

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**“ARCOS MAGMÁTICOS DEL ORDOVÍCIO Y DEL CARBÓNIFERO EN EL BASAMENTO
DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL EN EL ANTICLINORIO HUIZACHAL PEREGRINA”**

**PRESENTA
EDUARDO ALEJANDRO ALEMÁN GALLARDO**

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

DICIEMBRE, 2016



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**"ARCOS MAGMÁTICOS DEL ORDOVÍCIO Y DEL CARBÓNIFERO EN EL BASAMENTO
DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL EN EL ANTICLINORIO HUIZACHAL PEREGRINA"**

QUE PRESENTA

EDUARDO ALEJANDRO ALEMÁN GALLARDO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

VO. BO.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ

LINARES, NUEVO LEÓN,

DICIEMBRE DE 2016



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**“ARCOS MAGMÁTICOS DEL ORDOVÍCIO Y DEL CARBONÍFERO EN EL BASAMENTO
DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL EN EL ANTICLINORIO HUIZACHAL PEREGRINA”**

**QUE PRESENTA
EDUARDO ALEJANDRO ALEMÁN GALLARDO**

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**VO. BO.
COMITÉ DE TITULACIÓN**

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ

M.C. AUGUSTO ANTONIO RODRÍGUEZ DÍAZ

DR. FRANCISCO ABRAHAM PAZ MORENO

LINARES, NUEVO LEÓN,

DICIEMBRE DE 2016

*Disce quasi semper victurus,
vive quasi cras moriturus.*

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a mi madre, Norma Cristina Gallardo Pérez. Si las personas enfrentaran sus problemas con la valentía que Ud. enfrenta esta etapa, el mundo sería un mejor lugar.

Agradecimientos

Primeramente agradezco a Dios por la oportunidad de poder volver a casa en momentos decisivos, de obtener un nuevo grado, vivir un sin número de grandes experiencias y conocer a muchas personas admirables en el proceso.

A mi familia por apoyarme y apoyarse unos a otros en los momentos más difíciles, por no perder nunca el ánimo y la fe de que todo va a estar bien. Mis padres José Silverio Alemán Sánchez y Norma Cristina Gallardo Pérez por apoyarme en cada decisión tomada, aun cuando no estén del todo de acuerdo, me han dejado ser libre y han estado siempre presentes en mi desarrollo, mis hermanos José Silverio Alemán Gallardo y Luis Fernando Alemán Gallardo por compartir siempre una alegre relación, por respaldarme en todo y siempre poder contar con Uds. para todo.

Al Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández por todo el apoyo moral, académico y consejo siempre oportuno desde incluso antes de iniciar esta etapa de posgrado, por la ayuda durante tantas horas tan ocupadas y por la prioridad brindada a este trabajo, además de contribuir con conocimientos, tiempo en campo, opiniones y por corregir todo lo que no estaba bien del todo. Gracias Profe.

Al M. C. Augusto Rodríguez por siempre aportar conocimientos, opiniones y ofrecer siempre un sinfín de opciones para realizar este trabajo, por conseguir la oportunidad en el laboratorio de geocronología, todo siempre con la mejor de las disposiciones, así como por revisar cada una de las ideas propuestas en el mismo.

Al Dr. Francisco Paz tanto por la orientación en la revisión de este trabajo, como por la minuciosa revisión de todos los datos numéricos y bibliográficos, enriqueciendo la calidad del mismo.

Al Dr. Fernando Velasco por compartir siempre sus conocimientos y experiencias de vida así como por todos los consejos oportunos y el constante esmero por una pronta culminación de este trabajo.

Al Dr. Uwe Jenchen por el apoyo con los análisis geoquímicos de este trabajo.

Agradecimientos especiales al Dr. Carlos Ortega por todo el apoyo brindado durante el análisis geocronológico, así como por todas las enseñanzas en el área.

A Irma Laura Salazar Ibarra por estar siempre ahí, por enseñarme que la vida continua y siempre puedes llegar a estar mejor de lo que creíste que estarías, por acompañarme durante todas esas largas charlas, por ponerme los pies en la tierra de nuevo o por volar a mi lado. Gracias flaca =).

A la Hermandad de Futuros Maestros en Ciencias (H. F. M. C.) Juan Moisés Casas Peña, Gerardo Alfredo Vargas Contreras, Darío Torres Sánchez, Ricardo Adrián Salinas Jasso, Jesús Aurelio Cruz Rosalino, por toda la amistad y la intensa pero siempre sana competitividad desarrollada desde el

primer día de este proceso, lo que nos llevó a ser una generación que todos conocieron, tanto por dedicación académica como por convivencia social.

A los profesores encargados del laboratorio de molienda de la FCT el M. C. Federico Viera y la M. C. Ana María Garza, el laboratorio de preparación de la FCT el M. C. Victoriano Beraza así como al laboratorio de Sedimentología el M. C. Efraín Alva por proporcionar todas las facilidades para la preparación de muestras analizadas en este trabajo.

A los involucrados en los muestreos, Luis Alejandro Elizondo, Erik Castañeda y María de Jesús Martínez, por la ayuda en campo, los involucrados en el trabajo de molienda el M. C. Moisés Casas, el M. C. Eusebio Loera, Johnnatan Guerrero, Jaime García, Oralia Marroquín, Carlos Olan, Carlos Eпитacio Almanza, Damian Flores y a quienes me ayudaron en el preparado final del preparado de muestras para la geocronología Adrián Salinas, Manuel Ligonio y Eli Sánchez, Lorena De León Barragán y Jorge López por brindarme su hogar en Querétaro durante la elaboración del análisis geocronológico.

Al grupo de Roomies, Denisse Cruz, Alondra Bailón, Mayra Garza, Mitzy Cabrera, por su entusiasta amistad y alegrar “el cubo”, por demostrar que hay personas a quienes les interesa aprender y lo hacen con gusto, gracias por su amistad y por tantas fiestas.

A mis amigos personales, Manuel Tijerina, Diego Galván, Eduardo Galindo, Alfredo Cabrera, Jazmín Malacara, por estar desde la infancia y permanecer aún ahí, siempre apoyando.

A los Mineralogistas e integrantes del Equipo Gondwana Victor Leal, Kerena Ortiz, Luis Alejandro Elizondo, Erik Castañeda, Eduardo Alan de los Ríos, Carlos Eпитacio Almanza por permitirme formar parte de su grupo y compartir su amistad.

Los profesores Lic. Roberto Soto, Dr. Oscar Romero, Dr. Javier Aguilar, Dra. Yolanda Pichardo, Dra. Elizabeth Chacon, M. T. Jorge Briones, Dr. Juan Carlos Montalvo, Dr. Ignacio Navarro, M. C. Andrés Ramos, así como a los integrantes del grupo de posgrado, Manuel Ligonio, Jorge Merlo, Simón Reyes, Myriam Michell, Javi, Ángelo, Jesús Salazar, Salvador Flores, Meme Reyes, con quienes siempre se puede tener una buena charla y de quienes he aprendido mucho, no solo en cuestiones académicas sino de la vida.

A Bongo, siempre fiel y leal compañero.

Índice

Contenido	Página
Abreviaturas	I
Lista de figuras	III
Lista de tablas	XI
Resumen	XIII
Abstract	XIV
1. Generalidades	1
1.1 Introducción	1
1.2. Localización del área de estudio	3
1.3. Trabajos Previos	5
1.4. Hipótesis	7
1.5. Objetivos	7
1.6. Metodología	8
2. Generalidades del origen de los granitoides	11
2.1 Introducción	11
2.2 Clasificación	12
2.2.1 Clasificación modal	12
2.2.2 Clasificación alfabética	13
2.2.3 Clasificación tectónica	15
2.2.4 Clasificación geoquímica	17
2.3 Fusión Cortical	19
2.3.1 Fusión mineral	21
2.4 Calor cortical y fusión parcial de la corteza	29
2.4.1 Corteza engrosada y relajamiento térmico	30
2.4.2 Sepultamiento de rocas altamente radiogénicas	32
2.4.3 Calentamiento por cizallamiento	33
2.4.4 Distensión y remoción de manto litosférico	34
2.4.5 Intrusión de magmas basálticos	37
2.4.6 Adelgazamiento cortical y decompresión diapírica	38
2.4.7 Mecanismos generales de ascenso	40
3. Marco geodinámico regional durante el Paleozoico	41
3.1 Terrenos involucrados	42
3.2 Reconstrucción paleogeográfica durante el Paleozoico	45
3.2.1 Paleogeografía a 500 Ma	45
3.2.2 Paleogeografía a 480 Ma	47
3.2.3 Paleogeografía a 460 Ma	48

3.2.4 Paleogeografía a 440 Ma	49
3.2.5 Paleogeografía a 420 Ma	51
3.2.6 Paleogeografía a 400 Ma	52
3.2.7 Paleogeografía a 370 Ma	54
3.2.8 Paleogeografía a 340 Ma	55
3.2.9 Paleogeografía a 310 Ma	57
3.2.10 Paleogeografía a 280 Ma	59
3.2.11 Paleogeografía a 250 Ma	60
3.3 Terrenos Peri-Gondwánicos en el Paleozoico	61
4. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina	66
4.1 Complejo Gneis Novillo	68
4.1.1 Paragneis	72
4.1.2 Ortogneis	72
4.1.3 Diques máficos asociados	73
4.2 Secuencia Sedimentaria Paleozoica	74
4.2.1 Fm. Cañón de Caballeros	75
4.2.2 Fm. Vicente Guerrero	75
4.2.3 Riolita Aserradero	76
4.2.4 Fm. Del Monte	79
4.2.5 Fm Guacamaya	79
4.3 Tonalita Peregrina	80
4.4 Esquisto Granjeno	84
4.4.1 Esquisto metasedimentario	88
4.4.2 Esquisto metaígneo	89
4.4.3 Serpentinita Victoria	90
5. Análisis Petrológico	95
5.1.1 Petrografía de la Tonalita Peregrina	95
5.1.2 Petrografía de la Formación Aserradero	108
5.2. Geoquímica	113
5.2.1 Clasificación	119
5.2.2 Diagramas de variación	125
5.2.3 Diagramas de Tierras Raras (REE) y Multielementales	129
5.2.4 Diagramas de discriminación tectonomagmática	132
5.3. Geocronología	143
5.3.1 Edad de las unidades ígneas del AHP	144
5.3.2 REE en circones	153
6. Integración geológica y conclusiones	159
6.1 Integración Geológica	159

6.1.1 Comparación entre Riolita Aserradero y Tonalita Peregrina	159
6.1.2 Origen de las unidades magmáticas del AHP	161
6.1.3 Interpretación de los núcleos de circones heredados	166
6.2 Conclusiones	168
6.3 Recomendaciones	169
Bibliografía	170
Anexo 1	184
Anexo 2	185
Anexo 3	190

Abreviaturas

Ab	Albita
AHP	Anticlinorio Huizachal-Peregrina
AMCG	Anortosita-Mangerita-Charnockita-Granito
An	Anortita
And	Andalucita
Ap	Apatito
AS	Aluminosilicato
Bt	Biotita
C	Corindon
Cal	Calcita
Cd	Cordierita
CMGN	Complejo Metamórfico Gneis Novillo
CN	Cañón Novillo
Cl	Clorita
Cpx	Clinopiroxeno
Co	Corindón
Di	Distena
E	Este
EG	Esquisto Granjeno
Ep	Epidota
Et al.	Y colaboradores
Fig.	Figura
Fm.	Formación
Ga	Giga-año (1 000 Ma)
Gt	Granate
Hb	Hornblenda
Hy	Hiperstena
Ilm	Ilmenita
Ksp	Feldespatos de potasio
Ky	Kyanita
L	Líquido
m	Metros
Ms	Muscovita
Mx	Matriz
Mt	Magnetita
N	Norte
NE	Noreste
N	Nicoles paralelos
NW	Noroeste
N _x	Nicoles cruzados

Opx	Ortopiroxeno
Or	Ortoclase
P	Presión
Pl	Plagioclase
ppb	Partes por billón
ppi	Perdida por ignición
ppm	Partes por millón
PWS	<i>Solidus</i> pelítico húmedo (Pelitic Wet Solidus)
QAP	Cuarzo-Feldespató Alcalino-Plagioclase
Qz	Cuarzo
REE	Elementos de las tierras raras
T	Temperatura
Tn	Titanita
S	Sur
SE	Sureste
Ser	Sericita
Sfn	Esfena
Sil	Silimanita
SMO	Sierra Madre Oriental
Sp	Espinela
St	Estaurolita
SW	Suroeste
V	Vapor
wt%	Porcentaje en peso
Zrn	Circón

Lista de Figuras

Figura	Descripción	Página
Fig. 1	Mapa geológico del área de estudio. Modificado a partir de Ramírez-Ramírez (1992) y Castillo-Rodríguez et al. (1986).	4
Fig. 2.1	Clasificación modal para rocas intrusivas silíceas Streckeisen (1976). A= Feldespato Alcalino, Q= Cuarzo, P= Plagioclasa. Se remarca en rojo el área de los granitoides.	12
Fig. 2.2	Clasificación modal y de color para rocas graníticas. Tomado de Chen y Grapes (2007).	13
Fig. 2.3	Diagramas de discriminación de Pearce et al. (1984), mostrando los campos VAG: Granito de Arco Volcánico; COLG: Granito sin-Colisional; WPG: Granito intraplaca y ORG: Granito de Dorsal Oceánica. Tomado de Verma (2012).	18
Fig. 2.4	Set de diagramas de discriminación tectonomagmática propuestos por Verma et al. (2012). Los campos indican: IA: arco de islas; CA: arco continental; CR: rift continental y Col: colisión.	19
Fig. 2.5	Diagrama esquemático de P – T que representa las relaciones entre la deshidratación del solidus fundido tanto saturado en agua como deshidratado. H= ensamble mineral hidratado, A= ensamble mineral anhidro, V= vapor de agua, Ms= fundido saturado en agua, Mu= fundido subsaturado en agua, I= punto invariante. Tomado de Chen y Grapes, 2007.	21
Fig. 2.6	Diagrama P – T que muestra varias reacciones de descomposición de muscovita en el <i>subsolidus</i> y <i>suprasolidus</i> en el sistema KASH, KNASH y CKNASH. PWS= <i>Solidus</i> pelítico húmedo (<i>wet pelitic solidus</i>) propuesto por Thompson (1982). Referencias de gradientes lineares geotérmicos de 20 – 80°C/km. Modificado de Thompson y Tracy (1979) y referencias ahí contenidas.	23
Fig. 2.7	Diagrama P – T que muestra varias reacciones de fusión por deshidratación de biotita. Área sombreada = curvas de rango de salida de biotita en una composición de grauwaca en facies de esquisto verde – anfibolita. Tomado de Chen y Grapes (2007) y referencias ahí contenidas.	23
Fig. 2.8	Diagrama P – T que muestra las reacciones de fusión por deshidratación de hornblenda. Gradientes de 20 a 50°C/km. Tomado de Chen y Grapes, 2007.	25
Fig. 2.9	Diagrama de P – T que muestra las curvas de reacción para varias composiciones de granitoides. 1 y 2: Tonalita; 3 y 4: Ganodiorita; 5: Granito; 6, 7 y 8: Cuarzodiorita; 9: Granodiorita; 10: Monzodiorita. Tomado de Chen y Grapes (2007) y referencias ahí contenidas.	26

Fig. 2.10	Curvas de estabilidad de la estauroлита y la epidota en una fuente tonalítica. También se muestran las curvas de estabilidad de Ms y Bt. PWS: <i>Solidus</i> pelítico hidratado. Se muestran campos de estabilidad de aluminosilicatos y líneas de gradientes térmicos de 20 a 80°C como referencia. Tomado de Chen y Grapes (2007).	27
Fig. 2.11	Gráfica de P – T – Profundidad en la que se muestran las curvas de reacciones SDD para las micas Mu y Bt que indican el congelamiento de los fundidos de granitoides y liberación de agua que puede iniciar una nueva etapa de fusión o renovar la fusión pre – existente. Las líneas continuas con etiquetadas reacciones y puntos invariantes en círculo marcan temperaturas sobre el <i>solidus</i> mientras que las que poseen puntos invariantes marcados con un cuadrado representan temperaturas en el <i>solidus</i> . Tomado de Chen y Grapes (2007).	28
Fig. 2.12	Gradientes geotérmicos lineares simplificados (10 – 50°C) y localización de pelita húmeda (PWS), basalto húmedo (BWS), además de las curvas de reacción de deshidratación simplificadas de Ms, Bt y Hb, y los campos de estabilidad de los AS; en una corteza de 35 km de espesor. Zona sombreada indica el campo de metamorfismo de alta T – baja P. Tomado de Chen y Grapes (2007).	29
Fig. 2.13	Modelo unidimensional (vertical) de las relaciones temperatura – profundidad – presión – tiempo y trayectorias de exhumación para una corteza engrosada de composición pelítica promedio en un ambiente colisional. Gradientes geotérmicos marcados en Ma. Reacciones de deshidratación del <i>subsolidus</i> de facies de esquistos verdes a anfibolita marcadas como R1 – R4, donde R1 y R2 liberan 1 wt% de H ₂ O y R3 y R4 liberan 0.5 wt% de H ₂ O a mayores temperaturas; reacciones de fusión del <i>suprasolidus</i> de facies de granulita, Ms y Bt marcadas como R6 y R7 respectivamente. Tomado de Chen y Grapes (2007).	31
Fig. 2.14	Modelo de relaciones de sepultamiento – T – t de capa de fusión parcial en lutita – esquistos – gneis radiogénicos para el W de Estados Unidos. Sección original con producción de calor dada en $\mu\text{W}/\text{m}^3$ del lado derecho. Rocas radiogénicas originalmente a profundidad de 12 – 15 km con gradiente geotérmico original A, sepultadas a profundidad de 25 – 38 km donde se genera la fusión parcial 45 Ma después del sepultamiento (gradiente geotérmico B). Patiño-Douce et al. (1990) en Chen y Grapes (2007).	33
Fig. 2.15	Diagrama de P – T que ilustra la evolución de los gradientes geotérmicos (10 – 50 Ma) en una corteza engrosada a lo largo de una zona de cizalla de 4 km de espesor a una profundidad de 25 km. Tomado de Chen y Grapes (2007).	34
Fig. 2.16	Diagrama simplificado que modela el adelgazamiento litosférico y su efecto en el calentamiento cortical bajo las posiciones A y B. Tomado de Chen y Grapes (2007).	36
Fig. 2.17	Relación espesor/tiempo para la fusión de rocas de la corteza (inicialmente a 500°C) por intrusiones basálticas a 1200°C. Tomado de Chen y Grapes 2007.	38

Fig. 2.18	Modelos para flujo cortical, fusión parcial y decompresión con referencia en el desplazamiento del punto. Condiciones de P – T mostradas en los diagramas inferiores, en relación a la curva de fusión por deshidratación de Bt. Tomado de Chen y Grapes (2007).	39
Fig. 3.1	Bosquejo de la evolución de las diferentes masas continentales durante el Paleozoico. A: Avalonia, C: Carolina. Tomada de Nance & Linnenman (2008).	42
Fig. 3.2	Reconstrucción de Gondwana con ubicación de las orogénias Pan-Africanas. Modificado de Wilson et al. (1997).	43
Fig. 3.3	Reconstrucción del Mesozoico temprano de Pangea mostrando la ubicación de los terrenos Peri-Gondwánicos. A: Atlanta; B: Boston, Br: Brunia, CBI: Isla Cape Breton, Ch: Chortis, CI: Iberia Central, Cp: Chiapas, F: Floresta, G: Garzón, Gu: Guajira, H: Huiznopala, I: Irlanda, M: Mixtequita, MA: Mérida Andes, MN: Moldanubian, N: Newfoundland, No: Novillo, OM: Ossa Morena, Ox: Complejo Oaxaquia, Q: Quetame, RH: Rheno Hereynian, S: Santander, SM: Santa Marta, ST: Saxo Thuringian, W: Washington, OAXAQUIA comprende los complejos Novillo, Huiznopala y Mixtequita. Tomado de Murphy et al. (2004).	44
Fig. 3.4	Reconstrucción para el Cámbrico tardío (500 Ma). La leyenda a la izquierda representa géneros de trilobites. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).	46
Fig. 3.5	Mapa reconstructivo para el Ordovícico Temprano (480 Ma). La leyenda a la izquierda representa géneros de trilobites. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).	47
Fig. 3.6	Reconstrucción para el Ordovícico medio (460 Ma). La leyenda a la izquierda representa géneros de trilobites. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).	49
Fig. 3.7	Reconstrucción para el Silúrico temprano (Ladloveriano 443 – 429 Ma), la leyenda a la izquierda representa géneros de trilobites y depósitos glaciales. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).	50
Fig. 3.8	Reconstrucción para el Silúrico tardío y Devónico temprano (420 – 407 Ma), proyección de Área Igual de Schmidt con centro de proyección a 30° S. La leyenda indica géneros de peces. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).	51
Fig. 3.9	Reconstrucción para el Devónico temprano (400 Ma), proyección de Área Igual de Schmidt con centro de proyección a 30° S. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).	53
Fig. 3.10	Reconstrucción para el Devónico medio – tardío (370 Ma), proyección de área equivalente de Schmidt con centro de proyección a 30° S. La leyenda indica provincias y reinos para este período de tiempo. Torsvik y Cocks (2004).	55
Fig. 3.11	Reconstrucción para el Misisípico (340 Ma), proyección de área equivalente de Schmidt con centro de proyección a 30° S. La leyenda indica distribución de diferentes géneros de briozoarios. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).	56
Fig. 3.12	Reconstrucción para el Pensilvánico (310 Ma). Polos de reconstrucción a partir de campo G3. La leyenda indica distribución de depósitos de carbón, evaporitas y áreas glaciares, así como distribución de braquiópodos. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).	57
Fig. 3.13	Reconstrucción para el Pérmico Inferior (280 Ma). Polos de reconstrucción a partir de campo G3. La leyenda indica la distribución de diferentes provincias de flora para esa época y distribución de depósitos de evaporitas y áreas glaciares. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).	59
Fig. 3.14	Reconstrucción para el Pérmico Medio - Superior (250 Ma). Polos de reconstrucción a partir de campo G3. La leyenda indica distribución de provincias de braquiópodos y distribución de depósitos evaporíticos y de carbón. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).	61

Fig. 3.15	Reconstrucción para el Neoproterozoico mostrando la ubicación y ambiente tectónico en que se encuentran los terrenos Peri-Gondwánicos además de las edades de los cratones involucrados. Ch: Chortis, Ox: Oaxaquia, Y: Yucatán, F: Florida. Tomado de Murphy et al. (2004)	62
Fig. 3.16	Reconstrucción a 480-440 Ma mostrando la ubicación y ambiente tectónico en que se encuentran los terrenos Peri-Gondwánicos. Ar: Arequipa, Av: Avalonia, Ca: Carolina, Ch: Chortis, Fa: Fatima, Fl: Florida, E: Exploits, G: Gander, Me: Meguma, Pu: Puna, Yu: Yucatán. Tomado de Ortega-Obregón et al. (2009).	64
Fig. 3.17	Reconstrucción a 300 Ma mostrando la ubicación y ambiente tectónico en que se encuentran los terrenos Peri-Gondwánicos. Tomado de Keppie et al. (2008).	65
Fig. 4.1	Mapa geológico del área de estudio. Modificado a partir de Ramírez-Ramírez (1992) y Castillo-Rodríguez et al. (1986).	67
Fig. 4.2	Columna estratigráfica de las unidades Pre-Mesozoicas del basamento de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Modificado de Stewart et al. (1999) y Torres-Sánchez (2010).	68
Fig. 4.3	Modelo esquemático de la evolución paleogeográfica y tectónica de Oaxaquia. AC: Andes Colombianos, Am: Amazonia, AO: África del Oeste, Ba: Báltica (Orógeno Sueco-Noruego), C: Congo, Ch: Chortis, G: Groenlandia, K: Kalahari, La: Laurencia, Ox: Oaxaquia, RP: Río de La Plata, SF: São Francisco, Te: Telemarkia. Sin escala. Tomado de Casas-García (2014).	71
Fig. 4.4	Afloramiento de la Riolita Aserradero. Se aprecia el carácter masivo de la formación además del fracturamiento e intemperismo. Cañón Peregrina, Tamaulipas. Coordenadas: 2629305 N - 140472922 E	77
Fig. 4.5	Evidencia de dos eventos eruptivos en la Riolita Aserradero. Se muestra como el primer flujo (color gris, en el centro de la imagen) es rodeado por el segundo (color ocre) con evidentes marcas de flujo. Coordenadas: 2632234 N – 140469867 E.	78
Fig. 4.6	Contacto tectónico entre la unidad Tonalita Peregrina (izquierda) y la unidad Esquisto Granjeno (derecha). Cañón Peregrina, Tamaulipas. Coordenadas 2628541N – 140469593E.	81
Fig. 4.7	Contacto tectónico entre la unidad Tonalita Peregrina (izquierda) y la unidad Gneis Novillo (derecha). Cañón Peregrina, Tamaulipas. Coordenadas 2630635N – 140468866E.	82
Fig. 4.8	Muestra de Tonalita Peregrina en fractura fresca en donde se puede apreciar la textura granular gruesa y la mineralogía del cuerpo ígneo. Coordenadas 2621588N – 140474332E.	83
Fig. 4.9	Afloramiento de Tonalita Peregrina siendo erosionado a causa del alto grado de alteración. Coordenadas 2630584N – 140468584E	83
Fig. 4.10	Exposiciones de EG en el NE de México y su relación con otras unidades en dichas localidades. Tomado de Barboza et al. (2011).	85
Fig. 4.11	En la parte superior se muestra el modelo paleogeográfico en el cuál se generaron el Esquisto Granjeno y el magmatismo de la Riolita Aserradero y la Tonalita Peregrina, las flechas indican el aporte de circones hacia el Esquisto Granjeno. En los perfiles de la parte inferior se muestra el desarrollo tectónico para las unidades mencionadas. Tomado de Barboza-Gudiño et al. (2011).	88
Fig. 4.12	Ubicación en la secuencia ofiolítica de los eductos de la Serpentinita Victoria. Modificado de Alemán-Gallardo (2012).	92

