intraplate, Magmatism, Alkaline, Dating.

Agradecimientos

Este trabajo fue apoyado por el proyecto Conacyt 28653-T, bajo responsabilidad del segundo autor. Los más sinceros agradecimientos al Dr. Ralph Romer, del Centro de Geoinvestigaciones de Postdam, Alemania, por el apoyo para la realización de los análisis geoquímicos. Asimismo, un extenso agradecimiento al Dr. Jesús Solé Viñas, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM, por la determinación de las edades de las rocas a través del método K-Ar, como parte del premio obtenido por el primer autor en el Segundo Concurso Universitario de Geoquímica Isotópica.

Referencias

1. Demant, A. y Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, 1: 70-83.
2. Camacho-Angulo, F., 1993. *Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México, Área I: Comisión Federal de Electricidad, Superintendencia de estudios Zona Golfo*, G43: 169 p.
3. Robin, C., 1976. Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique. *Bull. Soc. Géol. France* 7, 6: 1637-1645.
4. Robin, C., 1982. Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain. (Axe Trans-mexicain et Province Alcaline Orientale). *Ann. Sci. De I^{er} Univ. Clermont-Ferrand II*, 70: 503 p.

5. Nelson, D.O., Nelson, K.L., Reeves, K.D. y Mattison, G.D., 1987. Geochemistry of Tertiary alkaline rocks of the eastern Trans-Pecos magmatic province, Texas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97: 72-92.
6. Thorpe, R.S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico. *Tectonophysics*, 40: 19-26.
7. Clark, K.F., Foster, C.T. y Damon, P.E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 533-544.
8. Nelson, S.A., González-Caver, E. y Kyser, T.K., 1995. Constraints of the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 191-211.
9. Barker, D.S., 1977. Northern Trans-Pecos magmatic province: Introduction and comparison with the Kenya rift. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1421-1427.
10. Barker, D.S., 1979b. Cenozoic magmatism in the Trans-Pecos Province: relation to the Rio Grande Rift. En: RIECKER, R.E. (Ed.). *Rio grande Rift: Tectonics and Magmatism*. Am. Geophys. Union: 382-392.
11. Barker, D.S., 1987. Tertiary alkaline magmatism in Trans-Pecos Texas. En: FITTON, J.G. y UPTON, B.G.J. (Eds.). *Alkaline igneous rocks*. *Geol. Soc. Am. Sp. Publ.*, 30: 415-431.
12. Morton-Bermea, O., 1990. Zur Petrologie des Alkaligesteins-Intrusivkomplexes der Sierra de Picachos (Nuevo León, México). Univ. de Karlsruhe, Alemania. Tesis de Maestría: 115 p.
13. Morton-Bermea, O., 1995. Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intrusivkomplexes von Monclova-Candela (México). Univ. de Hamburgo. Tesis doctoral: 100 p.
14. Nick, K., 1988. Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko). Univ. Karlsruhe, Alemania. Tesis Doctoral: 167 p.
15. Orozco-Esquivel, M.T., 1995. Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma-Sola, México. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus. Univ. de Karlsruhe, Alemania. Tesis Doctoral: 167 p.
16. Ramírez-Fernández, J.A., 1996. Zur Petrogenese des Alkalikomplex der Sierra de Tamaulipas, NE-México. Facultad de Geociencias, Univ. de Freiburg. Tesis Doctoral: 317 p.
17. Viera-Décida, F., 1998. Delimitación, petrografía y geoquímica de los cuerpos intrusivos del Rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., México. Tesis de licenciatura: 96 p.
18. Ramírez-Fernández, J.A., Romer, R., Viera-Décida, F. y Orozco-Esquivel, M.T., 2000. Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). Caracterización de las Fuentes Magmáticas a través de análisis isotópicos y su relación geodinámica regional. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., 2ª. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Vol. 20, No. 3, Resúmenes: p. 252.
19. Henry, C.D. y Aranda-Gómez, J.J., 2000. Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, Vol. 318: 1-26.
20. Bloomfield, K. y Cepeda-Dávila, L., 1973. Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico. *Geol. Mag.*, 110: 551-555.
21. Romer, R.L. y Heinrich, W., 1998. Transport of Pb and Sr in leaky aquifers of the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, north-east Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 131: 155-170.
22. Iriando, A., Kunk, M.J., Winick, Jeffrey, A. and CRM, 2003. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific

- Collaboration (Part I). U.S. Geological Survey, Open-File Report 03-020: 79 p.
23. Cantagrel, J.M. y Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks - relations between the andesitic and alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5: 99-114.
 24. Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, Jeffrey, A. and CRM, 2004. *40Ar/39Ar Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II): U.S. Geological Survey, Open-File Report 04-1444: 46 p.*
 25. Pérez-Alejo, D., 1994. *Geology of the Candelabolsa de Judas Area, Nuevo Leon and Coahuila, México. Texas AEM University: 72 p.*
 26. Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.
 27. Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750.
 28. Le Maitre, R.W., Editor con Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford: 161 p.*
 29. McDonald, G.A. y Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5: 82-133.
 30. Morris, G.A., Larson, P.B. y Hooper, P.R., 2000. "Subduction style" magmatism in a non-subduction setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington state, USA. *J. Petrol.* 41: 43-67.
 31. Taylor, R.S. y McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution. Ed. Blackwell Scientific Publications, London: 312 p.*
 32. Urrutia-Fucugauchi, J. y Morton-Bermea, O., 1997. Long-term evolution of subduction zones and the development of wide magmatic arcs. *Geof. Int.*, 36: 87-110.
 33. McCulloch, M.T. y Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 358-374.
 34. Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J. F., Housh, T.B., Valdéz-Moreno, G. y Chávez-Cabello, G., 2005. El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen. Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, Núm. 3: 187-225.*

Recibido: 4 de junio de 2008

Aceptado: 11 de agosto de 2008