Fig. 5.1	Cristales de plg deformados en las muestras de la unidad Tonalita Peregrina en el Cañón Novillo. La deformación es producto del emplazamiento tectónico de la unidad entre el Gneis Novillo y el Esquisto Granjeno. a) Plg de la muestra THNL2, que presenta una fractura perpendicular al maclado con un ligero desplazamiento. b) Plg perteneciente a la muestra THNL3 con zonación evidenciada en el cambio de dirección de las bandas generadas por la macla polisintética. c) Plg perteneciente a la muestra THNL1 con zonación evidenciada en el ángulo de extinción de las bandas generadas por la macla polisintética. d) Cristal de plg con zonación y alteración de Ser. e) Plg perteneciente a la muestra THNL2 con macla parcialmente borrada. f) Plg de perteneciente a la muestra THNL3 con zonación y maclas en “punta de lanza”. Todas las fotos tomadas en N_x .	96
Fig. 5.2	Cristales de Qz y su relación con los cristales adyacentes. a) Cristales de Qz de la muestra THNL1 con textura consertal. b) Qz (centro) en contacto con plg (superior) con límites de cristales curvos, pertenecientes a la muestra THNL1 c) Qz en textura mirmequítica contenido dentro de Plg en extinción. d) Plg con fratura rellena de cristales de Qz y Plg, pertenecientes a la muestra THNL2. Todas las imágenes tomadas en N_x .	97
Fig. 5.3	a) Agregado de cristales de Cl en N_{II} en posición horizontal denotando un oscurecimiento de dichos cristales. b) Mismo agregado de cristales que en (a) con variación de $\sim 90^\circ$ remarcando el pleocroísmo del mineral, ambas fotos pertenecientes a la muestra THNL2. c) Agregado de Cl en N_{II} con fracturas con halos de oxidación en contacto con Opx. d) Agregado de Cl en N_x , ambas fotos pertenecientes a la muestra THNL2.	98
Fig. 5.4	Cristales de Opx. a) Opx (inferior) y Cl (superior) en N_{II} con textura poiquilitica y cadacristales de Plg pertenecientes a la muestra THNL3. b) Misma foto, en N_x . c) Opx altamente fracturado con textura poiquilitica y reemplazado en los bordes por Cl en N_x , perteneciente a la muestra THNL3. d). Opx (superior) reemplazado parcialmente por Cl (inferior) en N_x , pertenecientes a la muestra THNL4.	99
Fig. 5.5	Cristales de Ms en N_{III} (a, c y d) y N_x (b, d y f) mostrando su carácter granular anhedral con alto relieve y textura poiquilitica. a – b).	100
Fig. 5.6	a) Zrn en N_x de la muestra THNL2. b) Zrn en N_x de la muestra THNL1. c) Zrn en N_x de la muestra THNL3. d). Sfn en N_x de la muestra THNL2 pertenecientes a la muestra THNL2.	101
Fig. 5.7	a) Macrocristal de Plg con macla polisintética y zonación, perteneciente a la lámina CPI2. b) Plg con macla polisintética deformada de manera dúctil, perteneciente a la lámina CNI1. c) Qz anhedral en textura granular de la lámina TPDL1. d) Qz en textura consertal de la lámina CPI2. e) Plg con fractura rellena con agregados de Cal de la lámina CNI1. f) Agregados de Cl entre cristales de Plg y Qz en la lámina TPDL3. Todas las fotografías en N_x .	103
Fig. 5.8	a) Fenocristal de Plg de la lámina TCCL3. b) Plg con macla polisintética cortada por diversos planos de fractura, perteneciente a la muestra TCCL7 . c) Plg y Qz anhedrales como parte de la matriz gruesa, lámina TCCL7. d). Fenocristales de Plg y Qz en matriz de la misma composición en la lámina TCCL7. Todas las fotos tomadas en N_x .	104
Fig. 5.9	a) Cristales de Cal bien desarrollados en plano de fractura en lámina CPI4. b) Agregados de Cl ocupando espacio entre cristales de Plg y Qz, en la lámina TPDL4. c) Óxidos de Fe en lámina TPDL4. d). Fenocristal de Plg con fractura rellena por matriz de Plg y Qz en la lámina TCCL7. Todas las fotos tomadas en N_x .	105

Fig. 5.10	a) Fenocristal de Plg de la lámina TCCL5. b) Fenocristal de Plg con macla polisintética parcialmente borrada de la lámina TCCL5. c) Px en textura poiquilítica cortado por fracturas rellenas de Cl con halos de oxidación de la muestra TCCL4. d). Qz en textura pseudo-mirmequítica de la lámina TCCL4. Todas las fotos tomadas en N_x .	106
Fig. 5.11	Diagrama de clasificación modal de rocas ígneas intrusivas de acuerdo a Streckeisen (1976) donde se encuentra graficado el conteo modal de las muestras pertenecientes a la unidad Tonalita Peregrina, representadas por los puntos en color rojo.	108
Fig. 5.12	a) Fenocristal de Plg subhedral en matriz microlítica, muestra RCCB10 en N_x a 4x. b) Plg anhedral fracturada y con bahías de corrosión, muestra RCCB5 en N_x a 4x. c) Plg euhedral con macla polisintética, parcialmente alterada a sericita, muestra RCCB1 en N_x a 4x. d) Esferulita de cuarzo y sanidino en N_x a 10x.	110
Fig. 5.13	a) Matriz de microcristales tabulares de Pl alineados de la muestra CCB8. b) Matriz de microcristales tabulares de Pl alineados de la muestra CCB12. c) Alineación de microcristales tabulares de Pl y microcristales anhedrales de Qz de la muestra CCB11. d) Alineación de microcristales tabulares de Pl y Bt, redondeados de Qz, óxidos de Fe, embebidos en una matriz desvitrificada de la muestra CPB10. Todas las imágenes tomadas en objetivo de 4x y en NII.	111
Fig. 5.14	a) Fenocristal de Plg en matriz isótropa de la lámina RCCB13. b) Fenocristal de Plg en matriz desvitrificada con microcristales de Plg, Qz de la lámina RCCB1. c) Matriz desvitrificada con cristales de Plg, Qz sin orientación aparente en la lámina RCCB1. d). Fenocristales de Plg con bahía de exolución en matriz de Plg, Qz y pasta desvitrificada en la lámina RCCB13. Todas las fotos tomadas en N_x .	112
Fig. 5.15	a) Fenocristal de Plg y óxidos de Fe en matriz vítrea de la lámina CCB10. b) Fenocristales de Plg y Qz en matriz vítrea de la lámina CPB16. Todas las fotos tomadas en N_x .	113
Fig. 5.16	Diagrama de clasificación geoquímica usando sílice (SiO_2) vs. álcalis totales ($Na_2O + K_2O$) (por sus siglas en inglés TAS), propuesto por Le Maitre et al. (1989).	119
Fig. 5.17	Diagrama de clasificación geoquímica usando sílice (SiO_2) vs. álcalis totales ($Na_2O + K_2O$) (por sus siglas en inglés TAS), propuesto por Le Maitre et al. (1989).	120
Fig. 5.18	Diagrama de clasificación geoquímica usando sílice (SiO_2) vs. álcalis totales ($Na_2O + K_2O$) (por sus siglas en inglés TAS), propuesto por Le Maitre et al. (1994) para rocas intrusivas. D: Diorita, Dg: Diorita gabrónica, Ga: Gabro alcalino, Gf: Gabro de feldespatoides, Gp: Gabro peridotítico, Gs: Gabro subalcalino, Mc: Monzonita de cuarzo, Md: Monzodiorita, Mdf: Monzodiorita de feldespatoides, Msf: Monzosianita de feldespatoides.	121
Fig. 5.19	Diagramas de clasificación para rocas volcánicas alteradas propuestas por Floyd y Winchester (1975, 1978). a) SiO_2 vs. Zr/Ti. b) SiO_2 vs. Nb/Y. c) Zr/Ti vs. Nb/Y.	122
Fig. 5.20	División de las rocas volcánicas en K-bajo, K-medio y K-alto a partir de Peccerillo y Taylor (1976). Las líneas punteadas indican la posición de éstos campos en el diagrama de TAS de Le Maitre (1989).	123
Fig. 5.21	Diagrama ternario de roca total con las concentraciones molares de $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O - CaO$ de la Riolita Aserradero y la Tonalita Peregrina. Gill, 2010.	124
Fig. 5.22	Diagramas bivariados de SiO_2 contra óxidos de elementos mayores (Al_2O_3 , Na_2O y K_2O) con variación importante respecto al SiO_2 . Todas las concentraciones en % en peso.	125

Fig. 5.23	Diagramas bivariados de SiO ₂ contra óxidos de elementos mayores (TiO ₂ y CaO) con variación importante respecto al SiO ₂ . Todas las concentraciones en % en peso. Leyenda en la Fig. 5.20.	126
Fig. 5.24	Diagramas bivariados de SiO ₂ contra elementos traza con variación importante respecto al SiO ₂ . Concentración de SiO ₂ en % en peso y de elementos traza en ppm. Leyenda en la Fig. 5.21.	127
Fig. 5.25	Diagrama de REE normalizados contra condrita C1, con valores de normalización tomados de Sun y McDonough (1989). En color rojo las muestras de la Tonalita Peregrina y en color azul las muestras de la Riolita Aserradero.	129
Fig. 5.26	Diagrama multielementos normalizado contra N-MORB, valores de normalización tomados de Sun y McDonough (1989). En color rojo las muestras de la Tonalita Peregrina y en color azul las muestras de la Riolita Aserradero.	131
Fig. 5.27	Diagrama de discriminación para granitos Nb vs. Y de Pearce et al. (1984). WPG: granito de intraplaca, VAG: Granito de arco volcánico, syn-COLG: granito sincolisional, ORG: granito de dorsal oceánica.	133
Fig. 5.28	Diagrama de discriminación para granitos Rb vs. Y + Nb de Pearce et al. (1984). WPG: granito de intraplaca, VAG: Granito de arco volcánico, COLG: granito colisional, ORG: granito de dorsal centro oceánica.	134
Fig. 5.29	Diagrama de discriminación para granitos Ta vs. Yb de Pearce et al. (1984). WPG: granito de intraplaca, VAG: Granito de arco volcánico, syn-COLG: granito sincolisional, ORG: granito de dorsal centro oceánica.	135
Fig. 5.30	Diagrama de discriminación para granitos Rb vs. Y + Ta de Pearce et al. (1984). WPG: granito de intraplaca, VAG: Granito de arco volcánico, syn-COLG: granito sincolisional, ORG: granito de dorsal centro oceánica.	135
Fig. 5.31	Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. RC: <i>Rift</i> Continental, AI: Arco de Islas, AC: Arco Continental, COL: Colisional.	139
Fig. 5.32	Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. RC: <i>Rift</i> Continental, AI: Arco de Islas, AC: Arco Continental.	139
Fig. 5.33	Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. AI: Arco de Islas, AC: Arco Continental, COL: Colisional.	140
Fig. 5.34	Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. AI: Arco de Islas, RC: Arco Continental, COL: Colisional.	141
Fig. 5.35	Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. RC: <i>Rift</i> Continental, AC: Arco Continental, COL: Colisional.	141
Fig. 5.36	Fotomicrografía de los cristales de circón separados para ambas unidades vistas bajo catodoluminiscencia. En color azul resaltan los cristales de circón y en color amarillo los cristales de apatito. a) Cristales pertenecientes a la Tonalita Peregrina. b) Cristales pertenecientes a la Riolita Aserradero.	143
Fig. 5.37	Diagrama de concordia Wetherill para análisis de circones LA-ICP-MS de la Tonalita Peregrina. Las elipses indican un error de $\pm 2\sigma$.	148

Fig. 5.38	Histograma de frecuencia para todos los circones analizados con LA-ICP-MS de la Tonalita Peregrina.	149
Fig. 5.39	Histograma de frecuencia para los circones analizados con LA-ICP-MS de la Tonalita Peregrina que arrojaron una edad de entre 400 y 500 Ma.	150
Fig. 5.40	Promedio de edades de las muestras de la Tonalita Peregrina = 449.2 ± 2 Ma.	152
Fig. 5.41	Diagrama de concordia Wetherill para análisis de circones LA-ICP-MS de la Riolita Aserradero. Las elipses indican un error de $\pm 2\sigma$.	153
Fig. 5.42	Diagrama de REE de los circones con edades de 400-500 Ma, normalizados contra condrita C1, con valores de normalizacion tomados de McDonough y Sun (1995).	154
Fig. 5.43	Diagrama de REE de los circones con edades de 577-832 Ma, normalizados contra condrita C1, con valores de normalizacion tomados de McDonough y Sun (1995).	155
Fig. 5.44	Diagrama de REE de los circones con edades de 782-1161 Ma, normalizados contra condrita C1, con valores de normalizacion tomados de McDonough y Sun (1995).	156
Fig. 5.45	Diagrama de REE de los circones de la Riolita Aserradero normalizados contra condrita C1, con valores de normalizacion tomados de McDonough y Sun (1995).	157
Fig. 6.1	Posible escenario paleogeográfico durante el Katiense (Ordovícico) con los elementos tectónicos requeridos para la generación de la Tonalita Peregrina. AE: Avalonia Este, AO: Avalonia Oeste, Ca: Carolina, Ch: Chortis, F: Florida, Fa: Fátima, E: Expolits, G: Gander, Me: Meguma, Pu: Puna, Yucatán. Modificado a partir de Ortega-Gutiérrez et al. (2009).	162
Fig. 6.2	Modelo tectónico esquemático para la generación de la Tonalita Peregrina.	163
Fig. 6.3	Modelo tectónico esquemático para la generación de la Fm. Aserradero.	165
Fig. 6.4	Columna estratigráfica del Anticlinorio Huizachal-Peregrina.	167

Lista de Tablas

Tabla	Descripción	Página
Tabla 2.1	Clasificación de granitoides de acuerdo a la configuración tectónica. Modificado de Winter (2001).	16
Tabla 4.1	Lista y ubicación de muestras obtenidas por De León-Barragán (2012) de la Riolita Aserradero en el Cañón Caballeros. Muestra RCCLA1 obtenida en este trabajo para geocronología.	78
Tabla 4.2	Lista y ubicación de muestras obtenidas por De León-Barragán (2012) de la Riolita Aserradero en el Cañón Peregrina.	79
Tabla 4.3	Lista y ubicación de muestras obtenidas por De León-Barragán (2012) de la Tonalita Peregrina en el Aticlinorio Huizachal-Peregrina.	84
Tabla 4.4	Lista y ubicación de muestras obtenidas para este trabajo de la Tonalita Peregrina el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Muestra THNL1A utilizada para geocronología.	84
Tabla 5.1	Composición modal de la unidad intrusiva Tonalita Peregrina (en % por volumen).	107
Tabla 5.2	Composición química de roca total para las unidades Tonalita Peregrina (muestras con clave inicial T) y Riolita Aserradero (muestras con clave inicial R). (<) indica concentración inferior al límite detectado por el equipo.	114
Tabla 5.3	Composición química de roca total para la unida Tonalita Peregrina obtenida por De León Barragán (2012). (<) indica concentración inferior al límite detectado por el equipo.	115
Tabla 5.4	Composición química de roca total para la Riolita Aserradero obtenida por De León Barragán (2012). (<) indica concentración inferior al límite detectado por el equipo.	116
Tabla 5.5	Datos recalculados a base seca y con cálculo de relación Fe ₂ O ₃ y FeO. (*) Datos obtenidos por De León Barragán (2012).	117
Tabla 5.6	Minerales normativos calculados para las unidades Tonalita Peregrina (muestras con clave con inicial T) y Riolita Aserradero (muestras con clave inicial R).	118
Tabla 5.7	Funciones discriminantes para los diagramas de Verma et al. (2012).	136
Tabla 5.8	Sumario de resultados de los diagramas de discriminación presentados. AC: Arco Continental, AI: Arco de Islas, COL: Colisional, COLG: Granito colisional, ORG: Granito Orogénico, RC: Rift Continental, VAG: Granito de Arco Volcánico, WPG: Granito de Intraplaca.	142
Tabla 5.9	Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error. Muestras con prefijo TPz pertenecen a la Tonalita Peregrina y las muestras FAz a la Riolita Aserradero.	144
Tabla 5.10	Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error. Muestras con prefijo TPz pertenecen a la Tonalita Peregrina y las muestras FAz a Riolita Aserradero.	146

Tabla 5.11	Datos extraídos de la Fig. 5.38 para el cálculo de la media para las muestras con edad entre 400 y 500 Ma.	150
Tabla 5.12	Calculo de la desviación estándar de las muestras con intervalo de edad de entre 500 y 400 Ma (en orden ascendente) de la Tonalita Peregrina. x_i = muestra, \bar{x} = media, σ = desviación estándar.	151

El Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP) al W de Cd. Victoria, Tamaulipas, exhibe un amplio catálogo de litologías precámbricas y paleozoicas. Previo a este trabajo, las implicaciones tectónicas de las unidades magmáticas paleozoicas no habían sido estudiadas a fondo, lo que generaba inconsistencia en los modelos para el área. Estos cuerpos ígneos son clave para entender las condiciones geodinámicas de la evolución del NE de México durante el Paleozoico.

Dentro de estas unidades ígneas del AHP se encuentran dos cuerpos félsica, que hasta ahora habían sido asociados al arco magmático del Carbonífero de la margen NW de Gondwana. A la primera unidad se le ha denominado Tonalita Peregrina y se encuentra en contacto tectónico entre las unidades metamórficas del Precámbrico y Paleozoico. La segunda unidad, la Riolita Aserradero, está ubicada entre la Secuencia Sedimentaria Paleozoica.

El estudio petrográfico arrojó una composición de plagioclasa, cuarzo, ortopiroxeno, muscovita y clorita, y con calcita, ortoclasa, circón y titanita como accesorios para la Tonalita Peregrina, mientras que para la Riolita Aserradero presenta plagioclasa, cuarzo, sanidino y biotita en una matriz microcristalina y con clorita y sericita como minerales secundarios, con fracturas rellenas de calcita y en algunas ocasiones cuarzo, además de piritita diseminada. La geoquímica de elementos mayores confirma la ausencia de relaciones genéticas entre ambas unidades. Por otra parte, los elementos traza indican un ambiente de arco magmático para ambas unidades.

Los nuevos datos geocronológicos LA-ICP-MS por el método de U-Pb en circones para la Tonalita Peregrina arrojan diversas poblaciones pertenecientes a edades grenvillianas, panafricanas y las más jóvenes, interpretadas como edad de cristalización, presentan una edad de 449.2 ± 2.9 Ma, pertenecientes al Katiense (Ordovícico Superior). Los resultados para la Riolita Aserradero no fueron concluyentes dada la escasa población de circones, pero el circón analizado con edad más joven (331.9 ± 5.2 Ma, Pensilvánico Medio) es congruente tanto con la posición estratigráfica de esta unidad en la Secuencia Sedimentaria Paleozoica como con las edades radiométricas previamente reportadas en la literatura.

Con la información generada se propone un nuevo modelo tectónico en el cual la Tonalita Peregrina es el producto de un arco magmático desarrollado en Oaxaquia durante el Ordovícico Superior, del cual no se tenía hasta ahora evidencia petrológica en el NE de México. El origen de la Riolita Aserradero permanece asociado al arco magmático Permo-Carbonífero del W de Pangea Gondwana.

The Huizachal-Peregrina Anticlinorium (HPA) located W of Cd. Victoria, Tamaulipas, displays a wide variety of Precambrian and Paleozoic lithologies. Before this work, tectonic implications of the Paleozoic magmatic units had not been deeply studied, generating inconsistencies in preexisting models. The igneous units set key points for the understanding of geodynamic conditions during the evolution of NE Mexico through Paleozoic times.

The HPA comprises two felsic bodies, which prior of this work had been associated to the magmatic arc along NW Gondwana margin during Carboniferous. The first unit, Peregrina Tonalite, is tectonically emplaced between the Precambrian and Paleozoic metamorphic units. The second unit, referred as Aserradero Rhyolite, is interbedded in the Paleozoic Sedimentary Sequence.

Petrographic analysis shows a modal composition of plagioclase, quartz, orthopyroxene, muscovite and chlorite, with calcite, orthoclase, zircon and titanite as accessory minerals for the Peregrina Tonalite, while plagioclase, quartz, sanidine, biotite in a microcrystalline matrix with chlorite and sericite as secondary minerals, as well as disseminated pyrite, for the Aserradero Rhyolite. Major elements confirms the lack of genetic relationships between both acid units, while trace element point out to a magmatic arc setting for the origin of both units.

New U-Pb LA-ICP-MS data obtained from zircons from Peregrina Tonalite shows several populations, the oldest from Grenvillian and Panafrican ages, while the younger, interpreted as crystallization age, is 449.2 ± 2.9 Ma (Katien, Upper Ordovician). Aserradero Rhyolite results were inconclusive because of the limited population of zircon crystals in the rock, but the younger age (331.9 ± 5.2 Ma, Pensilvánico Medio) is congruent with its stratigraphic position in the Paleozoic Sedimentary Sequence, and radiometric ages previously reported on literature.

With this new information, a new tectonic model is proposed. Peregrina Tonalite is generated as part of a magmatic arc developed during Upper Ordovician in Oaxaquia, which has not been reported yet in NE Mexico. Aserradero Rhyolite is still considered as a product associated to the Permo-Carboniferous magmatic arc along Western Pangea.

Capítulo I. Generalidades

1.1 Introducción

El Anticlinorio Huizachal-Peregrina es una estructura regional generada durante la deformación Laramide que se encuentra ubicada al W de Cd. Victoria, en el estado de Tamaulipas. El núcleo erosionado de dicha estructura exhibe un amplio catálogo de litologías con edades del Precámbrico y Paleozoico, cuyas unidades de mayor extensión han sido ampliamente estudiadas (p. ej. De Scerna et al., 1977; Ramírez-Ramírez, 1978; Dowe et al., 2005; Barboza-Gudiño et al., 2011; Casas-García, 2014; Torres-Sánchez et al., 2015; Ramírez-Fernández et al., 2016). Dentro de este complejo se encuentra un conjunto de unidades magmáticas de menor dimensión cuyas implicaciones geológicas no han sido del todo aclaradas.

La unidad más antigua que aflora en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina es el Complejo Gneis Novillo, que presenta una edad de metamorfismo de 990 ± 5 Ma (Cameron et al., 2004) y ha sido interpretado como parte del cinturón Grenvilliano (p. ej. Li et al., 2008; Weber et al., 2010). Posteriormente, sobre esta unidad se dio el depósito de una secuencia sedimentaria durante gran parte del Paleozoico (Silúrico-Pérmico, Stewart et al., 1999). En contacto tectónico con estas unidades se encuentra el complejo metamórfico Esquisto Granjeno, con una edad de metamorfismo de 300 ± 4 Ma (Dowe et al., 2005 y Torres-Sánchez et al., 2015).

Dentro de las unidades de menor extensión se encuentran dos cuerpos magmáticos de composición ácida, que han sido asociados al arco magmático del Carbonífero de la margen NW de Gondwana e. g. Torres et al. (1999), Dickinson & Lawton (2001), Barboza-Gudiño et al. (2011), Kirsch et al. (2012) y Torres-Sánchez et al. (2015).

Al primer cuerpo ígneo no metamorfizado se le ha denominado informalmente Tonalita Peregrina por De León-Barragán (2012) y se encuentra intrusionando tectónicamente a las unidades metamórficas del Precámbrico y Paleozoico, con una edad de cristalización U-Pb en circones de 351 ± 54 Ma y una edad de enfriamiento de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita de 313 ± 7 Ma (Dowe et al., 2005). El segundo, la riolita de la Fm. Aserradero, está ubicado en la parte superior de la secuencia sedimentaria paleozoica, con edad de cristalización U-Pb en circones de 334 ± 39 Ma (Stewart et al., 1999).

En conjunto todas estas unidades brindan piezas clave para resolver la geología, no solo de la localidad o el NE del país sino de todo el territorio mexicano, principalmente durante las etapas tempranas de su acreción durante el Paleozoico tardío a las masas continentales de las que hoy forma parte.

Como ya se mencionó, gran parte de las particularidades de los complejos metamórficos y en menor medida de la secuencia sedimentaria presentes en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, han sido objeto de estudio de diversas disciplinas de las Ciencias de la Tierra. Lo anterior ha traído como resultado, la resolución de un gran número de interrogantes sobre el desarrollo tectónico del país. Sin embargo, las unidades que han sido menos estudiadas, potencialmente pueden proveer información detallada esencial para incrementar el nivel de certidumbre en los modelos que existen para explicar la diversidad de litologías y los diferentes ambientes tectónicos de formación que tienen entre sí.

Las unidades magmáticas ácidas antes señaladas representan los objetos de estudio en este trabajo, pues se pretende identificar sus características petrológicas, para poder de esta forma, definir el ambiente tectónico y paleogeografía al cual pertenecen. Además, se generarán nuevos valores de datación radiométrica para determinar la edad de cristalización de éstos, ya que la información disponible actualmente presenta un valor muy alto de incertidumbre (100 Ma para la Tonalita Peregrina y 80 Ma para la Riolita Aserradero, de acuerdo a Dowe et al., 2005 y Stewart et al., 1999 respectivamente), o se encuentra acertada solamente para la edad de enfriamiento, en el caso de la Tonalita Peregrina.

En este trabajo se intenta también establecer, en base a las dataciones radiométricas e información geoquímica, una correlación con cuerpos magmáticos de edades y composiciones similares ubicados a lo largo del denominado arco magmático del Carbonífero-Pérmico. Lo anterior con el fin de esclarecer la posible pertenencia de las unidades Tonalita Peregrina y Fm. Aserradero al arco antes mencionado, principalmente dada la similitud entre el AHP y el sur del país en el denominado Complejo Acatlán, pues dichas similitudes en litologías y procesos a los cuales éstas han sido sometidos, da lugar a la hipótesis de que ambos complejos de alguna manera se encontraban relacionados durante el pre-Mesozoico (Barboza-Gudiño et al., 2011).

1.2 Localización del área de estudio

El basamento cristalino del NE de México se encuentra expuesto en la mega-estructura denominada Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP), el cual se ubica al oeste de Ciudad Victoria en el estado de Tamaulipas (Fig. 1). Son los cañones que lo cortan quienes permiten el acceso a los afloramientos que exponen las diversas litologías en él presentes.

En la Fig. 1 se muestra la localización del área de estudio, siendo los cañones Caballeros, Peregrina y Novillo los que dan acceso a los afloramientos pertenecientes a la Tonalita Peregrina. Los afloramientos de la Riolita Aserradero se encuentran reconocidos únicamente en los cañones Peregrina y Caballeros y forman parte de la secuencia sedimentaria del Paleozoico.

1.3 Trabajos Previos

A continuación se describen los trabajos que incluyen información referente a las rocas ígneas ácidas del Paleozoico en el Anticlinorio Huizachal Peregrina y su respectivo marco geodinámico, así como de unidades correlacionables:

Carrillo-Bravo (1961): Realizó un trabajo pionero de exploración geológica moderna en el núcleo del AHP, describiendo a detalle las unidades paleozoicas y precámbricas. Definió para el Devónico a la Fm. La Yerba, compuesta por rocas silíceas (novaculita y pedernal, que más tarde serían definidas como la riolita de la Fm. Aserradero por Gursky y Ramírez-Ramírez, 1986), lutitas de color negro y gris verdoso, areniscas y calizas.

Ramírez-Ramírez (1978): Hizo una reinterpretación tectónica del emplazamiento del Esquisto Granjeno, asignándole una edad de Paleozoico Temprano para su formación. En base a relaciones estratigráficas de campo y reinterpretación de datos geocronológicos remarca las siguientes conclusiones: 1) El basamento continental se encuentra constituido solamente por el complejo metamórfico del Precámbrico; 2) La transgresión marina del Silúrico medio se dio sobre la corteza continental previamente mencionada; 3) asigna 2 probables fases tectónicas para el metamorfismo del Esquisto Granjeno, una para el Paleozoico Temprano y otra para el Tardío y 4) la asociación mineralógica del Esquisto Granjeno permite establecer la presencia de un Arco Insular al E o SE de Pangea.

Gursky y Ramírez-Ramírez (1986): Realizaron una descripción detallada de los afloramientos y un estudio petrográfico de las rocas volcánicas de composición ácida del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, en el Cañón de Caballeros. Proponen el término informal "Riolita Aserradero" para dicha unidad. Interpretan en base a la posición estratigráfica y a la geología del AHP y sus alrededores, que esta unidad se formó entre el Pérmico superior y el Jurásico medio. Con esto descartan la unidad anteriormente descrita como novaculita, perteneciente a la Formación la Yerba.

Orozco-Esquivel (1990): Describió la posición del cuerpo tonalítico entre las unidades metamórficas precámbrica y paleozoica, agregando que cuerpos subvolcánicos máficos se encuentran presentes también en la tonalita.

Ramírez-Ramírez (1992): Presentó un estudio petrológico sobre las diferentes unidades litológicas del basamento. Este autor describe la forma y posición del cuerpo tonalítico respecto al

Gneis Novillo y lo enmarca como roca intrusiva asociada a los diques máficos contenidos en él y al Esquisto Granjeno, además describe su mineralogía y textura.

Gursky (1996): Presentó un estudio sobre las rocas pre-mesozoicas en el Cañón Peregrina, haciendo principal énfasis en la estratigrafía sedimentaria del Paleozoico con el fin de hacer una inferencia paleogeográfica. Ubica a la Riolita Aserradero sobre la Fm. Vicente Guerrero o bien entre esta y la Fm. Del Monte. Infiere además que el espesor original de la Riolita Aserradero fue superior a los 80 m.

Stewart et al. (1999): Presentaron uno de los trabajos más importantes en el área, pues hicieron una caracterización a detalle de la estratigrafía paleozoica, describiendo a detalle las litologías y espesores de cada formación. Se le asigna el nombre de manera formal a las rocas volcánicas félsicas presentes en los cañones Caballeros y Peregrina como Riolita Aserradero. Llevaron a cabo además dataciones por método U-Pb en circones y reportan para esta unidad una edad de **crystalización de 334 ± 39 Ma.**

Dowe et al. (2005): Explicaron la historia deformacional del Esquisto Granjeno, dividiéndola en los eventos D_1 , D_{2a} , D_{2b} y D_{2c} , infiriendo que la Tonalita Peregrina se emplazó a lo largo de la falla entre el Esquisto Granjeno y el Gneis Novillo, entre los eventos deformacionales D_1 y D_{2a} , cuando la falla aún se encontraba activa. Calcularon edades isotópicas de **crystalización** para la tonalita por el método de U-Pb mediante dilución de circones obteniendo una edad de **354 ± 54 Ma.** Mediante el método de Ar/Ar en muscovitas obtienen edades de **enfriamiento** para este mismo cuerpo de **313 ± 13 Ma.**

Las edades calculadas para las rocas magmáticas presentes en la zona son correlacionable dentro del error contemplado (354 ± 54 Ma en U-Pb para el leucogranito y 334 ± 39 Ma en U-Pb para la riolita), por lo que plantean la posible correlación de los cuerpos félsicos como contrapartes intrusiva y extrusiva.

Miller et al. (2007) llevaron a cabo un estudio en tres plutones de composición granítica con poca o nula evidencia de deformación ubicados en la parte norte del Complejo Acatlán, en el sur de México. Determinaciones geocronológicas por el método U-Pb, indican una pertenencia a una suite mayor de plutones pertenecientes a actividad tectónica del Ordovícico, interpretada como la separación de terrenos peri-Gondwánicos durante la apertura del océano Rhéico.

Barboza et al. (2010): Hicieron una revisión a la estratigrafía del Triásico en el NE de México. En los datos geocronológicos del Grupo Huizachal, obtiene una pequeña población de circones con edad paleozoica de 467 – 420 Ma, los cuáles interpretaron como pertenecientes a rocas magmáticas de terrenos peri-Gondwánicos del Ordovícico o a los presentes en el Esquisto Granjeno.

Rubio-Cisneros y Lawton (2011): Presentan datos geocronológicos por el método U-Pb en circones detríticos pertenecientes a la Fm. La Boca del Grupo Huizachal. Reportan poblaciones de circones con edad paleozoica de 430 – 300 Ma, interpretándolos como provenientes del Esquisto Granjeno.

De León-Barragán (2012): Realiza una comparación geoquímica entre los cuerpos ígneos ácidos del Anticlinorio Huizachal-Peregrina y descarta cualquier relación genética que éstos puedan tener, pues no se presentan una línea evolutiva continua entre estas dos unidades. Interpreta el magmatismo carbonífero como el producto de un evento de subducción llevado a cabo en el borde NW de Gondwana, generando un arco volcánico silíceo. Propone el término informal “Tonalita Peregrina” para el leucogranito emplazado entre el Gneis Novillo y el Esquisto Granjeno.

Kirsch et al. (2012): Realizan un estudio petrológico a fondo en el plutón Totoltepec, perteneciente al Complejo Acatlán. En este trabajo caracterizan este cuerpo geoquímica e isotópicamente y determinan su afinidad de arco continental, realizando además una comparación con rocas similares en Norte y Centro América, estableciendo de esta manera el arco producto de la margen convergente en la porción occidental del recién acrecionado Pangea.

1.4 Hipótesis

Las unidades magmáticas de composición ácida pertenecientes al basamento paleozoico del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Riolita Aserradero y Tonalita Peregrina, por sus características petrográficas, geoquímicas y su edad, pueden ser parte del arco magmático del Carbonífero-Pérmico del W de Pangea.

1.5 Objetivos

- Caracterizar petrológicamente las unidades ígneas ácidas del basamento del AHP.
- Determinar las relaciones temporales del magmatismo paleozoico, por medio de dataciones más detalladas, p. e. el método U-Pb en circones a través de LA-ICP-MS.

- Correlacionar los cuerpos magmáticos del AHP con los de otras provincias, p.e. del Complejo Acatlán en el sur de nuestro país.
- Relacionar el magmatismo ácido del AHP con el desarrollo geodinámico de Pangea a finales del Paleozoico.

1.6 Metodología

Posterior a la debida documentación e investigación exhaustiva de la información publicada del área, se llevó a cabo trabajo de campo que consistió en la descripción detallada de afloramientos y las diversas relaciones de campo de ambos cuerpos con las rocas encajonantes y en la colecta de muestras para su análisis petrográfico y geoquímico.

Para el muestreo, los caminamientos se realizaron en las diferentes vías de acceso disponibles en los cañones que cortan al Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Se eligieron principalmente los afloramientos que no se habían tomado en cuenta para trabajos previos, principalmente el área sur del Cañón Novillo, pues éste presenta los afloramientos de la unidad Tonalita Peregrina, en donde la roca posee un menor grado de alteración. En total se recolectaron 23 muestras, que se estudiaron en conjunto con las utilizadas por De León-Barragán (2012).

Para el análisis petrográfico las muestras fueron tratadas con el procedimiento estándar de la Facultad de Ciencias de la Tierra para la elaboración de láminas delgadas. Éste consiste en el corte de la muestra en forma de cubo, de dimensiones similares o menores a las de un porta objetos (4.5 cm x 2.6 cm), con un posterior pulido de la cara que será adherida al portaobjetos, con el fin de eliminar las marcas del disco de corte. Posteriormente se desbasta el excedente de muestra para después ser pulida con polvos abrasivos hasta obtener un espesor de $\sim 30 \mu\text{m}$.

El procedimiento de trituración se llevó a cabo en diversos pasos con diferente equipo, siendo la primera parte con un martillo geológico para remover la capa superficial intemperizada. Después, la roca fue triturada por una quebradora de quijadas SIEBTECHNIK EB 776. Posteriormente, la muestra obtenida fue vaciada en un recipiente con anillos de ágata, el cual fue montado dentro de un molino vibratorio SIEBTECHNIK TS 100 A durante 5 minutos, con lo que se obtuvo un polvo con tamaño de grano $< 20 \mu\text{m}$. Para cada muestra se separó una porción de $\sim 100 \text{g}$ para los estudios geoquímicos.

Tanto los datos geoquímicos existentes de roca total presentados en este trabajo como los de las muestras utilizadas por De León-Barragán (2012) fueron realizados comercialmente por ACME

ANALYTICAL LABORATORIES LTD (posteriormente Bureau Veritas Commodities Canada Ltd) con metodologías de diferente nomenclatura pero mismo procedimiento.

Las abundancias de los óxidos mayores y algunos elementos traza fueron analizados por medio de Espectrometría de Emisión Atómica por Plasma Inductivamente Acoplado (por sus siglas en inglés *ICP-AES*) siguiendo la fusión de metaborato-tetraborato de litio ($\text{LiBO}_2\text{-Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) y disolución en ácido nítrico (HNO_3). Los elementos del grupo de las tierras raras y elementos traza son analizados de manera similar pero mediante el método de detección de Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente (por sus siglas en inglés *ICP – MS*), mientras que en los metales preciosos y base la disolución es en Agua Regia.

Para el análisis geocronológico se optó por la metodología de Espectrometría de Masas de Plasma Inductivamente Acoplado por Ablación Laser (por sus siglas en inglés *LA-ICP-MS*) en el sistema U-Pb en circones, en lugar del tradicional método de dilución. Lo anterior con el fin de puntualizar las mediciones y restringirlas a cada evento de cristalización de dicho mineral, para no mezclar edades de diferentes eventos, como ocurre con el método de dilución de cristales.

El análisis *LA-ICP-MS* se realizó mediante el método de en dos partes. Primero se realizó la primera parte de la preparación de las muestras en el Laboratorio de Molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT) de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), en donde se molieron ~10 Kg de cada unidad (Riolita Aserradero y Tonalita Peregrina) utilizando únicamente la trituradora de quijadas. Posteriormente en el Laboratorio de Ingeniería Geológica de la misma FCT, se realizó la separación granulométrica de la muestra molida por la trituradora.

Se separó muestra con un tamaño de partícula menor a 250 μm (malla no. 60), que fue procesada en el Laboratorio de Molienda del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (Juriquilla, Querétaro), donde se realizó la segunda parte de la preparación de las muestras y el análisis isotópico. Se utilizó el método de bateo, para separar los minerales pesados, entre los cuales se decantan los circones. Cabe destacar que en la unidad intrusiva, éstos fueron exitosamente separados, mientras que en la unidad extrusiva, presentó una pobre abundancia de circones.

Los minerales pesados separados fueron colocados en una cápsula de Petri con alcohol y separados manualmente con pinzas en un microscopio binocular Leica. Posterior a la identificación, se montaron en un portaobjetos donde se generó una probeta de resina con los cristales separados.

La elaboración de la probeta consta de la mezcla de resina epóxica con un endurecedor, a razón de 3.64 g con 0.54 g de endurecedor. Ambas partes se mezclan durante ~5 minutos, y en un mismo sentido de rotación para minimizar la producción de burbujas.

Posterior al endurecimiento de la probeta (8 horas), ésta es pulida con lijas de carburo de sílice, primero con grano grueso (800 y 1500) para desbastar y luego un pulido fino con lijas de número 2500 y 3000. Una vez elaborada y pulida la probeta con los cristales, éstos son observados mediante catodoluminiscencia al vacío, con el fin de identificar, en primera instancia, cuáles de los cristales seleccionados eran efectivamente circones (dada la tendencia a ser confundidos con otros minerales como el apatito por ejemplo). En segunda instancia, con este proceso, se identifica cuáles de los cristales presentan zonación. Con las microfotografías obtenidas bajo condiciones de catodoluminiscencia, se planearon las localizaciones de los disparos del láser y la trayectoria que éste siguió a lo largo de la muestra.

La determinación de abundancias isotópicas se llevó a cabo con la ayuda de dos equipos. El Láser S-155 de la marca Laurin Technic y el detector Thermo Scientifici iCAPQ ICO-MS. En primer lugar, el láser se genera a partir de la excitación de gas de ArF, con una radiofrecuencia, el cual tiene una $\lambda = 193$ nm, por lo cual entra en el rango no visible para el ojo humano y es considerado de alta energía.

La muestra se bombardea con una fluencia de ~ 6 J/cm² lo que pasa el circón de estado sólido a estado gaseoso instantáneamente (sublimación). El producto de esta interacción es transportado del láser al detector en un flujo (350 ml/min) de He altamente puro (He + Ar + Zr).

Adicional al He puro, se agrega al transporte un flujo (4 ml/min) de N, lo cual eleva la temperatura del plasma ($\sim 7000 - 10,000$ °C), mejorando la ionización de éste. Los iones viajan hacia el detector, el cual contiene un filtro de 4 polos el cual genera un campo eléctrico de diferentes cargas con las cuales atrae los isótopos de interés. Dicho campo eléctrico se mantiene durante un tiempo previamente programado (en este caso 10 ms) para detectar la concentración de diversos elementos.

Cada punto programado en los cristales tiene una duración de 60 segundos. Los primeros 15 segundos de análisis se les denomina de adquisición de blanco, tiempo en el cuál los residuos del análisis anterior se desechan. Los 30 segundos posteriores son los que se consideran dentro del análisis y los 15 segundos restantes se guardan de espacio para analizar la siguiente muestra.

Capítulo II. Generalidades del origen de los granitoides

2.1 Introducción

Todas las rocas representan el producto final de una multitud de procesos físicos y químicos que ocurrieron en algún momento en el pasado (Clarke, 1992). En el caso de los cuerpos granitoides, a través de su historia de enfriamiento, expresan una gama de dichos procesos en busca de equilibrio, lo cual no sucede con frecuencia. Como resultado de esto se encuentran rastros de procesos inconclusos que van desde amplias variaciones en la composición tanto mineralógica como química, ensambles minerales en desequilibrio, enclaves, etc. Existen varias razones por las que es necesario el estudio de éstos cuerpos, según Clarke.

- 1) Los granitoides son las rocas plutónicas más abundantes en la corteza superior de la Tierra. Conforman aproximadamente el 86% del volumen de la corteza superior (Wedepohl, 1991).
- 2) Al igual que otras rocas ígneas representan “sondas” hacia el interior del sistema terrestre, principalmente a las zonas más profundas de la corteza continental, además de dar una idea de los procesos que ocurren en zonas de subducción e incluso las zonas más someras del manto.
- 3) Se encuentran íntimamente relacionadas con la tectónica de placas.
- 4) Por último, se encuentran asociadas a mineralizaciones aprovechables, lo que implica un interés económico en entender su conexión con la concentración de metales que pueden llegar a presentar.

Como lo establece White (1979), los granitoides y la corteza continental se encuentran ampliamente relacionados. Él remarca que la composición química de los granitoides se opone a la posibilidad de que estos se deriven directamente de la diferenciación del manto. Esta afirmación es congruente con la distribución de los grandes cuerpos granitoides, lo cual reafirma que dichas rocas provienen de procesos y elementos relacionados con la corteza continental y la interacción de sus márgenes. Adicionalmente, evidencias geofísicas denotan la concentración de rocas graníticas en la corteza continental superior (Vigneresse, 1995). Además, según Brown y Rushmer (2006) la extracción de magmas provenientes de la parte inferior de la corteza y su posterior emplazamiento en la corteza superior durante la orogénesis, es el proceso principal por el cual los

continentes se ha diferenciado en una corteza inferior más máfica, poco hidratada y residual una corteza superior más félsica e hidratada y enriquecida en elementos incompatibles.

2.2 Clasificación

La clasificación de los granitoides puede estar basada en parámetros físicos y químicos medibles y en parámetros inferidos. Dentro de los parámetros medibles se encuentran los basados en rasgos tales como el color, asociación mineral, la abundancia modal, la composición química de elementos mayores-traza-isótopos, el grado y estilo de alteración (Read, 1948; Buddington, 1959) y pueden ser de gran utilidad para propósitos específicos como el mapeo o la exploración mineral. Dentro de los parámetros inferidos se encuentran el origen y las fuentes presumibles de las rocas y por supuesto, esta clasificación tipo genética es menos precisa que aquellas basadas en observaciones directas, pero se encuentran íntimamente ligadas a éstas (Clarke, 1992).

2.2.1 Clasificación modal

La clasificación IUGS (Unión Internacional de Ciencias Geológicas, por sus siglas en inglés) de rocas intrusivas (Fig. 2.1) se encuentra basada en la abundancia modal de cuarzo, plagioclasas y feldespatos alcalinos (Streckeisen, 1967). Dado que estos minerales forman cerca del 90% de la composición modal de los granitoides, esta clasificación (que no tiene relación con la génesis de las rocas) puede ser la mejor opción para encasillarlos todos.

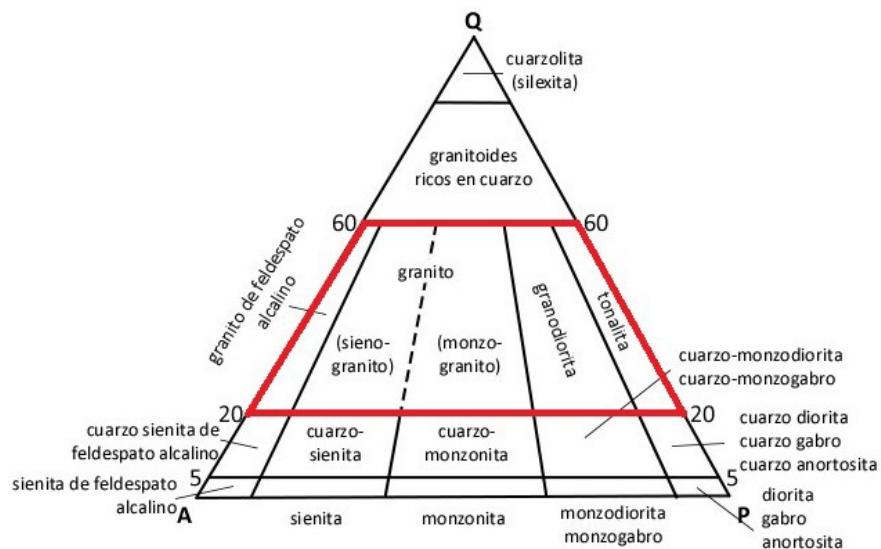


Fig. 2.1 Clasificación modal para rocas intrusivas silíceas Streckeisen (1976). A= Feldespato Alcalino, Q= Cuarzo, P= Plagioclasa. Se remarca en rojo el área de los granitoides.

El principal inconveniente para el esquema de clasificación de Streckeisen es que ignora las variaciones composicionales aparte de aquellas que representan las abundancias de los feldespatos. Además ignora también las diferencias químicas que pueden llegar a tener los granitoides maficos y félsicos (Frost et al., 2001) además de ignorar la presencia de fases menores como las micas, que pueden llegar a brindar información significativa sobre las implicaciones del cuerpo granítico. Es por estas razones que se han buscado diversas opciones para clasificar a los granitoides.

Streckeisen (1973) propone una clasificación modal alternativa (tampoco genética) que sirve para tomar en cuenta todos aquellos elementos minerales que son despreciados por el esquema QAPF se muestra en la Fig. 2.2. Este diagrama de clasificación modal y de color de rocas graníticas toma en cuenta además a la biotita, muscovita, anfíbol, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

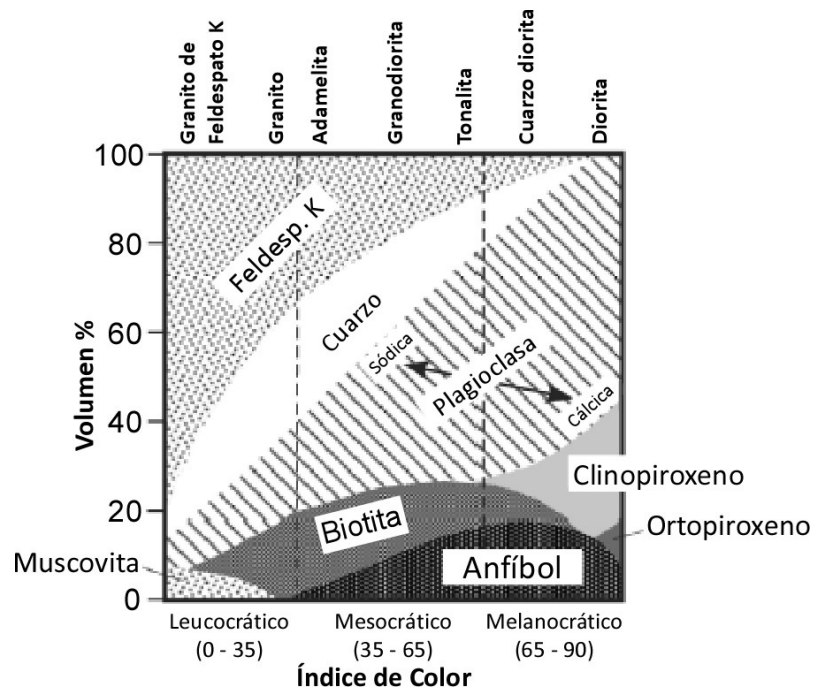


Fig. 2.2 Clasificación modal y de color para rocas graníticas. Tomado de Chen y Grapes (2007).

2.2.2 Clasificación alfabética

Una de las primeras clasificaciones con base en la composición geoquímica de los granitoides, fue introducida por Chappell y White (1974), quienes en su estudio en el cinturón plegado Lechlan en Australia, reconocieron dos tipos de granitos. El primero, de acuerdo a su

carácter metalumínico – hiperaluminoso, relativamente alta concentración de K y amplia variación en el contenido de SiO_2 , infirieron que se trataba de un granito proveniente de una fuente máfica metaígne, denominándolo Tipo – I, en referencia a su fuente ígnea. La fuente del segundo tipo fue inferida como metasedimentaria, refiriéndolo como granito Tipo – S, dado su carácter altamente peralumínico, relativamente alto K y variación de SiO_2 restringida a altas concentraciones.

Loiselle y Wones (1979) introdujeron un nuevo término a la clasificación alfabética. Reconocieron un distintivo tipo de granitoide relativamente alto en K, alto $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ y altas concentraciones de elementos HFSE. Dada la baja deformación del granitoide y su edad totalmente discordante con el evento deformacional más reciente (en dónde el granitoide es más joven), lo denominaron granito Tipo – A, por su carácter anorogénico.

White (1979) introdujo el término Granito Tipo – M, infiriendo que este tipo de granitoides tiene su origen en el manto, aplicado en ambientes de arcos insulares. Uno de los problemas que presenta este tipo de granitos, es que pueden ser de origen mantélico, o pueden surgir de la fusión parcial de corteza, técnicamente un granito tipo – I.

El último término agregado a esta clasificación fue por Kilpatrick y Ellis (1992), granitos tipo – C, en referencia a las charnoquitas, las cuales están caracterizadas por la presencia de ortopiroxeno, pigeonita o fayalita, lo cual se supone es un reflejo de la composición del líquido en el momento de la cristalización. Aun así, las charnoquitas no se encuentran restringidas a cuerpos graníticos ricos en Fe, sino que se encuentran también en cuerpos magnesianos (Frost et al., 2000)

Aparte de la imprecisión con que se definen estos dos últimos tipos de granitos, un gran problema con la clasificación alfabética es que asume que los cuerpos graníticos individuales tienen una sola fuente, la cual puede ser fácilmente identificada a partir de la composición química de la roca. Lo anterior es poco probable, pues en la actualidad se sabe que los granitoides son el resultado de una mezcla de magmas máficos derivados del manto y magmas producto de la fusión de rocas corticales que pueden o no tener una componente metasedimentaria (Frost et al., 2001).

2.2.3 Clasificación tectónica

Con el avance de los estudios geológicos y la teoría de la tectónica de placas cada vez más arraigada, una clasificación en base al origen tectónico de los granitos fue propuesta por Pitcher (1983, 1993) basándose en una mezcla entre la composición química y las fuentes.

Dada la amplia variedad de ambientes genéticos en los que las condiciones para generar cuerpos graníticos, Pitcher (1983) los agrupa de manera general en orogénicos, post-orogénicos o transicionales y anorogénicos. A su vez esta división conlleva a una subdivisión de los diversos mecanismos tectónicos bajo los cuales se pueden generar los cuerpos graníticos, y su modelo, explicación, origen, mineralogía, geoquímica y otros aspectos importantes se encuentran enlistados en la Tabla 2.1.

De manera general, Winter (2001) explica los cuerpos orogénicos como aquellos que están ligados directamente a procesos constructores de montañas, resultantes de un esfuerzo compresivo relacionado a una zona de subducción. Los anorogénicos son aquellos productos ya sea del magmatismo intraplaca o de dorsales centro-océanicas. Los post-orogénicos, en principio representa una cierta ambigüedad en su origen, ya que si bien pueden ser producto de un evento orogénico, no ocurren durante éste, por lo tanto algunos autores los pueden catalogar ya sea en el grupo orogénico o anorogénico; Winter (2001) los denomina como transicionales.

Tabla 2.1 Clasificación de granitoides de acuerdo a la configuración tectónica. Modificado de Winter (2001).

	Orogénicos			Transicionales	Anorogénicos	
Ambiente	Arco de Isla oceánica	Arco continental	Colisión continental	Post-orogénicos - <i>Uplift</i> /Colapso	<i>Rift</i> continental, Pluma de manto	Dorsal Isla oceánica
Ejemplos	Bouganville, Islas Solomon, Papúa Nueva Guinea	Batolitos cordilleranos de los terrenos occidentales del W de Norte América	Manaslu y Lothse de Nepal, Macizo Armoricano de Bretaña	Plutones del Caledoniano Tardío de Bretaña, <i>Basin and range</i>	Complejos del anillo nigeriano, rift de Oslo, Yellowstone	Ofiolitas de Omán y Troodos, Islandia
Geoquímica	Calco-alcálido > Tol. Tipo M & híbrido I-M Metaluminoso	Calco-alcálido Tipo I > S Met.Al a Per.Al	Calco-alcálido Tipo S Peraluminoso	Calco-alcálido Tipo I, S (A) Metaluminoso a hiperaluminoso	Alcalino Tipo A hiperalcalino	Toleítico Tipo M Metaluminoso
Tipos de roca	Cuarzodiorita en Arcos maduros	Tonalita y granodiorita > granito o gabro	Migmatitas & leucogranitos	Bimodal: granodiorita a gabro-diorita	Granito, sienita + gabro-diorita	Plagiogranito
Minerales asociados	Hb > Bt	Hb, Bt	Bt, Ms, Hb, Grt, Als, Crd	Hb > Bt	Hb, Bt, aegerina, fayalita	Hb
Vulcanismo asociado	Basalto a andesita de arco de islas	Andesita y dacita en gran volumen	A menudo ausente	Basáltico y riolítico	Lavas alcalinas, tobas e infiltraciones de caldera	MORB
Clasificación Barbarin (1990)	Toleita de arco de isla	Calco-alcálido Híbrido	Tipo Continental	Orogénico tardío híbrido	Alcalino	Toleita de dorsal
Pearce et al. (1984)	VAG (granito de arco volcánico)		COL (granito colisional)		WPG y ORG (granito intraplaca y granito de dorsal)	
Mainar & Piccoli (1989)	IAG (granito de arco oceánico)	CAG (granito de arco continental)	CCG (granito de colisión continental)	POG (granito post-orogénico)	RRG y CEUG (rift & pluma de manto abortada)	OP Plagiogranito oceánico
Origen	Fusión parcial de <i>underplating</i> máfico derivado del manto.	Fusión parcial de <i>underplating</i> máfico derivado del manto + contribución cortical	Fusión parcial de material cortical reciclado	Fusión parcial de la corteza inferior más contribución del manto y la corteza media	Fusión parcial del manto y/o corteza inferior (anhidro)	Fusión parcial del manto y cristalización fraccionada
Mecanismo de fusión	Energía de subducción: Transferencia de fluidos y especies disueltas del <i>slab</i> a la cuña, fusión de la cuña y transferencia de calor hacia arriba		Engrosamiento tectónico más calor cortical radiogénico	Calor cortical mas calor del manto	Pluma de manto y/o ascenso adiabático	

2.2.4 Clasificación geoquímica

Cabe destacar, una vez más, el amplio espectro de ambientes tectónicos en los cuales se generan los granitoides, y aunado a esto la gran cantidad de fuentes que pueden producir un fundido de esta composición, eleva en gran medida la complejidad para clasificar en base a un parámetro u otro a los granitoides. Por lo tanto algunos investigadores han hecho un esfuerzo por determinar el ambiente tectónico de los granitoides en base a las concentraciones de sus elementos traza y/o mayores (De la Roche et al., 1980; Pearce, et al. 1984; Frost et al., 2001; Verma et al., 2012).

La técnica introducida por De La Roche et al. (1980) fue pensada para caracterizar rocas ígneas e involucraba las variables R1 y R2. La variable R1 representa $[4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ mientras que R2 representa $(Al + 2Mg + 6Ca)$. El manejo de ambas variables representa la variación de la saturación de sílice así como los cambios en la relación $Fe / (Fe + Mg)$ y la variación composicional de la plagioclasa, todo esto envuelto en el proceso de diferenciación. Este método genera una buena opción para la clasificación de rocas máficas, pero no para las rocas félsicas. Lo anterior se debe a que el feldespato de K y la albita se grafican en el mismo punto, lo que implica que este método no puede ser empleado para distinguir la variación K/Na y que la mayoría de las rocas graníticas caen dentro de un campo muy reducido.

Un método basado en las concentraciones de elementos traza fue propuesto por Pearce (1984) con el propósito de discriminar el ambiente tectónico de los granitoides. A partir de esta discriminación geoquímica se lograron separar cuatro ambientes tectónicos de origen para los granitoides: dorsal centro oceánica, arco volcánico, intraplaca y colisionales. Los diagramas que mejor logran esta discriminación fueron los de Nb vs. Y, Ta vs. Yb, Rb vs. $(Y + Nb)$ y Rb vs. $(Y + Ta)$, los cuales se muestran en la Fig. 2.3.

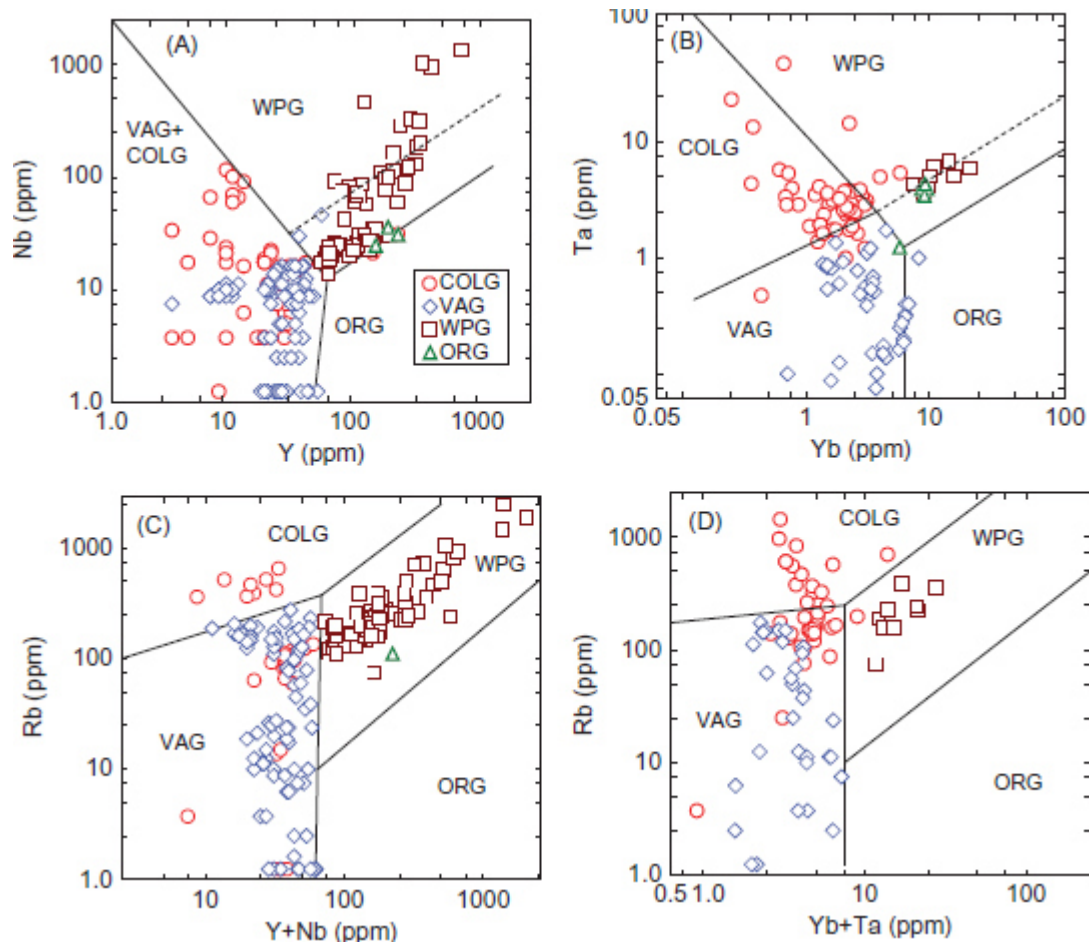


Fig. 2.3 Diagramas de discriminación de Pearce et al. (1984), mostrando los campos VAG: Granito de Arco Volcánico; COLG: Granito sin-Colisional; WPG: Granito intraplaca y ORG: Granito de Dorsal Oceánica. Tomado de Verma (2012).

Al igual que todos los métodos descritos, el anterior tiene detalles que no resuelven totalmente el problema geológico del origen de estas rocas, aun utilizando el set de diagramas completo. Lo anterior se ejemplifica en el diagrama de Y vs. Nb (Fig. 2.3), el cual no pueden discriminar entre ambientes de Arco Volcánico y Colisional, mientras que los diagramas Y – Nb, Yb – Ta muestran una región de traslape en configuraciones WPG y ORG; finalmente los diagramas Y+Nb-Rb y Yb+Ta-Rb involucran al elemento Rb, considerado como elemento móvil (Verma et al., 2012). En respuesta a esto, Verma et al. (2011) proponen una clasificación basada en una evaluación estadística de los elementos mayores, mostrados en la Fig. 2.4. Es importante mencionar que las funciones discriminatorias sobre las cuales se construyen estos diagramas se encuentran descritas en el Capítulo 5.

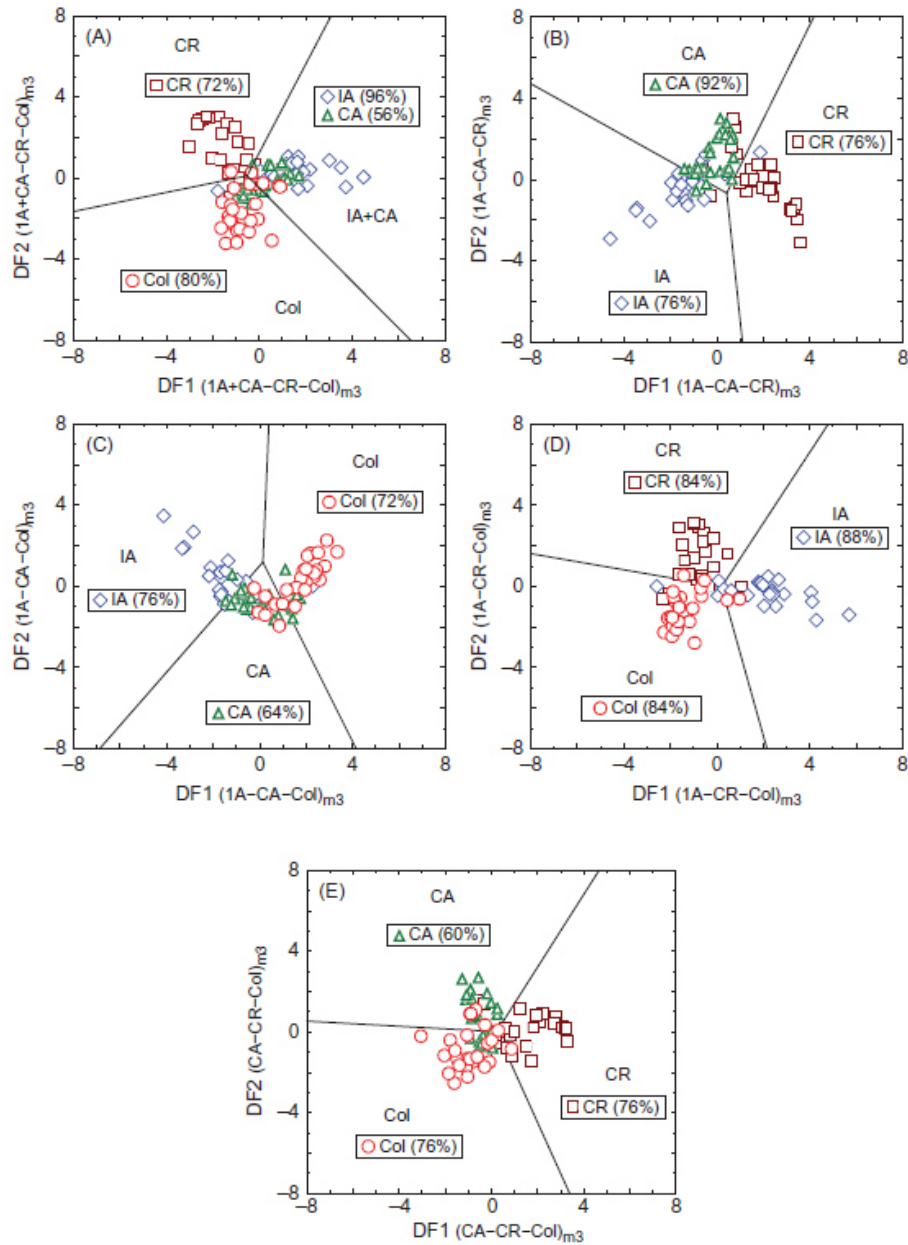


Fig. 2.4 Set de diagramas de discriminación tectonomagmática propuestos por Verma et al. (2012). Los campos indican: IA: arco de islas; CA: arco continental; CR: rift continental y Col: colisión.

2.3. Fusión Cortical

La formación de magmas félsicos por combinación de fundidos hidratados de baja temperatura con fundidos de alta temperatura deshidratados por fusión de micas y anfíboles en la corteza terrestre, depende ampliamente de la composición de la roca que se está fundiendo. Uno

de los principales factores que contribuyen es la disponibilidad de elementos necesarios para producir un fundido mínimo con dicha composición (K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O). La presión, temperatura, el tipo y la cantidad de minerales hidratados presentes, contribuyen directamente a la cantidad de agua presente en el sistema, ya sea de manera libre o por reacciones de deshidratación (Chen y Grapes, 2007).

La presencia de fluidos es uno de los factores de mayor influencia para la generación de magmas graníticos y dadas las condiciones de P y T bajo las cuales estos fundidos se generan, los fluidos están íntimamente relacionados con procesos metamórficos, donde se encuentran evolucionando continuamente.

Los fundidos graníticos, en primera instancia, se encuentran saturados en fluidos, pero la cantidad de fundido será pequeña si la proporción de fase fluida presente es también pequeña. A raíz de esto, a menos que exista un aporte externo de fase fluida, la fusión ausente de fluidos será el mecanismo de fusión que predomine en la generación de volúmenes significativos de magma granítico.

Todos los magmas graníticos contienen agua disuelta derivada de un mecanismo de fusión, por ejemplo ~6 wt% a 2 kbar y hasta ~10 kbar (Holtz y Johannes, 1991). Esta agua se deriva a partir de las siguientes estructuras:

- 1) Agua libre alojada entre los límites de granos de los minerales, en los poros, fracturas e inclusiones fluidas en los minerales (% en peso de H_2O).
- 2) Iones de OH estructuralmente ligados en la estructura de los filosilicatos (como %wt H_2O) como en la clorita (10 – 12 %), muscovita (~4%), biotita (3 – 4%), anfíbol (~2%) u otros minerales menos hidratados como la epidota (1.5 – 2%), estaurolita (~1%) o cordierita (~1%).

Las dos fuentes de agua dan lugar a dos tipos de reacciones de fusión:

- a) Fusión en presencia de fluidos (agua/vapor), fusión saturada en H_2O , donde el agua libre se encuentra disponible, por ejemplo: minerales anhidros + fluido acuoso/vapor = líquido + minerales anhidros + minerales hidratados + fluido acuoso/vapor = líquido.

- b) Fusión con ausencia de fluidos/vapor, subsaturada en H_2O , donde no se encuentra el agua en estado libre, por ejemplo: mineral anhidro + mineral hidratado = líquido + mineral anhidro.

2.3.1 Fusión Mineral

La relación entre la deshidratación del *solidus*, el fundido saturado en vapor y el fundido deshidratado de una roca que contiene minerales hidratados como muscovita, biotita y/o hornablenda se muestran de forma esquemática en la Fig. 2.5.

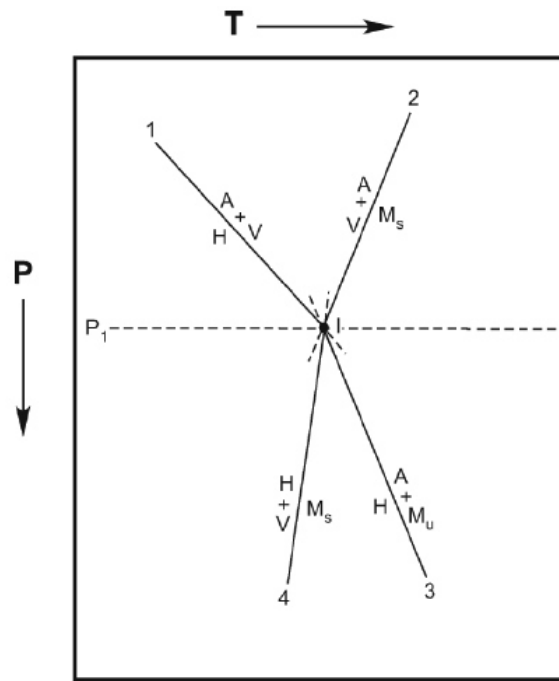
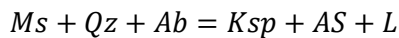


Fig. 2.5 Diagrama esquemático de P – T que representa las relaciones entre la deshidratación del *solidus* fundido tanto saturado en agua como deshidratado. H= ensamble mineral hidratado, A= ensamble mineral anhidro, V= vapor de agua, Ms= fundido saturado en agua, Mu= fundido subsaturado en agua, I= punto invariante. Tomado de Chen y Grapes, 2007.

En la curva 1 se representa una reacción de deshidratación donde un ensamble mineral hidratado reacciona para formar un ensamble mineral anhidro + vapor de agua. Las curvas 2 y 4 representan un *solidus* saturado en agua en su punto de más alta temperatura donde se forma un fundido saturado en agua (Ms). A presiones mayores a la del punto invariante (I), la curva 3 representa la parte con ausencia de vapor del *solidus*; esta curva representa la fusión por deshidratación donde un mineral hidratado (H) reacciona para formar un ensamble mineral

anhidro (A) + un fundido subsaturado en agua (Mu). La línea P1 intersecta el punto invariable I y representa la presión mínima a la cual un ensamble mineral hidratado puede coexistir de manera estable con una fase fundida en una roca.

A continuación se presenta a detalle la manera en la cual los diferentes minerales hidratados mencionados anteriormente reaccionan bajo diferentes condiciones P – T para generar el fundido granítico. En primera instancia se tiene la fusión por la deshidratación de la muscovita, cuya reacción de fusión más importante en rocas silicatadas es la siguiente:



En la Fig. 2.6 se muestra el ejemplo de como esta reacción se lleva a cabo a una presión constante de 5 kbar, aumentando la temperatura de 650°C a ~700°C.

En la Fig. 2.6 se muestra además como la muscovita a presiones bajas (0 – 3 kbar) soporta condiciones de temperatura que van desde ~600 a 650°C, mientras que a mayores presiones (~10 Kbar), dicho rompimiento se genera en temperaturas que no superan los 750°C.

Si la composición de la muscovita contiene Fe, Mg y Ti, lo que en general es el caso, se da lugar a reacciones que tienen productos como espinela de Fe-Mg, cordierita y biotita. En general la fusión por deshidratación de muscovita ocurre abruptamente por una reacción univariante, dado su rango de composición restringido.

En el modelo que Chang y Grapes (2007) presentan para la fusión por descomposición de la biotita, se remarca que en presencia de cuarzo, plagioclasa, ± aluminosilicato, la biotita se descompondrá a temperaturas más elevadas que la muscovita. Las condiciones de P – T para estas reacciones se encuentran en la Fig. 2.7.

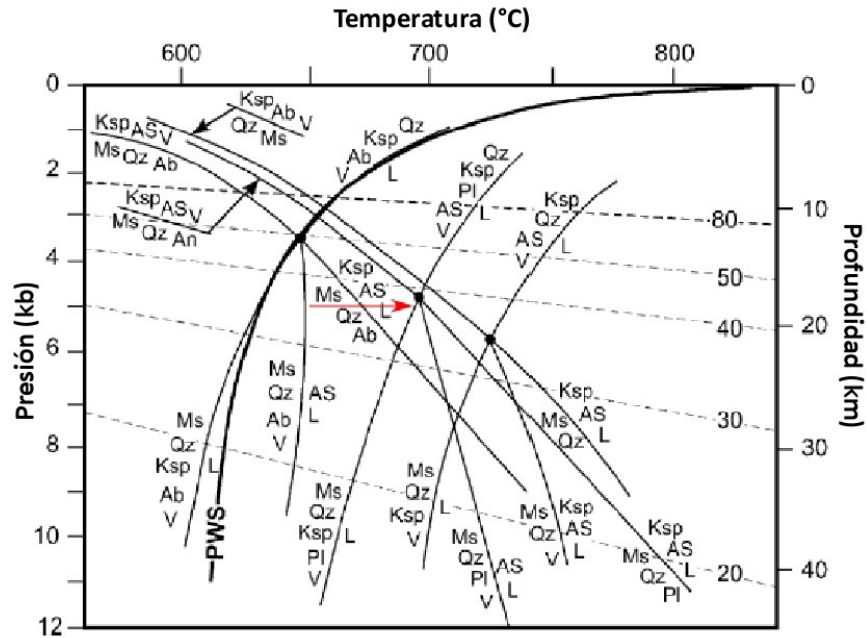


Fig. 2.6 Diagrama P – T que muestra varias reacciones de descomposición de muscovita en el *subsolidus* y *suprasolidus* en el sistema KASH, KNASH y CKNASH. PWS= *Solidus* pelítico húmedo (wet pelitic *solidus*) propuesto por Thompson (1982). Referencias de gradientes lineares geotérmicos de 20 – 80°C/km. Modificado de Thompson y Tracy (1979) y referencias ahí contenidas.

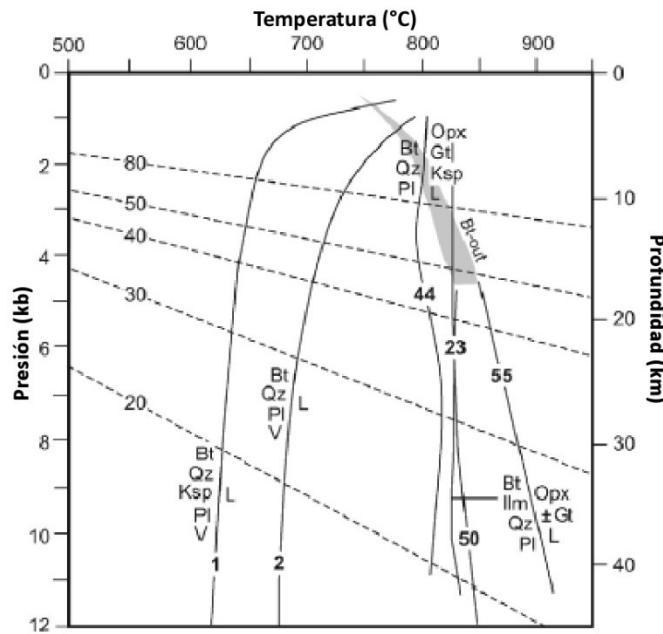
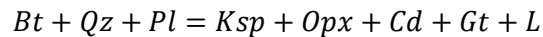
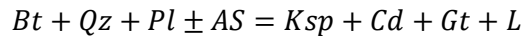


Fig. 2.7 Diagrama P – T que muestra varias reacciones de fusión por deshidratación de biotita. Área sombreada = curvas de rango de salida de biotita en una composición de grauwaca en facies de esquistos verde – anfibolita. Tomado de Chen y Grapes (2007) y referencias ahí contenidas.

Las reacciones modelo de descomposición de biotita involucran la formación de uno o más minerales máficos peritéticos + líquido, dependiendo de la composición de la fuente y la presión, por ejemplo las reacciones:

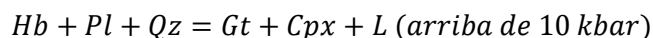
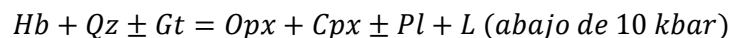


La posición de las curvas de reacción en el diagrama P – T dependen del #Mg (Mg/Mg+Fe) y el contenido de Ti presentes en la biotita y el contenido de TiO₂ presente en la fuente, en donde #Mg y contenidos de Ti mayores desplazan las curvas a zonas de mayor temperatura (Vielzeuf y Montel, 1994; Patiño-Douce y Beard 1995, 1996; Stephens et al., 1997; Pickering y Johnston, 1998).

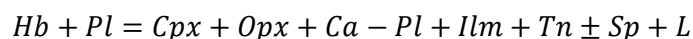
En el caso de biotita de Ti, se genera una desprotonización (deshidrogenización) como resultado de una pérdida de H por medio de la sustitución TiO₂R₁(OH)₋₂, lo cual reduce la cantidad de hidroxilo en la biotita (Henry et al., 2005). Como resultado de esto último el campo de estabilidad de la biotita se extiende hacia mayores temperaturas.

En comparación con la muscovita, la fusión por deshidratación de la biotita puede ocurrir en un rango de temperatura y presión significativamente mayor al de la muscovita, dado el amplio rango composicional de esta mica.

Las reacciones de fusión por deshidratación que involucran hornblenda junto con cuarzo y plagioclasa, ± granate se muestran a continuación y en la Fig. 2.8 y se expresan principalmente en las siguientes fórmulas:



Ilmenita, titanita y espinela son posibles fases minerales adicionales cuando la reacción se lleva a cabo en un protolito de anfibolita con ausencia de cuarzo (Rushmer, 1991), por ejemplo:



En la Fig. 2.8 se muestra como las curvas de reacción de la Hb se encuentran restringidas principalmente entre temperaturas de 600 y ~850°C.

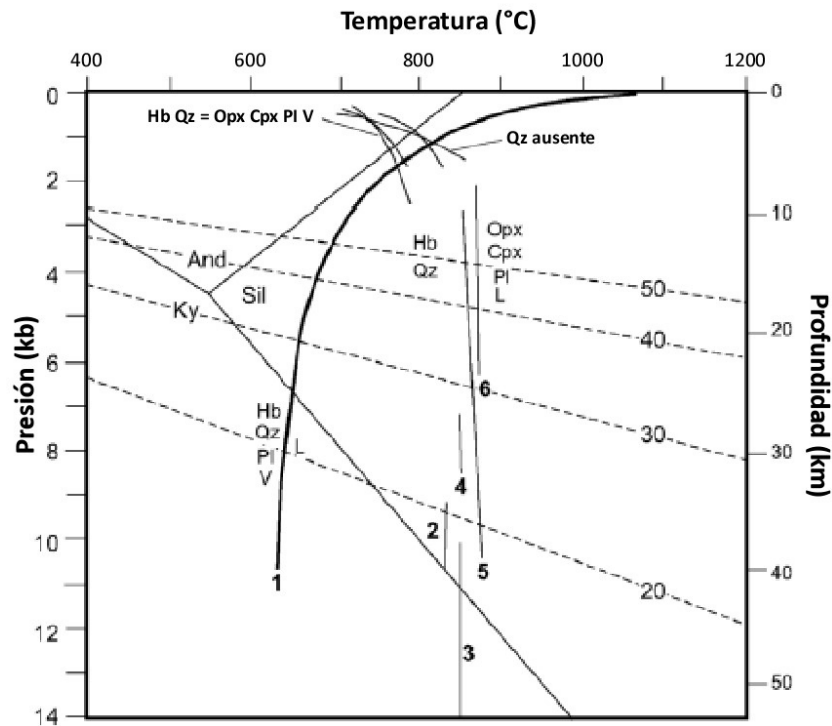


Fig. 2.8 Diagrama P – T que muestra las reacciones de fusión por deshidratación de hornblenda. Gradientes de 20 a 50°C/km. Tomado de Chen y Grapes, 2007.

Al igual que como ocurre con la biotita, el campo de estabilidad en el eje de T de la hornblenda se incrementa con mayor contenido de #Mg y Ti, pero en este caso además influye de la misma manera el contenido de F y Cl (Gilbert et al., 1982 y referencias ahí contenidas).

En la Fig. 2.9 se muestra el diagrama P –T que grafica comparativamente los campos de estabilidad de la biotita y hornblenda, donde se aprecia claramente como la mayor variación composicional de la biotita le brinda un mayor campo de estabilidad. Se aprecia también que el campo de estabilidad de ambos minerales se refleja principalmente en función de la temperatura. Para el caso de la biotita, dicho campo va de ~680 – 850°C, mientras que para la hornblenda, su campo de estabilidad se restringe entre 920 y 980°C, esto manteniendo una presión constante de 5Kbar por ejemplo.

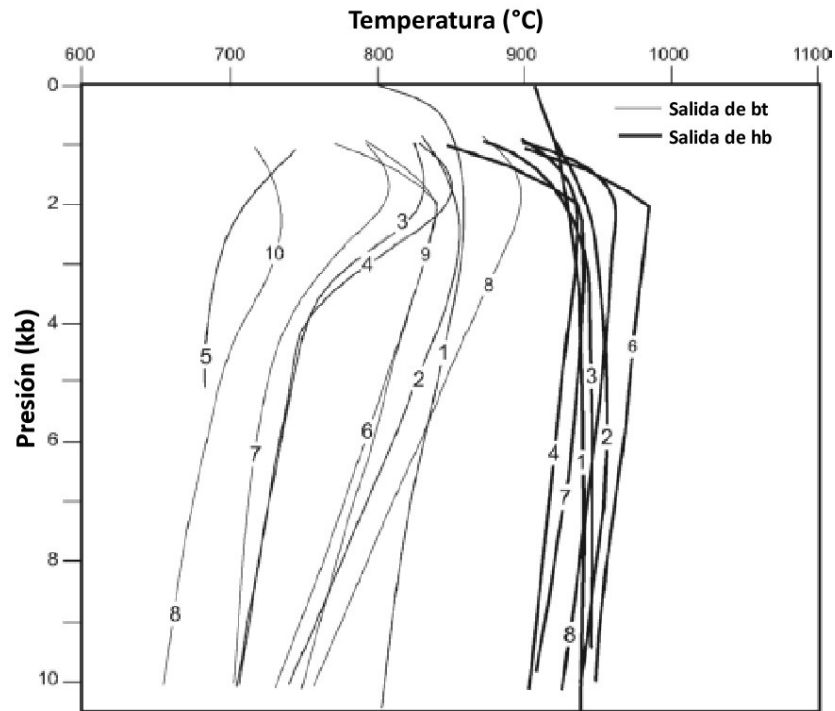
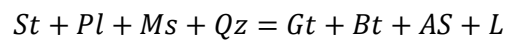


Fig. 2.9 Diagrama de P – T que muestra las curvas de reacción para varias composiciones de granitoides. 1 y 2: Tonalita; 3 y 4: Ganodiorita; 5: Granito; 6, 7 y 8: Cuarzodiorita; 9: Granodiorita; 10: Monzodiorita. Tomado de Chen y Grapes (2007) y referencias ahí contenidas.

Otros silicatos hidratados contribuyen a la generación de magmas graníticos, tal es el caso de la estaurolita, epidota y en raros casos la clorita. En el caso de la estaurolita, encontrada típicamente en rocas ricas en Al y Fe, la fusión por deshidratación, según Spear et al. (1999) y García- Casco et al. (2003) se lleva a cabo por medio de la reacción:



Dado el campo de estabilidad de la estaurolita, esta última reacción producirá una cierta cantidad de fundido a una temperatura menor que la de la muscovita. En la Fig. 2.10 se observa la curva de descomposición de la estaurolita, en el sistema NKF-MASH, la cual abarca temperaturas desde ~660 hasta 690°C en un rango de presión de 6 – 10 kbar.

Al hablar de rocas fuente con composiciones basálticas y andesíticas, a presiones superiores a los 10 kbar, la epidota es el primer mineral responsable por producir una fusión en ausencia de fluidos libres disponibles (Vielzeuf y Schmidt, 2001).

Dentro de rocas fuente de composición metabasáltica, la epidota se encuentra en una abundancia de 10 – 15% y es responsable por una fusión menor al 10%, lo que es una cantidad pequeña, en comparación con la producida con la hornblenda, por ejemplo (Schmidt y Poli, 2004).

Al igual que la curva de reacción de la estauroлита, la curva de reacción de la epidota se encuentra en la Fig. 2.10. La reacción bajo la cual se da la descomposición de la epidota en rocas metasedimentarias vulcanogénicas fue definida por Skjerlie y Johnston (1996) y es la siguiente:

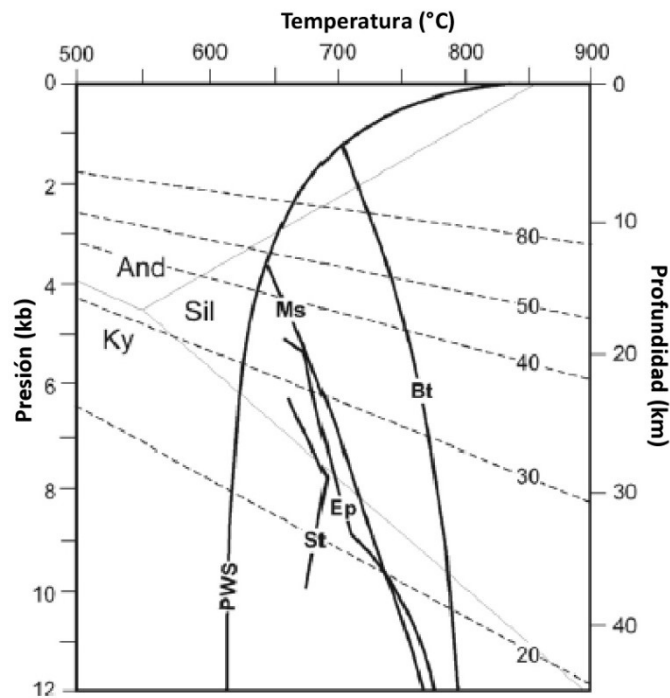
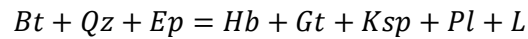


Fig. 2.10 Curvas de estabilidad de la estauroлита y la epidota en una fuente tonalítica. También se muestran las curvas de estabilidad de Ms y Bt. PWS: *Solidus* pelítico hidratado. Se muestran campos de estabilidad de aluminosilicatos y líneas de gradientes térmicos de 20 a 80°C como referencia. Tomado de Chen y Grapes (2007).

En todos los casos anteriores la fusión es un resultado de exponer los minerales hidratados a un incremento de temperatura, pero existe también el caso en el que la fusión se da por decompresión.

Las reacciones llevadas a cabo mediante este proceso son denominadas reacciones de deshidratación decompresión del supra – *solidus*, por sus siglas en inglés SDD (Chen y Grapes,

2007). Estas reacciones generan el congelamiento de los fundidos de granitoides y la liberación de H_2O .

Un ejemplo claro de las reacciones SDD es cuando las migmatitas son sometidas a una decompresión cortical. En este escenario, cualquier fase mineral hidratada remanente de un episodio más profundo de fusión reacciona con la fase fundida hidratada para producir H_2O libre y un ensamble mineral anhidro.

La Fig. 2.11 muestra diferentes curvas de reacciones SDD, las cuales se muestra tienen una pendiente dP/dT suave y poseen en la parte de mayor presión una composición de mineral hidratado + fundido hidratado, para que en el momento de la decompresión generen como producto un ensamble mineral anhidro + H_2O libre.

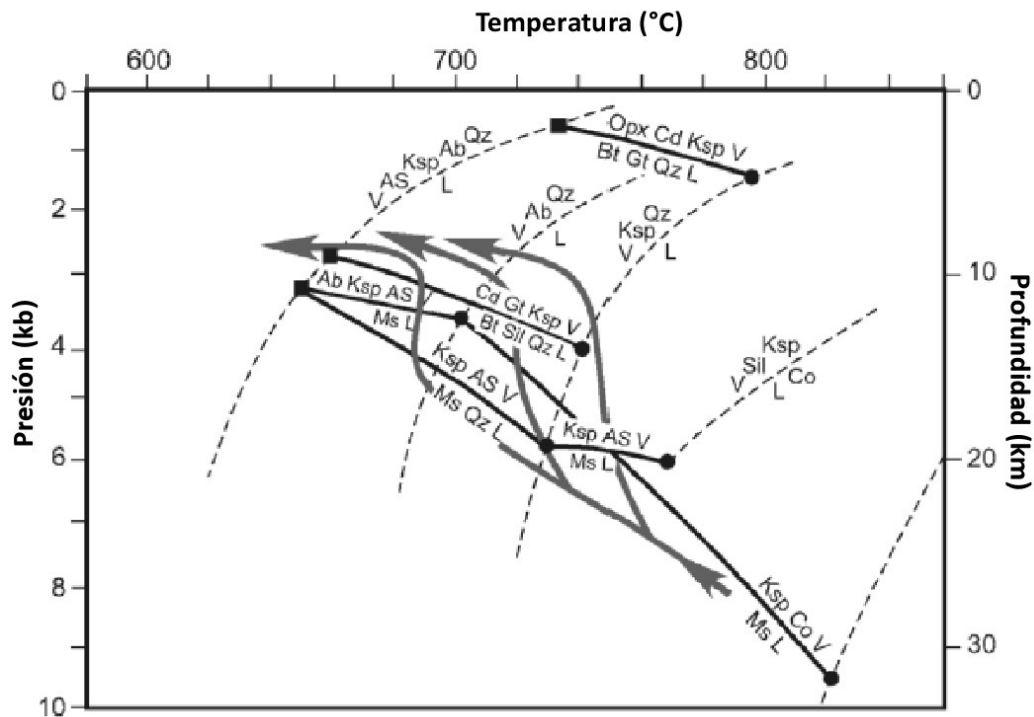


Fig. 2.11 Gráfica de P – T – Profundidad en la que se muestran las curvas de reacciones SDD para las micas Mu y Bt que indican el congelamiento de los fundidos de granitoides y liberación de agua que puede iniciar una nueva etapa de fusión o renovar la fusión pre – existente. Las líneas continuas con etiquetadas reacciones y puntos invariantes en círculo marcan temperaturas sobre el *solidus* mientras que las que poseen puntos invariantes marcados con un cuadrado representan temperaturas en el *solidus*. Tomado de Chen y Grapes (2007).

Como resultado de este mecanismo, se lleva a cabo una nueva etapa de fusión en la que los remanentes que no alcanzaron su punto de fusión en eventos más profundos debido a la falta de H₂O libre, se funden.

2.4 Calor cortical y fusión parcial de la corteza

Chen y Grapes (2007) remarcan que la temperatura de la corteza continental normal no alcanza temperaturas que vayan más allá de los 500°C, incluso al alcanzar la discontinuidad de Mohorovičić en una corteza con espesor de 35 km. Esto implica un gradiente geotérmico de 15 °C/Km, como se muestra en la Fig. 2.12.

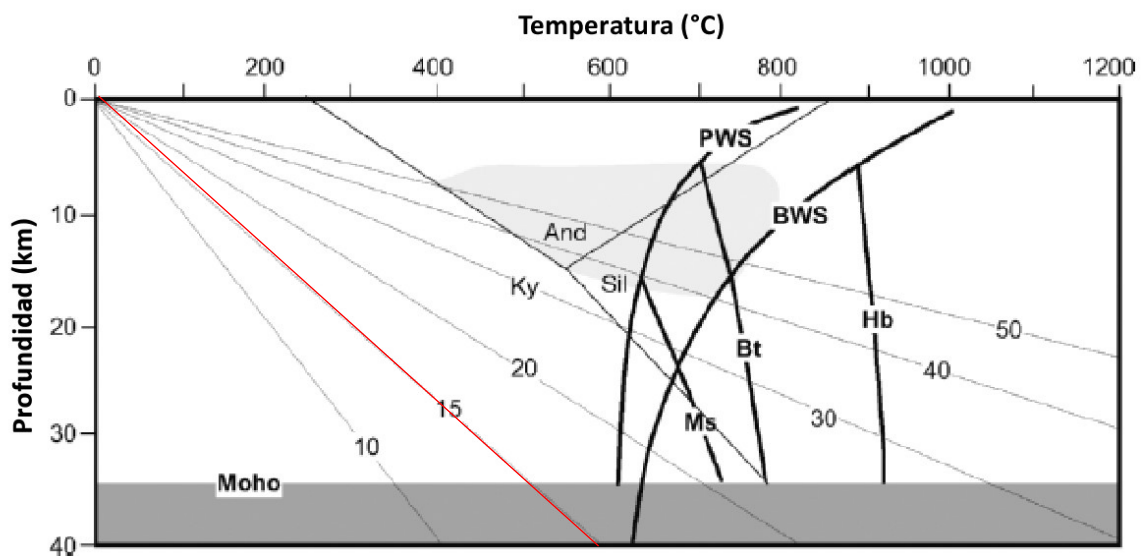


Fig. 2.12 Gradientes geotérmicos lineares simplificados (10 – 50°C) y localización de pelita húmeda (PWS), basalto húmedo (BWS), además de las curvas de reacción de deshidratación simplificadas de Ms, Bt y Hb, y los campos de estabilidad de los AS; en una corteza de 35 km de espesor. Zona sombreada indica el campo de metamorfismo de alta T – baja P. Tomado de Chen y Grapes (2007).

Como se muestra en la Fig. 2.12 para que se genere la fusión del PWS a una profundidad de 20 Km, se requiere de un gradiente geotérmico de 30°C/km, mientras que para que esto ocurra a profundidades menores, es necesario un gradiente de 40°C/km o superior. Tales gradientes son poco probables, puesto que implicaría que la mayor parte de la corteza inferior se encuentra en estado fundido, lo cual es incongruente con la evidencia presentada por los estudios geofísicos sobre esta parte de la corteza. Se ha demostrado mediante estudios de carácter general, y aplicados a un área en específico que existe una serie de procesos, típicamente interrelacionados,

los cuales alteran la geometría de los gradientes de tal manera que éstos desplazan las isotermas hacia la superficie.

La antifoma térmica formada mediante estos procesos genera temperaturas que exceden los *solidus* húmedos de rocas de diferentes composiciones. Esto es inducido por la fusión por deshidratación de micas y anfíboles. En los segmentos posteriores se presentarán los procesos que generan este fenómeno y sus características.

2.4.1 Corteza engrosada y relajamiento térmico

El mecanismo típico en el cual la corteza aumenta su espesor, es mediante un proceso subductivo seguido por un episodio colisional. En este episodio, cuando se sobrepone un slab sobre el otro, el espesor de la corteza se ve duplicado y la fusión parcial ocurre en respuesta a una relajación térmica de la corteza engrosada. A continuación se presenta un modelo generalizado e hipotético de las condiciones bajo las que este fenómeno puede ocurrir.

En el proceso anteriormente descrito, la trayectoria P – T característica, se forma un bucle con dirección antihoraria. En la Fig. 2.13A se muestra un modelo hipotético de cabalgadura en el que el espesor de la corteza se ve duplicado, de 35 a 70 km. En este modelo hipotético de cabalgamiento instantáneo, el gradiente geotérmico normal se transforma en un patrón de “diente de sierra”.

En el caso considerado por la Fig. 2.13, toma 120 Ma después del evento de engrosamiento para que se alcance la máxima temperatura mediante migración vertical del PWS en un rango de ~ 70 m/Ma. Suponiendo un período de incubación de 20 Ma, seguido de un levantamiento lineal de 100 Ma que remueve los 35 km de espesor del slab superior, se muestran en la Fig. 2.9B, las trayectorias P – T – t para rocas de profundidades de 40, 50, 60 y 70 km.

En el periodo de incubación (primeros 20 Ma) en donde el slab inferior no ha sufrido levantamiento, el aumento de temperatura de las rocas de profundidad inicial de 40 y 50 km solo cruzan las líneas de deshidratación metamórfica. Las rocas con profundidad inicial de 60 km solo alcanzan la línea de PWS y las rocas de máxima profundidad (70 km) apenas sobrepasan esta línea. En esta etapa ninguna roca alcanza las condiciones favorables para iniciar un evento de fusión parcial.

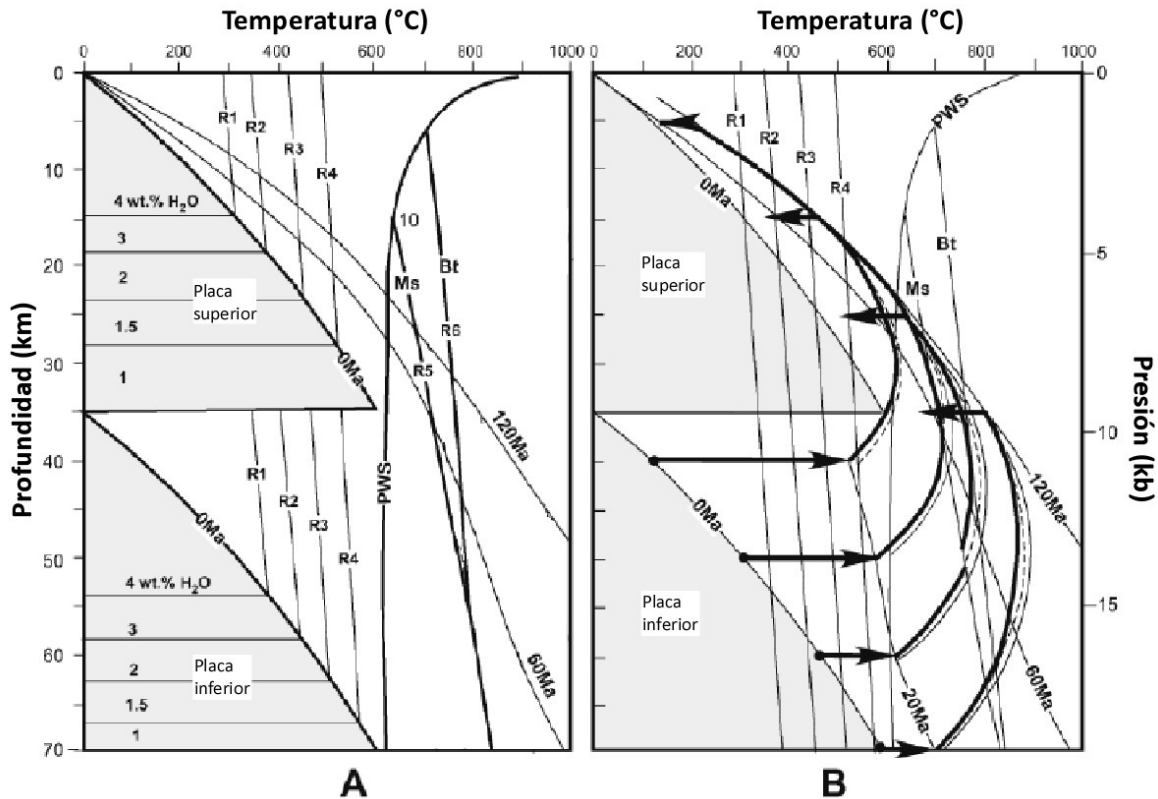


Fig. 2.13 Modelo unidimensional (vertical) de las relaciones temperatura – profundidad – presión – tiempo y trayectorias de exhumación para una corteza engrosada de composición pelítica promedio en un ambiente colisional. Gradientes geotérmicos marcados en Ma. Reacciones de deshidratación del *subsolidus* de facies de esquistos verdes a anfibolita marcadas como R1 – R4, donde R1 y R2 liberan 1 wt% de H₂O y R3 y R4 liberan 0.5 wt% de H₂O a mayores temperaturas; reacciones de fusión del *suprasolidus* de facies de granulita, Ms y Bt marcadas como R6 y R7 respectivamente. Tomado de Chen y Grapes (2007).

Para 60 Ma, cuando el proceso de levantamiento se encuentra casi a la mitad, las rocas de 40 km se encuentran apenas rozando la línea PWS a una profundidad de ~25 km, las rocas de 50 y 60 km cruzan levemente las curvas de fusión por deshidratación de Ms y Bt a profundidades de 40 – 45 km respectivamente, esto genera una pequeña cantidad de fundido de la roca fuente. Solamente las rocas con profundidad inicial de 70 km sobrepasan considerablemente la curva de fusión por deshidratación de ambos minerales (aproximadamente 100°C sobre la temperatura de Bt), generando una considerable cantidad de fundido a una profundidad de ~55 km.

En el episodio final, cuando el *slab* ha alcanzado su posición original, la composición pelítica hipotética inicial de la corteza se encontrará alterada como resultado de las constantes

reacciones. Las rocas que inicialmente se encontraban a 40 – 50 km se encuentran ahora a 5 y 14 Km. Como resultado del proceso al cual se encontraron sometidas, presentan ahora una composición migmatítica con aproximadamente 1 % del volumen de leucogranito. Subyaciendo a estas rocas y hasta 25 km, las rocas migmatíticas tienen un 7% del volumen de leucogranito. Entre 25 y 35 km la corteza hipotética contendrá un 18% de granito de biotita y una restita de composición granulítica.

2.4.2 Sepultamiento de rocas altamente radiogénicas

El engrosamiento de la corteza se encuentra fuertemente asociado a la producción de calor radiogénico. Esto puede resultar en un gradiente geotérmico superior a 30°C/Km lo cual, como se mencionó anteriormente, puede iniciar el proceso de anatexis en la corteza media y superior.

La producción interna de calor depende de la concentración de los isótopos radioactivos de U, Th y K. Los cálculos de Chamberlain y Sonder (1990) demuestran que las temperaturas alcanzadas por zonas de la corteza donde estos isótopos se encuentran enriquecidos pueden ser superiores a 700°C, lo cual puede generar cantidades abundantes de fundidos graníticos a profundidades someras. A diferencia de los típicos cinturones lineares generados por los procesos subductivos, los cuerpos graníticos generados por este proceso se espera ocurran como gotas extensivas.

Para ejemplificar este proceso, se utiliza el modelo presentado por Patiño-Douce et al. (1990) perteneciente a la Cordillera Norteamericana, donde la corteza sufre un engrosamiento de 36 a 54 km en un periodo de 30 Ma (Fig. 2.14).

En el modelo de la Fig. 2.14, la corteza inferior acomoda la deformación mediante contracción dúctil y el manto litosférico no se ve deformado dado que el Moho se comporta como zona de despegue.

Para el final del evento orogénico, solo se produce una pequeña cantidad de fundido (~5%) por deshidratación de muscovita, lo que resulta en la formación de una migmatita. Una mayor formación de magma granítico (30 – 40%) se genera ~15 Ma después del final del evento orogénico donde el gradiente geotérmico alcanza la temperatura de fusión por deshidratación de la biotita a profundidades de alrededor de 25 – 35 km.

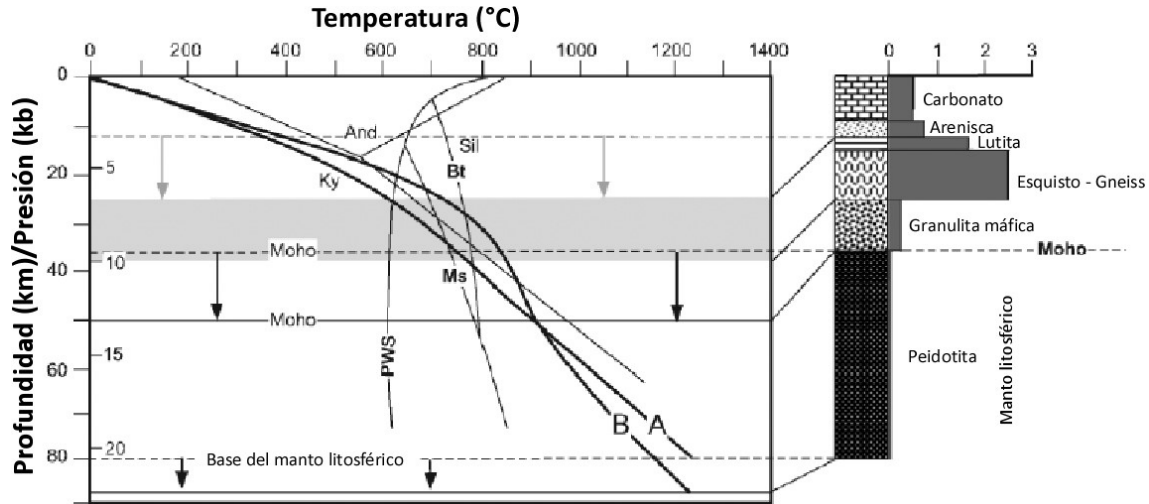


Fig. 2.14 Modelo de relaciones de sepultamiento - T - t de capa de fusión parcial en lutita - esquistos - gneis radiogénicos para el W de Estados Unidos. Sección original con producción de calor dada en $\mu\text{W}/\text{m}^3$ del lado derecho. Rocas radiogénicas originalmente a profundidad de 12 - 15 km con gradiente geotérmico original A, sepultadas a profundidad de 25 - 38 km donde se genera la fusión parcial 45 Ma después del sepultamiento (gradiente geotérmico B). Patiño-Douce et al. (1990) en Chen y Grapes (2007).

2.4.3 Calentamiento por cizallamiento

A escala cortical, el calentamiento por cizallamiento es un mecanismo plausible para iniciar el proceso de anatexis en la corteza media y superior. Este mecanismo de calentamiento requiere que la roca retenga suficiente esfuerzo para ser calentada mientras ocurre la deformación en un proceso geológico lento.

Dentro del volumen de rocas que se encuentran bajo los efectos de la deformación, los rangos variables de movimiento en planos individuales dentro de la zona de cizalla y las fuerzas de cizalla variables dentro de las intercalaciones composicionales de diferentes rocas, implican que la fusión ocurrirá en diferentes momentos y en diferentes áreas dentro de la zona de cizalla.

El modelo de calentamiento por cizalla para la generación de condiciones aptas para la fusión en corteza continental engrosada se presenta en la Fig. 2.15.

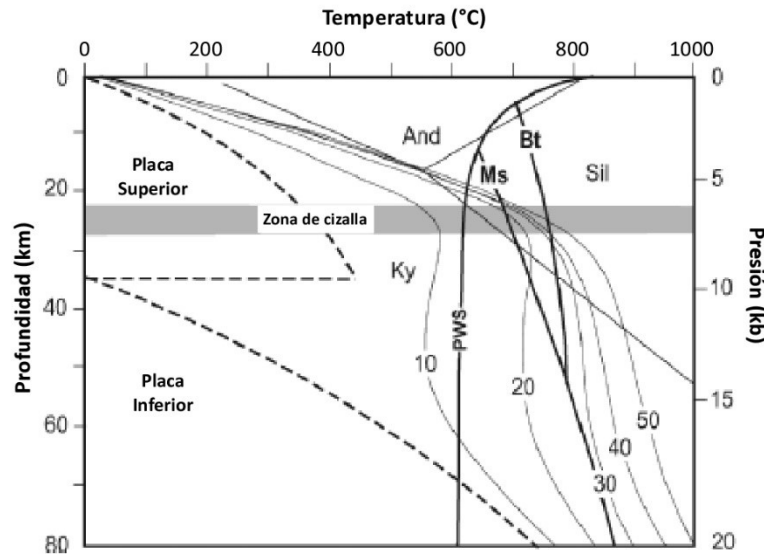


Fig. 2.15 Diagrama de P – T que ilustra la evolución de los gradientes geotérmicos (10 – 50 Ma) en una corteza engrosada a lo largo de una zona de cizalla de 4 km de espesor a una profundidad de 25 km. Tomado de Chen y Grapes (2007).

En este caso la duración del cizallamiento dentro de la zona de deformación de 4 km de espesor a una profundidad de 25 km se asume de 50 Ma, con un rango de desplazamiento de 4 cm/año. El modelo de evolución de los gradientes geotérmicos muestra que a 10 Ma, el calor generado por la zona de cizalla no es suficiente para iniciar la anatexis de ninguna manera. Para los 20 Ma, se inicia la fusión parcial por medio de la deshidratación de muscovita, generando cantidades medias de fundido principalmente en la parte inferior de la zona de cizalla. A 30 y 40 Ma se incrementa la temperatura en la base de la zona de cizallamiento pero no es hasta los 50 Ma donde se alcanza la temperatura máxima en esta parte (~28 km) sobrepasando considerablemente la curva de fusión por deshidratación de la biotita.

2.4.4 Distensión y remoción de manto litosférico

La distensión del manto litosférico se encuentra asociada con un evento de rifting/adalgamiento de la corteza continental y ha sido propuesto como un mecanismo que genera las condiciones de metamorfismo de alta T – baja P. Los mecanismos involucrados para este proceso son el remplazamiento de todo o parte del manto litosférico por manto astenosférico por adelgazamiento conectivo, lo que resulta en el calentamiento de la corteza de manera directa por la astenósfera.

Este proceso genera un calentamiento significativo en la corteza inferior que se propaga a zonas más someras. El calor inducido puede generar temperaturas de hasta 700 - 900°C a profundidades de ~30 km o más someras, lo que genera la fusión parcial por deshidratación de biotita y hornblenda, dando lugar a la generación de magmas graníticos. El modelo presentado en la Fig. 2.16 se explica a continuación.

En la Fig. 2.16 A se presenta la fase inicial del proceso de adelgazamiento, mostrando una corteza continental de 40 km de espesor cuya base se encuentra a una temperatura de 500°C, la frontera litósfera – astenósfera a una profundidad de 120 km con una temperatura de 1200°C. Bajo estas condiciones, la fusión no se produce.

En la Fig. 2.16 B se presenta un adelgazamiento de aproximadamente el 50%, la base de la corteza sigue a temperatura de 500°C, como lo muestra el diagrama P – T ubicado en la parte derecha de la imagen, esto indica decompresión sin calentamiento conectivo.

En la Fig. 2.16 C, como resultado de una extensión axialmente simétrica del manto litosférico, el adelgazamiento cortical se encuentra a ~30 km. Bajo estas condiciones, la base de la corteza se encuentra a una temperatura de ~600 - 700°C lo que indica que la fusión en rocas adecuadas puede iniciar. En esta etapa, el manto litosférico se adelgaza más rápido que la corteza lo que indica que el gradiente geotérmico se debe tanto a la decompresión como al calentamiento producido por la cercanía del manto astenosférico.

En la Fig. 2.16 D la extensión se muestra de manera asimétrica en la corteza. El gradiente geotérmico se encuentra mayormente perturbado debajo de la posición B, donde el manto litosférico presenta su espesor mínimo, en lugar de la posición A, donde la corteza se encuentra mayormente adelgazada. En esta etapa la fusión parcial ocurrirá en un intervalo de ~30 km de profundidad.

Cabe destacar que para este modelo es necesario agregar, principalmente para las etapas C y D, fusión de magmas de origen mantélico generando así underplating bajo la corteza, esto con el fin de favorecer las condiciones bajo las cuales la anatexis se puede generar.

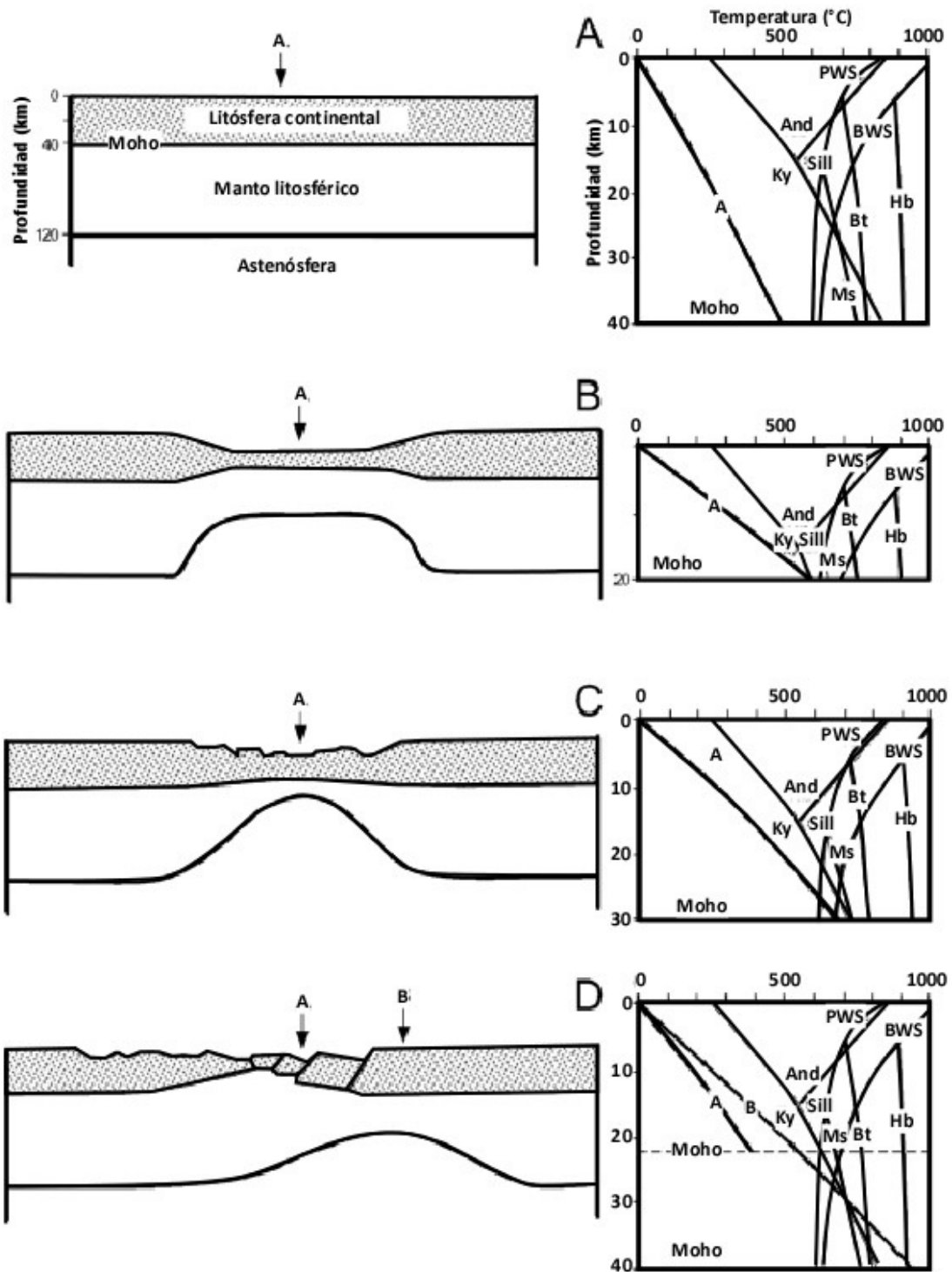


Fig. 2.16 Diagrama simplificado que modela el adelgazamiento litosférico y su efecto en el calentamiento cortical bajo las posiciones A y B. Tomado de Chen y Grapes (2007).

2.4.5 Intrusión de magmas basálticos

Dado que la cantidad de rocas “fértil” necesarias para producir magmas granitoides es extremadamente menor en comparación al volumen del manto y sus magmas basálticos derivados, éstos son una considerable fuente de calor para producir fusión cortical.

Lo anterior ocurre cuando un magma máfico a $\sim 1200^{\circ}\text{C}$ intrusión en la corteza, generando fusión parcial de ésta en un periodo de tiempo relativamente corto ($10^2 - 10^3$ años), comparado con el tiempo que le toma actuar a un evento orogénico ($10^5 - 10^6$ años) (Huppert y Sparks, 1988, a y b; Bergantz, 1989).

El modelo más probable para explicar este fenómeno es el sugerido por Petford y Gallagher (2001). Este modelo indica que la intrusión de enjambres de diques y *sills*, traslapándose en espacio y tiempo, puede ser la manera más efectiva para causar fusión cortical. La conclusión general sobre este modelo es que la intrusión de magma basáltico puede generar rápidamente una capa fundida con un espesor de aproximadamente $2/3$ del espesor de la intrusión y se hace énfasis en que este proceso se verá favorecido si las intrusiones son secuenciales y no en un solo evento.

Las relaciones de espesor/tiempo para la fusión parcial en la corteza por intrusiones basálticas se grafican en el diagrama de la Fig. 2.17, en donde se muestra como las intrusiones basálticas de diferentes espesores y a una temperatura constante de 1200°C afectan de diferente manera la fusión de la corteza a 500°C .

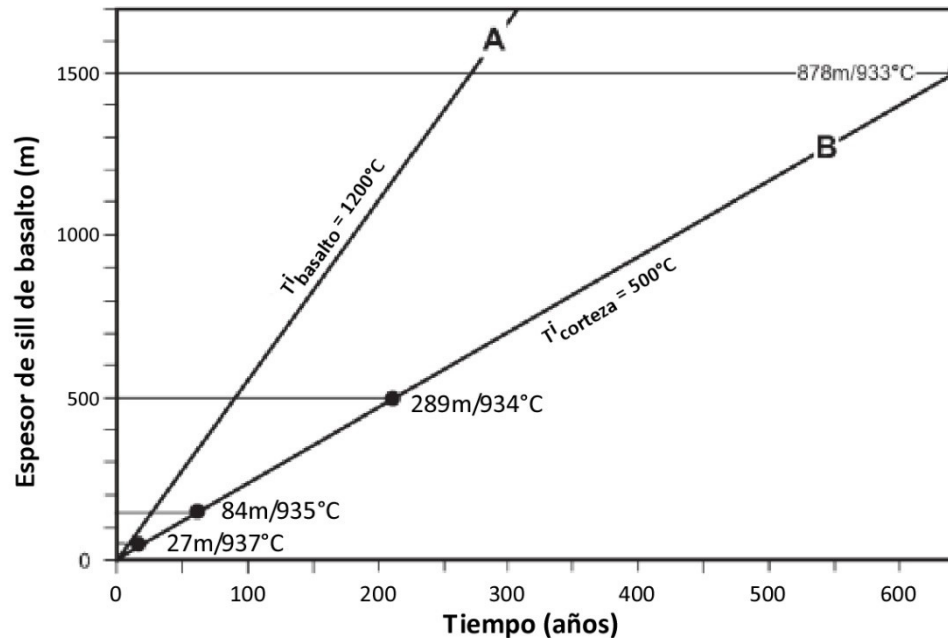


Fig. 2.17 Relación espesor/tiempo para la fusión de rocas de la corteza (inicialmente a 500°C) por intrusiones basálticas a 1200°C. Tomado de Chen y Grapes 2007.

En la primera línea del diagrama se muestra como un *sill* basáltico de ~50 m de espesor genera una capa fundida granítica en la corteza de 27 m a una temperatura de 937°C. Un *sill* con espesor de 1500 m generaría una capa fundida de 878 m a una temperatura de 933°C (Chen y Grapes, 2007).

De este modelo se infiere que una vez se han generado los primeros fundidos productos de este proceso, será particularmente difícil o casi imposible para las siguientes intrusiones basálticas penetrar las capas recién formadas, por lo que las intrusiones subsecuentes se posicionarán por debajo de la intrusión original, esto incrementará el evento calorífico de las rocas corticales (Huppert y Sparks, 1988).

2.4.6 Adelgazamiento cortical y decompresión diapírica

La exhumación de rocas corticales profundas por medio de decompresión casi isotérmica puede ser el resultado de la fusión parcial que debilita la corteza facilitando un colapso orogénico y adelgazamiento cortical, o por erosión o procesos tectónicos que inician la anatexis.

El modelo de decompresión que implica la remoción de corteza superior por erosión, adelgazamiento cortical y diapirismo se presenta en la Fig. 2.18 y fue propuesto para explicar la presencia de grandes volúmenes graníticos en terrenos migmatíticos (Teyssier y Whitney, 2002).

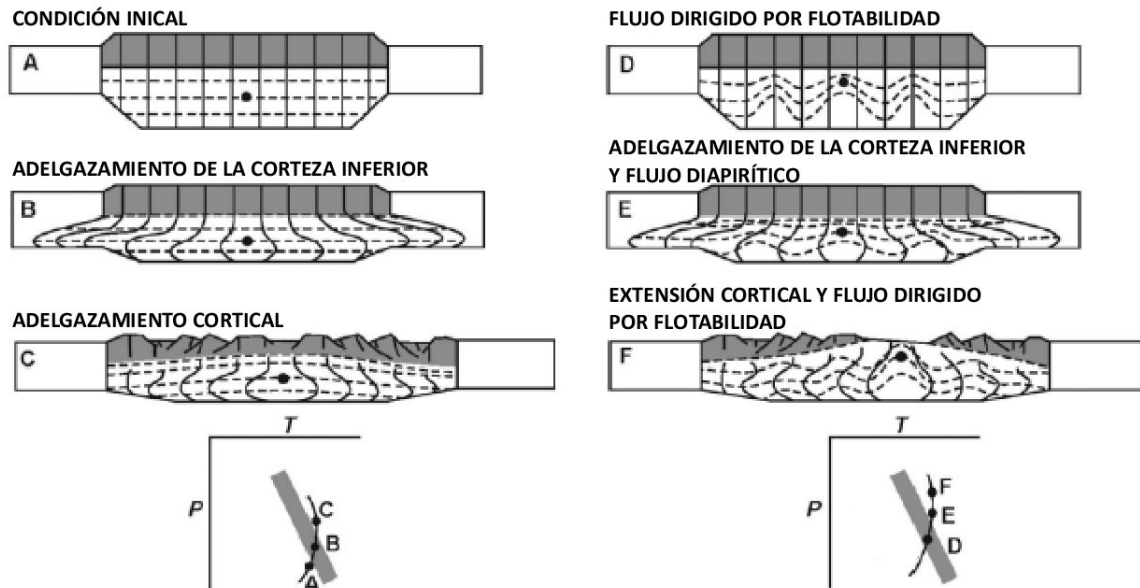


Fig. 2.18 Modelos para flujo cortical, fusión parcial y decompresión con referencia en el desplazamiento del punto. Condiciones de P – T mostradas en los diagramas inferiores, en relación a la curva de fusión por deshidratación de Bt. Tomado de Chen y Grapes (2007).

Las condiciones para el modelo representan un sistema orogénico después de un engrosamiento cortical con una corteza superior rígida y una corteza inferior que ha sufrido calentamiento por relajamiento térmico (Fig. 2.18 A).

En el modelo, la corteza inferior horizontalmente laminada implica que el flujo lateral ocurre por cizalla pura, lo que resulta en colapso y por lo tanto decompresión. Este proceso será relativamente lento si se encuentra restringido a la corteza inferior (Fig. 2.18 B) y ocurrirá de manera más rápida si la corteza superior se encuentra adelgazada o es rápidamente erosionada (Fig. 2.18 C).

En el escenario de la Fig. 2.18 D se muestra el ejemplo de una corteza gruesa, caliente y predominantemente sólida, que se levanta de manera abrupta cuando rocas de menor densidad se posicionan bajo rocas de mayor densidad, propiciando el diapirismo. En este caso, la

decompresión del material sería considerablemente significativa ya que la fusión parcial causa un decremento en la viscosidad y esto facilita el movimiento vertical ascendente, generando una decompresión casi isotérmica (decompresión adiabática).

Petrológicamente el resultado de este proceso serían domos con núcleo granítico – migmatítico en niveles medios y someros de la corteza, seguidos por una serie de rocas granulíticas como producto del hundimiento de las zonas aledañas al diapiro, expuestas a un incremento directo de la presión.

2.4.7 Mecanismos generales de ascenso

El ascenso de magmas se da por flotabilidad, pero el estilo de ascenso a través del *subsolidus* de la corteza depende de la reología de la roca encajonante, con relación a viscosidad del magma. Brown (2013) remarca dos principales mecanismos de ascenso para el emplazamiento de los magmas, diapirismo y por medio de diques.

El ascenso por medio de diques requiere la fractura frágil y la deformación elástica de la roca encajonante. En este caso, la respuesta elástica de la roca encajonante es rápida, mientras que el flujo viscoso del magma a través de la fractura es lento, por lo que es la viscosidad del magma lo que controla la velocidad de ascenso.

En contraste con lo anterior, el ascenso por diapirismo se da en condiciones de deformación dúctil de la roca encajonante, lo que implica que la viscosidad de esta última es mucho mayor a la del magma, y por lo tanto es ésta la que controla la velocidad de ascenso.

Capítulo III. Marco geodinámico regional durante el Paleozoico

Los eventos geológicos que se desarrollaron a finales del Precámbrico y durante el Paleozoico son de relevante importancia para el estudio de la evolución tectónica de México, dado que se desarrollaron una serie de movimientos y colisiones continentales en los cuales los terrenos más antiguos de México se vieron involucrados. Tales eventos han sido documentados a través de las evidencias que dejaron impresas en el relieve actual de la Tierra como en las rocas que participaron.

A grandes rasgos se pueden resumir gran parte de la serie de eventos tectónicos mayores del Paleozoico en términos de la evolución de los océanos Iapetus y Rhéico (Nance & Linnenman, 2008). Aunque no ha sido totalmente entendido, durante el Cámbrico se dio el inicio del rifting que culminó con la apertura del Océano Rhéico y la generación de sus cuencas correspondientes. Durante éste proceso, en la margen sur del Océano Rhéico se encontraba el continente Gondwana y Avalonia y Carolina al norte; (Murphy et al., 2004).

Posteriormente, según Nance & Linnenman (2008), dicha separación ocurrió a lo largo de una sutura neoproterozoica en respuesta a un “*slab pull*” en el Océano Iapetus. El Océano Rhéico se expandió a expensas del Océano Iapetus y alcanzó su mayor apertura (> 4,000 km) durante el Silúrico, tiempo en el cual Báltica ya se había suturado a Laurentia para formar Laurasia y los terrenos de arco proterozoicos Avalonia y Carolina se acrecionan a esta última para así cerrar el Océano Iapetus (Fig. 3.1).

El cierre del Océano Rhéico inició en el Devónico y fue en gran parte completado en el Misisípico, cuando Gondwana y Laurasia finalmente se amalgamaron para formar Pangea. Durante este proceso, lo que hoy es el norte de África colisionó con Europa, creando así la orogenia Varística en el Devónico – Carbonífero; mientras que la parte oeste de África y Sur América se suturaron con Norte América formando así las orogenias Alleghaniana y Ouachita, respectivamente durante el Carbonífero – Pérmico (Kroner y Romer, 2013).

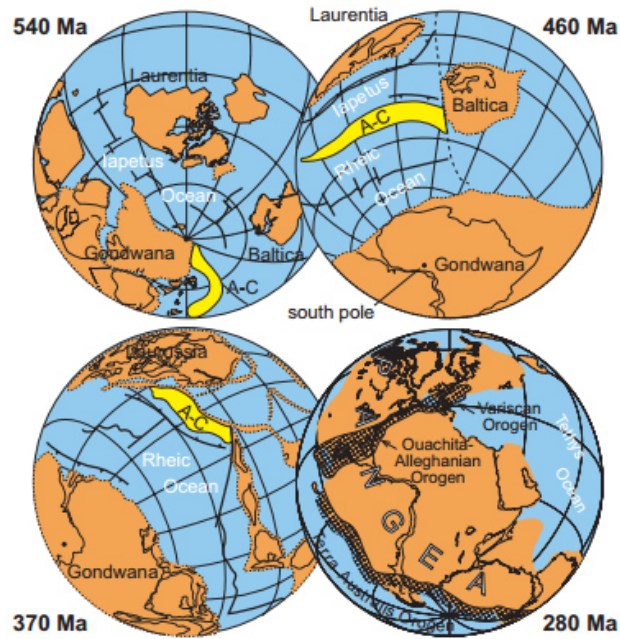


Fig. 3.1 Bosquejo de la evolución de las diferentes masas continentales durante el Paleozoico. A: Avalonia, C: Carolina. Tomada de Nance & Linnenman (2008).

3.1 Terrenos involucrados

Para identificar de mejor manera la evolución tectónica del Paleozoico, en primera instancia se hará un enlistado de las principales masas continentales o terrenos involucrados en el desarrollo de los eventos que culminan con la formación de Pangea.

Gondwana

Se sabe mucho del rompimiento de este continente durante el Mesozoico, pero la historia que guarda durante el Neoproterozoico y el Paleozoico es aún materia de debate (Meert y Van DerVoo, 1997). Gondwana se formó alrededor de 550 Ma (Meert y Van der Voo, 1997) en una serie de eventos tectónicos agrupados bajo el nombre de Ciclo Orogénico Panafricano (Fig. 3.2).

El primer orógeno se desarrolló entre 800 y 550 Ma, y es uno de los elementos tectónicos clave de este continente. Se le denomina Cinturón de Mozambique (ubicado en el extremo oriental africano y también es referido como Orógeno del Este de África), el cual es interpretado como la colisión entre la porción oeste de Gondwana compuesta por el cratón africano y los cratones pertenecientes a Sudamérica, Amazonia y Sao Francisco; y la parte oeste compuesta por los terrenos que hoy conforman Arabia, Madagascar, India peninsular, la mayor parte de Antártica, Australia y Nueva Guinea (Cocks y Torsvik, 2002).

Aproximadamente a los 550 Ma se desarrolló la orogenia Kuunga, la cual es también resultado de la colisión de la parte este de Gondwana y África (Stern, 1994; Meert et al., 1995). La orogenia Brasiliana fue el resultado de la colisión entre el cratón africano y los cratones sudamericanos y ocurrió entre 660 y 530 Ma (Villeneuve y Cornée, 1994).

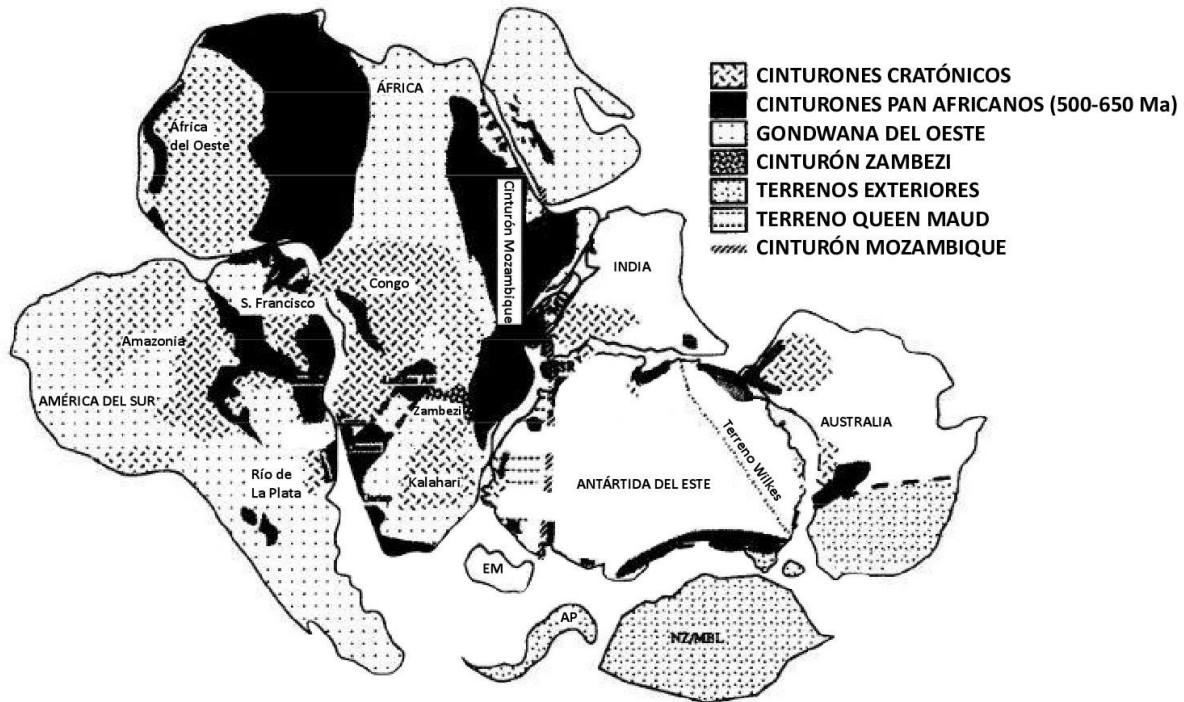


Fig. 3.2 Reconstrucción de Gondwana con ubicación de las orogenias Pan-Africanas. Modificado de Wilson et al. (1997).

Terrenos Peri-Gondwánicos

La tectónica del Neoproterozoico se encontró dominada por el ensamble del supercontinente Rodinia aproximadamente a 1 Ga, su disgregación a 750 Ma y como ya se mencionó, la formación de Gondwana entre 600 y 500 Ma. Las principales etapas de esta evolución tectónica, según Murphy et al. (2004), se encuentra grabada por un grupo de terrenos ubicados a lo largo de la margen NW de Gondwana.

Murphy et al. (2004) divide a estos terrenos en dos tipos, 1) Terrenos tipo Avalonia, generados entre 1.3 y 1.0 Ga a partir de corteza juvenil dentro del océano que rodeaba a Rodinia y se acrecionaron a la margen norte de Gondwana para 650 Ma; 2) Terrenos tipo Cadomienses,

formados a lo largo del margen occidental de África mediante el reciclado de corteza antigua perteneciente a este cratón.

Dentro de los terrenos tipo Avalonia se encuentran los terrenos este y oeste de Avalonia, Carolina, Moravia-Silecia, Suwannee (Florida), Oaxaquia, Chortis y Maya (Middle America). Los terrenos tipo Cadomiense son Armorica, Saxo-Thuringia, Moldanubia y Tepla-Barrandian. La distribución de estos terrenos después de la formación de Pangea se muestra en la Fig.3.3



Fig. 3.3 Reconstrucción del Mesozoico temprano de Pangea mostrando la ubicación de los terrenos Peri-Gondwánicos. A: Atlanta; B: Boston, Br: Brunia, CBI: Isla Cape Breton, Ch: Chortis, CI: Iberia Central, Cp: Chiapas, F: Floresta, G: Garzón, Gu: Guajira, H: Huiznopala, I: Irlanda, M: Mixtequita, MA: Mérida Andes, MN: Moldanubian, N: Newfoundland, No: Novillo, OM: Ossa Morena, Ox: Complejo Oaxaquia, Q: Quetame, RH: Rheno Hereynian, S: Santander, SM: Santa Marta, ST: Saxo Thuringian, W: Washington, OAXAQUIA comprende los complejos Novillo, Huiznopala y Mixtequita. Tomado de Murphy et al. (2004).

Laurentia – Laurusia – Laurasia (Avalonia y Báltica)

Laurentia es la unión del cratón que forma el núcleo continental de lo que hoy es Norteamérica, la Península Chukot de Siberia, Groenlandia, Spitsbergen y el NW de las islas Británicas; el terreno Avalonia que comprende la parte E de Norte América y algunas partes del NW de Europa; y Báltica que a su vez está comprendido por la parte N de Europa al E de los Urales.

Los tres terrenos (Laurentia, Báltica y Avalonia) se combinaron en el Silúrico tardío (420 Ma) para formar el superterreno Laurusia durante la Orogenia Caledoniana (Torsvik et al., 1996). Posteriormente Laurusia se hizo más grande con la acreción de los terrenos Altaids durante la Orogenia Uraliana.

Laurasia no existió como terreno independiente durante el Paleozoico, este terreno se formó posterior a la disgregación de Pangea en el Triásico. Su nombre es la combinación de Laurentia y Eurasia, pues estos son los terrenos que lo conforman.

3.2 Reconstrucción paleogeográfica global durante el Paleozoico

Existen diversos modelos que reconstruyen la posición y evolución de los terrenos durante el Paleozoico que llevaron a la formación del supercontinente Pangea (Cocks y Torsvik, 2002; Torsvik y Cocks, 2004, Stampfli y Borel, 2002; Murphy et al., 2004). Estos modelos muestran una serie de problemáticas que se presentan principalmente durante las interpretaciones paleomagnéticas, dada la escasa información que se tiene para asignar a los terrenos latitudinalmente, por lo tanto las diferencias radican principalmente en estas interpretaciones. Otra diferencia entre estos modelos son los terrenos en los cuales se centra cada reconstrucción.

En este apartado se desarrollará a través de los mapas reconstructivos propuestos por Cocks & Torsvik (2002) para el periodo comprendido entre 500 y 400 Ma y Torsvik & Cocks (2004) para 400 – 250 Ma. Lo anterior dado que a partir de estos modelos es posible hacer una interpretación global y se encuentran centradas principalmente en Gondwana.

3.2.1 Paleogeografía a 500 Ma

Es importante hacer especial énfasis en las posiciones de los continentes en esta etapa inicial, puesto que es esta configuración a partir de la cual se irán desencadenando los eventos que culminarán con la formación de Pangea.

Gondwana se encontraba desde el polo sur (en el norte de África) hasta el ecuador (Australia) y contenía terrenos en altas latitudes como Avalonia, Armórica, Peruinica y Florida. Al mismo tiempo contenía en latitudes medias a bajas, terrenos que conforman gran parte de lo que hoy es el Medio Oriente, SE de Asia y Sur América (Fig. 3.4).

Se muestra a Laurentia en latitud baja y separada de Gondwana y Báltica por el Océano Iapetus. Este océano se abrió durante el Cámbrico temprano, cuando Laurentia se desplazó de latitudes elevadas en el sur hacia el ecuador, donde esencialmente permaneció hasta el Silúrico.

Siberia permaneció en latitudes relativamente ecuatoriales durante 500–450 Ma y para este tiempo se encontraba separado de Laurentia y Báltica. Kara se encontraba posicionado entre Siberia y Báltica.

Tectónicamente, el lado W de Báltica (en la parte del Océano Iapetus) se encuentra una margen pasiva; en la parte del Océano Iapetus de Gondwana probablemente toma lugar una falla

transformante mientras que en el océano Ægir ocurría una subducción entre Báltica y Kara. La costa de Siberia se mantiene como margen pasiva.

Se reconocen los terrenos de Laurentia, Siberia y los terrenos Peri-Gondwánicos como terrenos separados basados en criterios paleontológicos. Dentro de los terrenos Peri-Gondwánicos se incluye China Sur y tanto el terreno mexicano Oaxaquia como Florida se reconocen con fauna perteneciente a Gondwana (Cocks y Torsvik 2002).

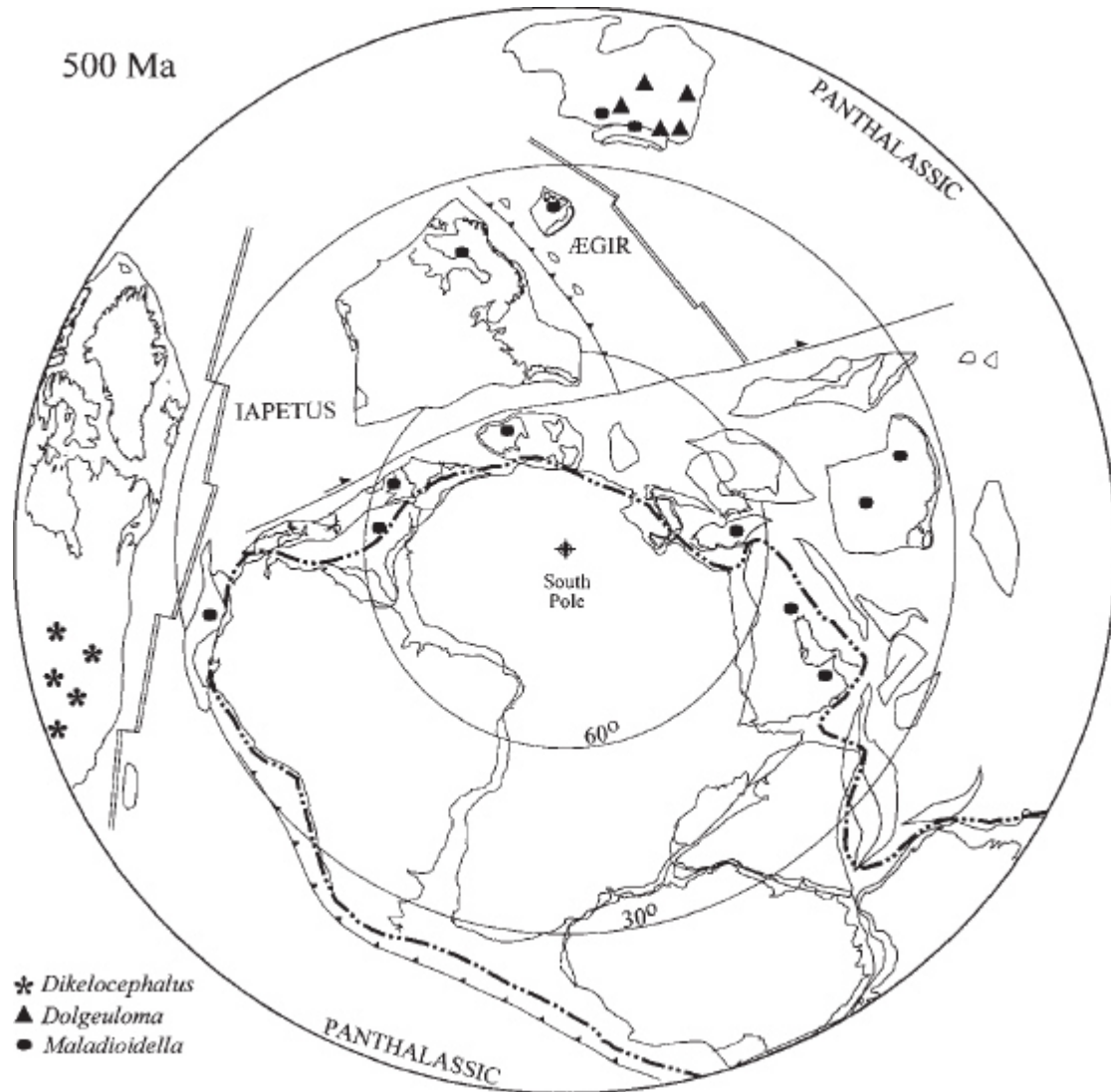


Fig. 3.4 Reconstrucción para el Cámbrico tardío (500 Ma). La leyenda a la izquierda representa géneros de trilobites. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).

3.2.2 Paleogeografía a 480 Ma

Durante este tiempo, los océanos, en particular los que se encuentran en el área de lo que hoy es el Atlántico Norte, se encontraron en su época de mayor amplitud (Fig. 3.5). En este periodo, la distancia entre Inglaterra y Escocia era de 5,000 km. Información paleomagnética señala las zonas de Lawrence Head, Newfoundland y New Brunswik como parte de un arco de islas apegado a Laurentia, lo que indica una zona de subducción bajo este continente en este margen.

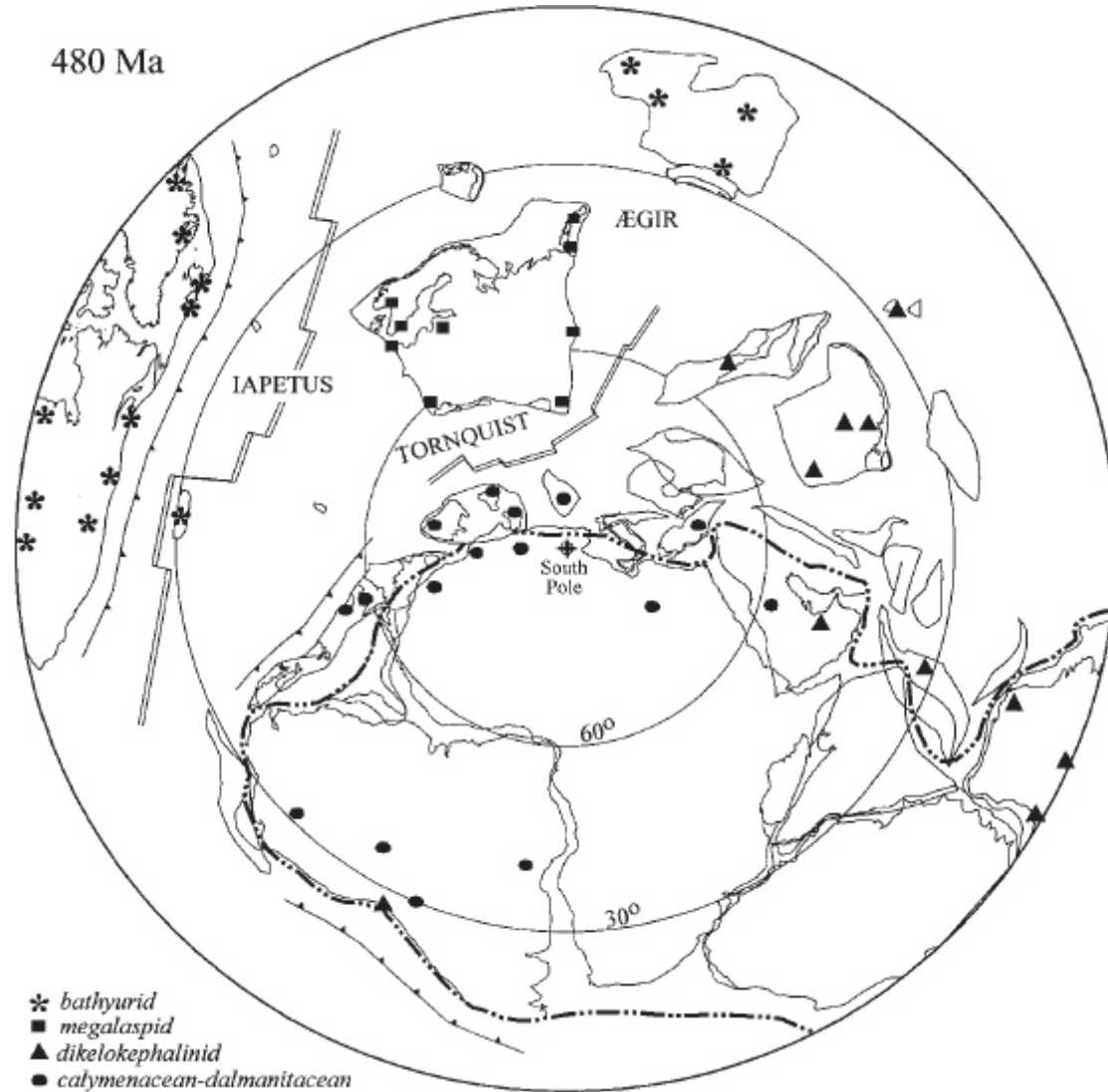


Fig. 3.5 Mapa reconstructivo para el Ordovícico Temprano (480 Ma). La leyenda a la izquierda representa géneros de trilobites. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).

Se infiere un esparcimiento de piso oceánico entre Báltica y el NW de Gondwana, para abrir el océano Tornquist a 1,300 km de ancho. Báltica ha rotado rápidamente en este intervalo de tiempo en contra de las manecillas del reloj, pero para el resto del Ordovícico su movimiento será más lento. Avalonia y Perunica se encuentran unidos entre si y aun forman parte del margen NW de Gondwana.

3.2.3 Paleogeografía a 460 Ma

El rifting entre Avalonia y Gondwana fue la primera ruptura de entre los terrenos Peri-Gondwánicos, esta última se movió rápidamente hacia el norte entre 480 y 460 Ma alcanzando latitudes comparables con las de Báltica. Este terreno se muestra en la Fig. 3.6 a 1,000 al oeste de Báltica, mientras que el Océano Iapetus tiene una apertura de 2,000 km entre Inglaterra y Escocia.

Las posiciones intermedias de Avalonia durante este trayecto durante el cierre del Océano Iapetus, se encuentran bien caracterizadas por el cambio de afinidad de su fauna gondwánica a una mezcla de géneros con ancestros tanto de Báltica como de Laurentia durante el progreso del Ordovícico.

La corteza oceánica de Tornquist estaba siendo subducida debajo de Avalonia, según lo registra el magmatismo calco-alcalino en el SE de Inglaterra (Pharaoh et al., 1993). Armórica seguía adjuntada a Gondwana, según lo indica información paleomagnética del Macizo Central y la fauna presente en Bretaña y Portugal.

El océano formado entre Avalonia y Gondwana es el Rhéico y se ha colocado además, su centro de dispersión tentativamente extendido hacia el este, para de esta manera, separar la parte NE de Gondwana de los terrenos de China Sur, Annamia y Sibumasu. Cabe destacar que desde el inicio de la reconstrucción el terreno China Norte se encuentra posicionado en el hemisferio norte y por lo tanto no aparece en los mapas.

Cabe señalar el crecimiento del Océano Rhéico a expensas del Océano Iapetus, cuya corteza se subduce tanto bajo el continente Laurentia como bajo Avalonia. Al mismo tiempo al centro de dispersión del Océano Rhéico muestra una zona de incertidumbre en la parte correspondiente al NW de Gondwana, en donde se encuentran aún adjuntados los terrenos de Middle America.

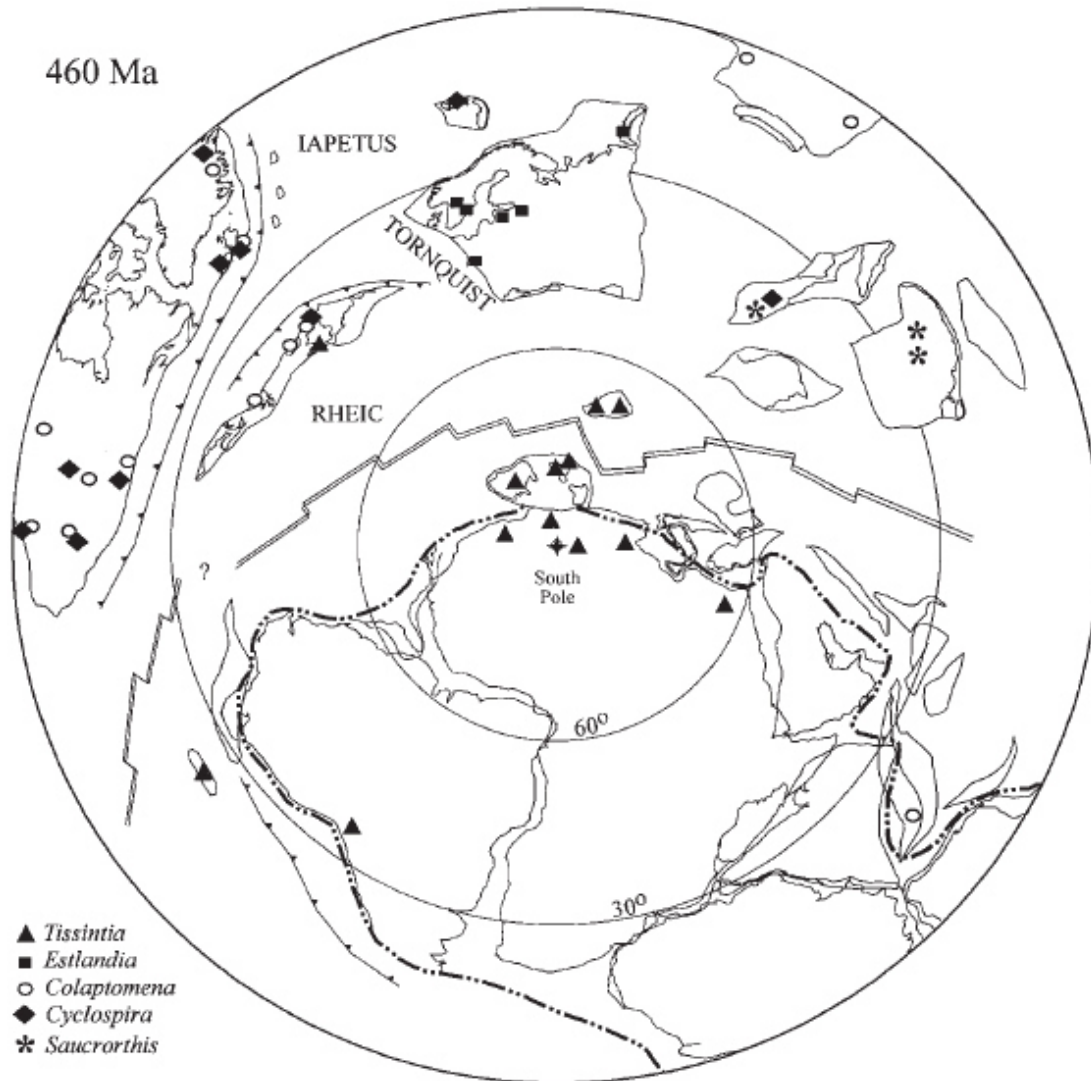


Fig. 3.6 Reconstrucción para el Ordovícico medio (460 Ma). La leyenda a la izquierda representa géneros de trilobites. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).

3.2.4 Paleogeografía a 440 Ma

Durante este periodo de tiempo, ocurre un evento excepcional que dura de 445 a 443 Ma (final del Ordovícico), El episodio glacial del Hirantiano, bien representado por el notable cambio en la composición isotópica del oxígeno durante ese periodo de tiempo, así como por la presencia de depósitos glaciales en Gondwana (Fig. 3.7).

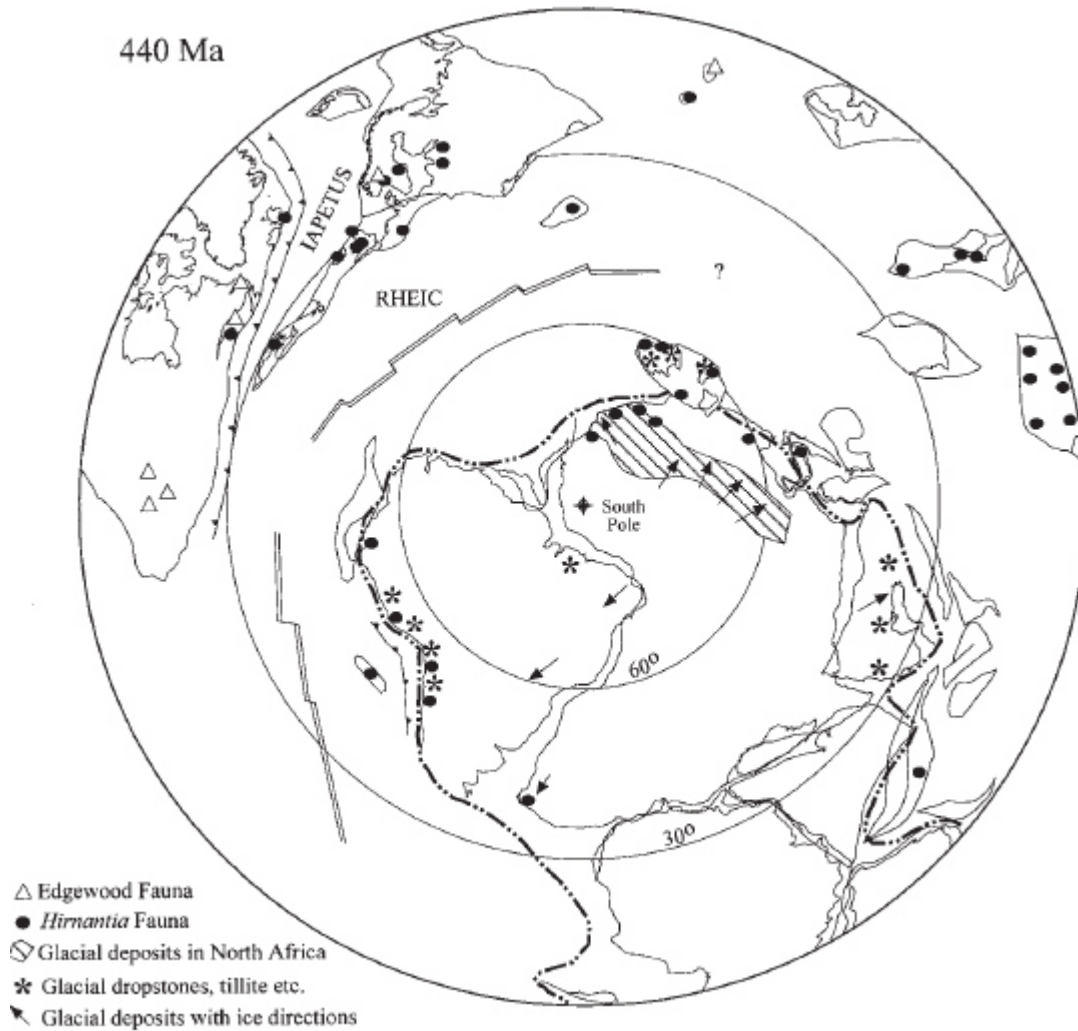


Fig. 3.7 Reconstrucción para el Silúrico temprano (Ladloveriano 443 – 429 Ma), la leyenda a la izquierda representa géneros de trilobites y depósitos glaciales. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).

Para este tiempo la distancia entre Avalonia y Báltica se ha reducido considerablemente, lo que se refleja en el registro fósil, donde los braquiópodos y trilobites se hicieron gradualmente similares para ambos terrenos, demostrando el constante acercamiento entre ellos. Finalmente durante el Asgilliano, se infiere la colisión entre Avalonia y Báltica, la cual está respaldada por la gradual integración faunística como por la información paleomagnética. Esta colisión se refleja también en la similitud de los eventos termales Caledoniano en Báltica y Shelveiano en Avalonia. El océano Rhéico se encuentra casi a su máxima amplitud, casi de 5,000 km, ubicando al terreno Perunica dentro de él, a 500 km al sur de Báltica.

3.2.5 Paleogeografía a 420 Ma

Este periodo de tiempo incluye el Wenlockiano (428 – 422 ma), el Ludlowiano (422 – 418 Ma), el Prídoli (418 – 416 Ma), el Lochkoviano (416 – 411 Ma) y el Pragiense (411 – 407 Ma).

Posterior a la colisión entre Avalonia y Báltica en el segmento anterior (Alrededor de 440 Ma), estos terrenos ahora combinados, colisionan con Laurentia diacrónicamente durante 425 – 420 Ma. Esta colisión genera la denominada Orogenia Caledoniana, siendo así como se forma el supercontinente Laurusia (Fig. 3.8). La información paleomagnética indica que poco después de esta colisión, el continente recién formado inicia una etapa de deriva hacia latitudes sureñas mientras giraba en el sentido de las manecillas del reloj.

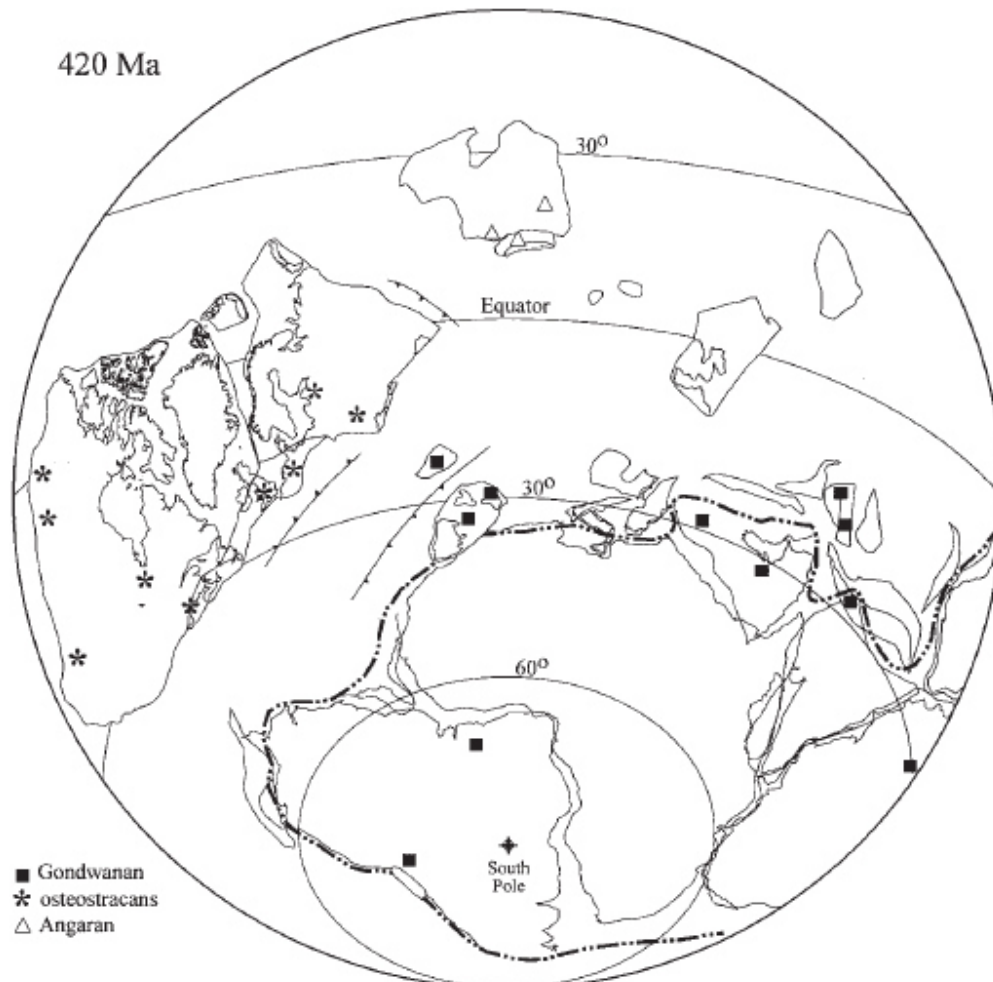


Fig. 3.8 Reconstrucción para el Silúrico tardío y Devónico temprano (420 – 407 Ma), proyección de Área Igual de Schmidt con centro de proyección a 30° S. La leyenda indica géneros de peces. Tomado de Cocks y Torsvik (2002).

Durante los periodos de tiempo anteriores, la parte norte de África actual, dentro de Gondwana, se mantuvo con poca movilidad en el polo norte, pero para este periodo, esta parte de Gondwana se encuentra en latitudes tropicales, al igual que India, mientras que Australia se sigue manteniendo cerca del ecuador y la parte NW de Sudamérica actual se encuentra en latitudes intermedias en el hemisferio sur.

No se tienen identificadas dorsales centro oceánicas para este intervalo, pero la subducción en ambos extremos del Océano Rhéico comienza a cerrarlo, por lo tanto va acortando la distancia entre Laurusia y Gondwana. También se identifica una zona de subducción entre Siberia, que se encuentra en latitudes tropicales en el hemisferio norte y Laurusia.

3.2.6 Paleogeografía a 400 Ma

Este intervalo de tiempo incluye el Emsiense (410 Ma) y el Eifeliense (397 Ma). Iniciando aquí la segunda parte del estudio reconstructivo.

En la Fig. 3.9 se observa como la parte norte de Gondwana se ha movido a latitudes más bajas en el hemisferio sur, posicionando prácticamente la región sur de la actual África en el polo sur, mostrando un total contraste con su posición al inicio de esta reconstrucción a 500 Ma. A este tiempo, los terrenos peri-Gondwánicos: Armorica, Pontides, Hellenia y Moesia se separan de Gondwana moviéndose hacia latitudes menores a 30° en el hemisferio sur. Los terrenos de Middle America, así como Taurides, Sanand, Alborz y los Himalayas, permanecen unidos a Gondwana en latitudes alrededor de 30° en el hemisferio sur.

Laurusia se encuentra en una posición similar a la anterior, un poco más al sur. Alrededor de Laurusia se encuentran los terrenos Perunica, aun en el decreciente Océano Rhéico al igual que el terreno Rheno-Hercínico; los terrenos que conforman Kazakh, entre Laurusia y Báltica en latitudes bajas del hemisferio norte al igual que el terreno Kara.

Dispersos en el hemisferio norte se ubican los terrenos Siberia, en latitudes tropicales; Tarim y China Norte entre el trópico, el ecuador, Annamia y China sur en latitudes muy próximas al ecuador.

Los centros de expansión de piso oceánico presentes son la dorsal que separa a Gondwana de algunos de los terrenos Peri-Gondwánicos y una dorsal entre la zona de subducción norte del Océano Rhéico y los terrenos Rheno-Hercínico.

Las zonas de subducción activas más importantes para este tiempo se localizan en la parte norte de los terrenos Peri-Gondwánicos con dirección al sur; bajo el terreno Perunica con dirección al sur, en el hemisferio sur. En el hemisferio norte, bajo la parte norte de Laurentia con dirección al sur y uno más bajo la parte norte de Siberia, al igual con dirección al sur.

Los límites de placa transformantes para este intervalo de tiempo se encuentran, entre Laurusia y el NW de Gondwana y en la parte N y NE del terreno Armórica.

400 Ma (GAD) Early Devonian

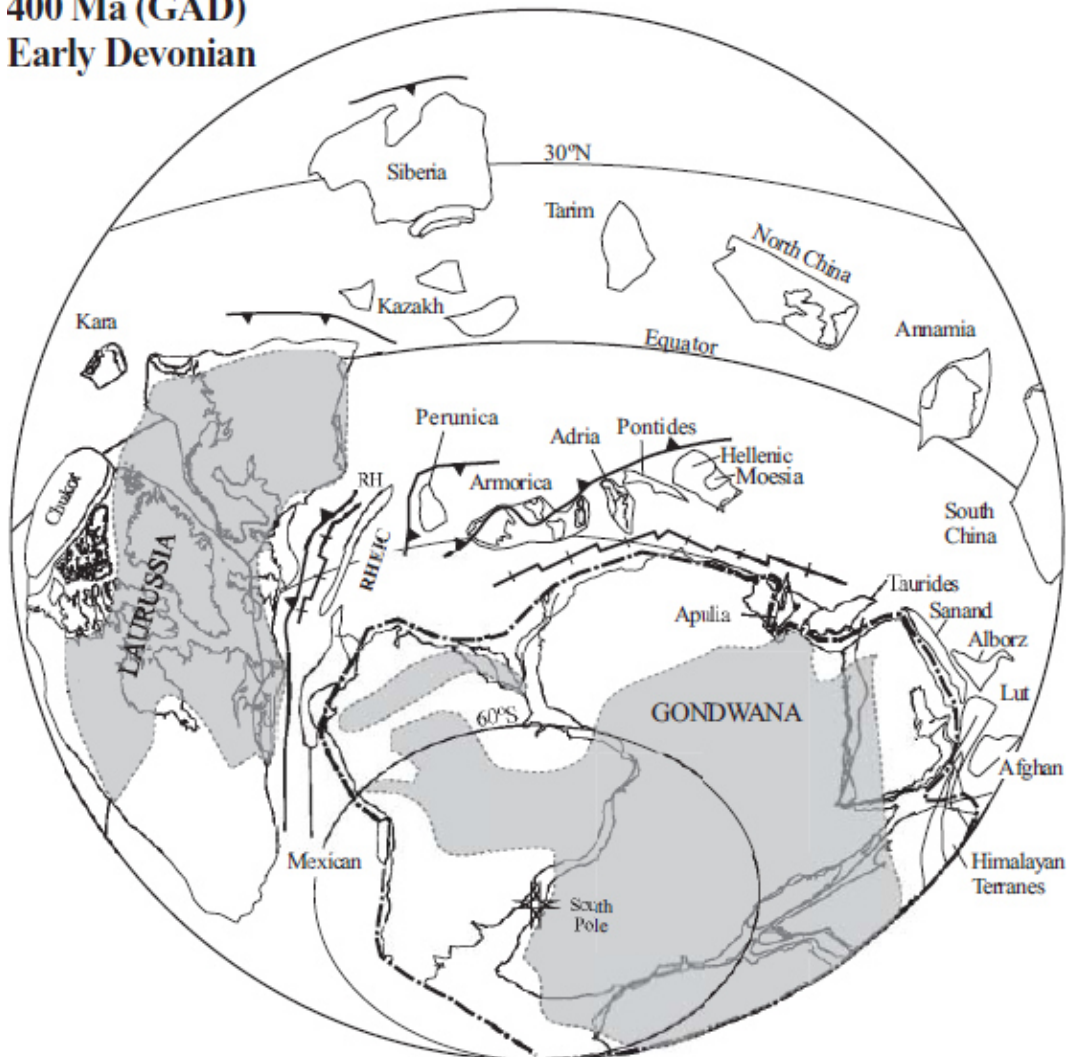


Fig. 3.9 Reconstrucción para el Devónico temprano (400 Ma), proyección de Área Igual de Schmidt con centro de proyección a 30° S. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).

3.2.7 Paleogeografía a 370 Ma

Este intervalo de tiempo comprende el Givetiense (391 Ma), Frasnense (385 Ma) y el Fameniense (374 – 359 Ma). La reconstrucción de este período está sustentada principalmente en información paleontológica (Fig. 3.10).

Se introduce el término Océano Paleotetis, para denominar al espacio entre los terrenos peri-gondwánicos y Gondwana, ubicado en latitudes tropicales en el hemisferio sur. Diversas zonas de subducción se ordenan entre Laurusia, Armórica los terrenos separados de Gondwana en el Devónico.

Para esta etapa, Gondwana y Laurusia no muestran variaciones notables en su latitud, pero se encuentran más cercanas que en el intervalo anterior. El resto de los continentes se mantiene en su posición del Devónico temprano, con excepción de Annamia que se mueve al hemisferio sur.

Diversas zonas de subducción se encuentran operando en esta etapa, localizándose la de mayor extensión a lo largo de todo el margen W de Laurusia y que va incluso de latitudes mayores a 60° en ambos hemisferios. Otra zona de subducción bien definida es la que se encuentra al E de Siberia. Finalmente se encuentra un margen divergente más al sur de los terrenos Tarim y China Norte.

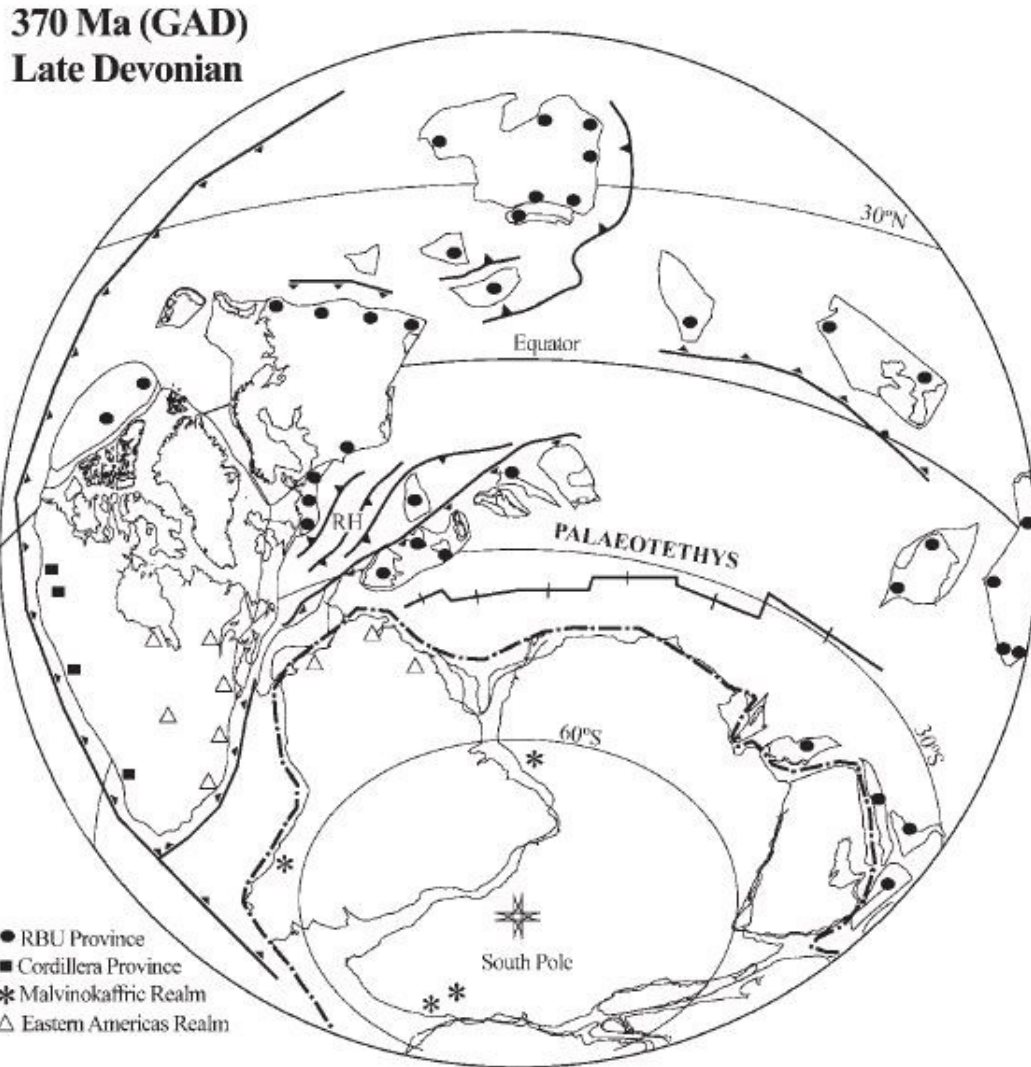


Fig. 3.10 Reconstrucción para el Devónico medio – tardío (370 Ma), proyección de área equivalente de Schmidt con centro de proyección a 30° S. La leyenda indica provincias y reinos para este período de tiempo. Torsvik y Cocks (2004).

3.2.8 Paleogeografía a 340 Ma

Esta etapa incluye el Tournasiense (359 Ma) y el Viseense (345 – 326 Ma). El evento más notable de este periodo es la colisión de los terrenos europeos Armorica y Bohemia con Lurusia, iniciando la orogenia Varística (Fig. 3.11). Las paleolatitudes de Laurusia y Armórica se encuentran bien constreñidas por paleontología. Durante este período los terrenos de China Norte y Annamia se acrecionaron diacrónicamente entre sí, culminando este proceso para el Carbonífero tardío.

Para este tiempo se muestra una configuración particularmente diferente. El margen sur de Laurusia se encuentra apenas en la zona del trópico del hemisferio sur, aparte de presentar una rotación considerable en el sentido de las manecillas del reloj.

A pesar de generar la reconstrucción considerando el campo GAD, en este segmento se ubica a Gondwana en una posición aproximada a la configuración de Pangea-A. También se muestran elementos tectónicos importantes como la margen convergente al oeste de Gondwana y Laurusia; además de un centro de expansión de piso oceánico, abriendo más el Océano Paleotetis.

340 Ma (GAD)

Early Carboniferous

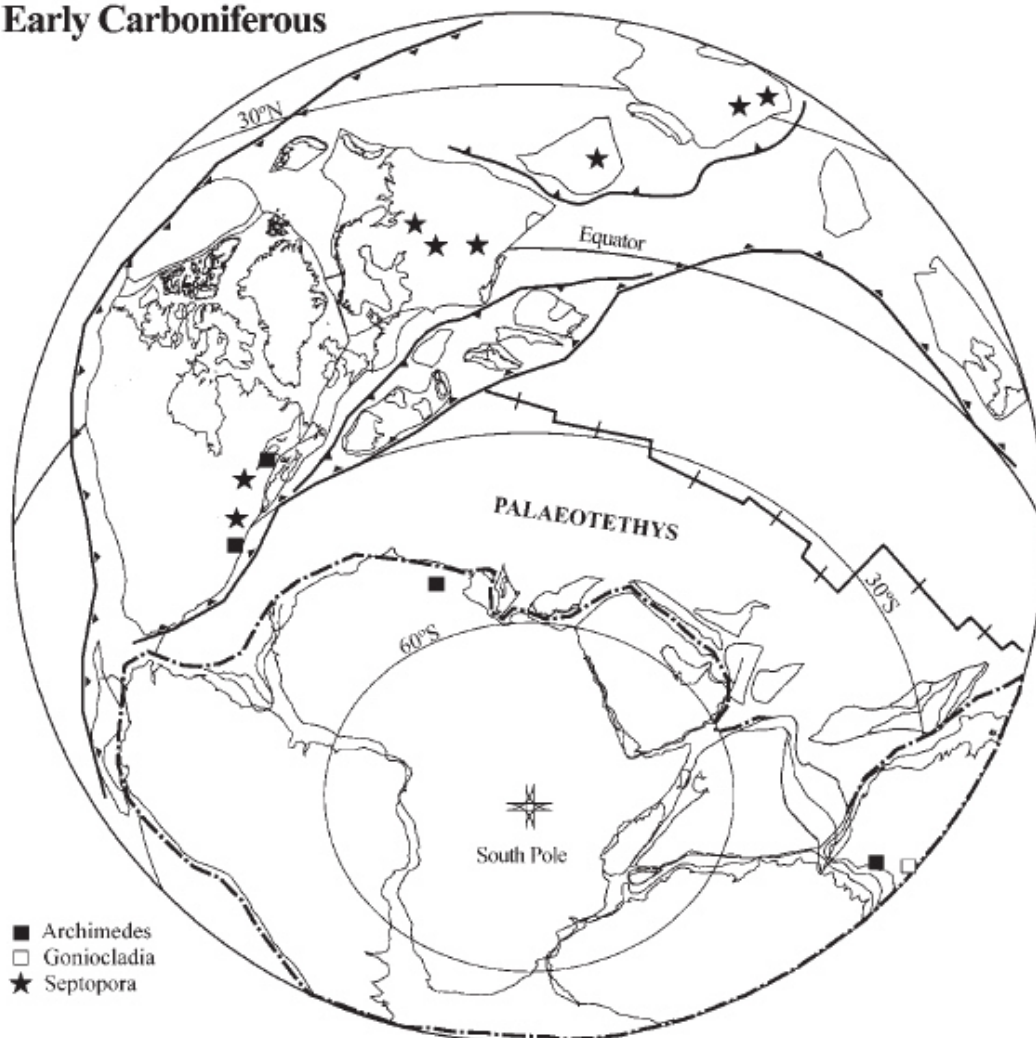


Fig. 3.11 Reconstrucción para el Misisípico (340 Ma), proyección de área equivalente de Schmidt con centro de proyección a 30° S. La leyenda indica distribución de diferentes géneros de briozoarios. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).

3.2.9 Paleogeografía a 310 Ma

Periodo de tiempo que incluye el Serpukhoviense (326 Ma), el Moscoviense (315 Ma), el Kasimoviense (307 Ma) y el Gzheliense (303 Ma) del Pensilvánico; el Asseliense (298 Ma) y el Sakmariense (295 Ma) del Pérmico. Cabe destacar que para este intervalo de tiempo, es la primera vez que se utiliza la influencia del campo con componente octopolar para la reconstrucción (Fig. 3.12).

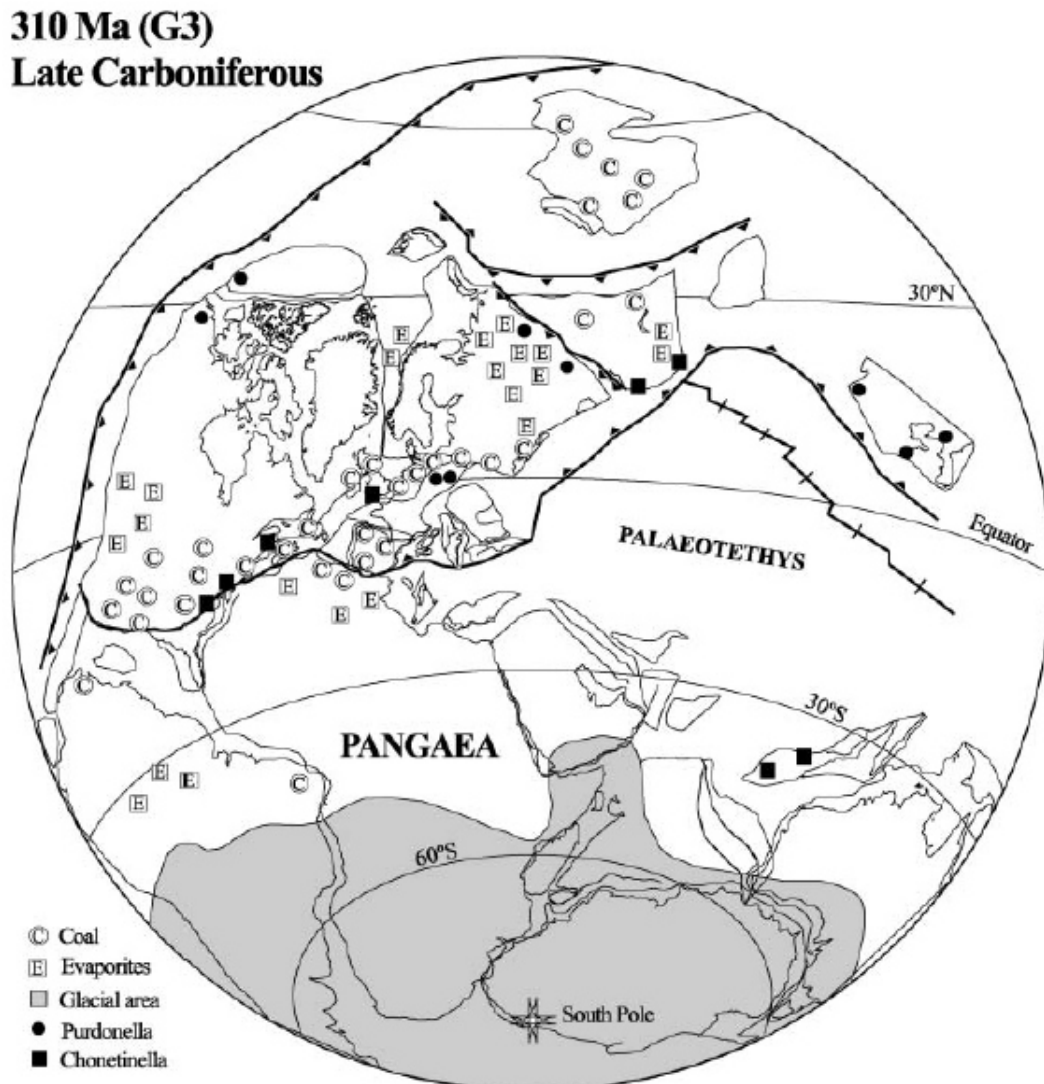


Fig. 3.12 Reconstrucción para el Pensilvánico (310 Ma). Polos de reconstrucción a partir de campo G3. La leyenda indica distribución de depósitos de carbón, evaporitas y áreas glaciares, así como distribución de braquiópodos. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).

A partir de la coincidencia de rocas del Moscoviense, así como bivalvos no marinos, tanto en la región Appalachiana como en Europa central, se infiere que para este tiempo todas las suturas de la Orogenia Varística se habían cerrado a lo largo de un cinturón de 8,000 km, desde el Cáucaso (Europa del Este – Asia Occidental) hasta las montañas Ouachita (SE de Norte América).

La parte NW de la actual África colisiona con la parte de Laurusia de la actual Norte América generando la Orogenia Alleghaniana (Hatcher, 2010). La parte europea de ésta sutura es la denominada Orogenia Varística, en donde la parte norte de lo que hoy es Gondwana colisiona con los terrenos que se encuentran en Europa, presentes en Laurusia. La fase principal de esta última colisión terminó durante el Carbonífero tardío y la mayoría de los terrenos metamórficos generados fueron exhumados antes de la depositación del Carbonífero tardío - Pérmico temprano.

La parte sur de Gondwana (la mayor parte de la actual Sur América, sur de África, Australia e incluso la Península Arábiga) presentan una considerable cantidad de depósitos glaciales, representados por la zona sombreada en la Fig. 3.12. El resto de los continentes muestran cinturones bien definidos de depósitos de carbón y evaporitas, constriñendo las paleolatitudes mostradas en la Fig. 3.12.

Los terrenos Annamia y China Sur, no poseen depósitos glaciales ni fauna marina correspondiente a temperaturas bajas, ambos presentes en la mayor parte de Gondwana para ese tiempo. Esto confirma las latitudes bajas dadas por paleomagnetismo para ese tiempo.

Tectónicamente, sigue operando la zona de subducción bajo el W de Pangea; así como en la parte norte entre lo que fue Báltica y Siberia con dirección al sur; y una más en la margen norte del Océano Paleotetis. En este océano se encuentra aún activa la margen divergente con orientación NW, posible responsable de la sutura lateral entre Gondwana y Laurusia (orientación SE–NE).

Es en este tiempo que inicia la acreción de masas continentales que posteriormente formarán el “terreno mexicano” (Dickinson & Lawton, 2001). Es posible que durante este tiempo, en la subducción al W del continente, se generen tanto las cámaras magmáticas ácidas pertenecientes a los plutones Totoltepec (sur de México), Peregrina (Tonalita Peregrina) y la Riolita Aserradero, así como la obducción de corteza oceánica que posiciona a la Serpentinita Victoria dentro del Esquisto Granjeno (De León-Barragán, 2012; Kirsch et al., 2012; Alemán-Gallardo, 2013).

3.2.10 Paleogeografía a 280 Ma

Periodo de tiempo que incluye al Asseliense (298 Ma) y al Sakmariense (282 – 269 Ma), en cuya etapa inicial, la glaciación iniciada en la etapa anterior continua. Para esta etapa se infiere, basado en información climatológica y sedimentológica, un movimiento traslacional de Pangea de 10 – 15° hacia el norte (Fig. 3.13), aunque dicho movimiento está aún en debate (Torsvik y Cocks 2004).

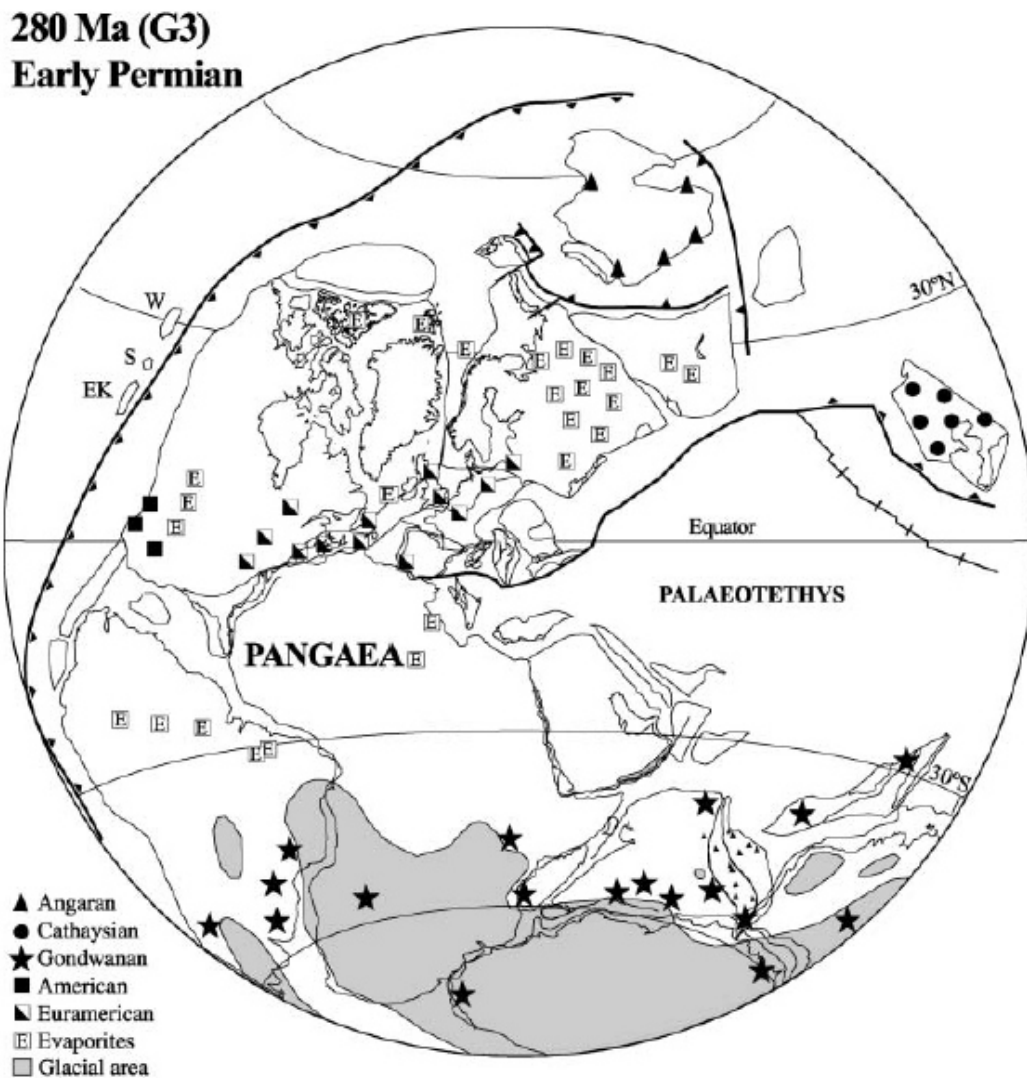


Fig. 3.13 Reconstrucción para el Pérmico Inferior (280 Ma). Polos de reconstrucción a partir de campo G3. La leyenda indica la distribución de diferentes provincias de flora para esa época y distribución de depósitos de evaporitas y áreas glaciares. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).

En el modelo reconstructivo de la Fig. 3.13, se aprecia el movimiento de Pangea al norte, principalmente en la parte NW de la actual África y la margen sur de lo que fue Laurentia. Se muestran al NW de lo que fue Gondwana los terrenos mexicanos, esta vez separados.

Tectónicamente se observa aún en actividad la margen convergente al W del continente, al igual que las que se encuentran en los alrededores de Siberia. La dorsal que abre al Océano Paleotetis al mismo tiempo funciona como motor para la falla transformante que se encuentra a lo largo del sur de lo que fue Báltica.

3.2.11 Paleogeografía a 250 Ma

Este periodo final incluye el Guadalupiense (272 Ma) y el Lopingiense (259 – 252 Ma). Para este tiempo el Océano Uraliano, ubicado entre Siberia y Pangea, se ha cerrado con la colisión entre estas últimas. Esta colisión genera la orogenia Uraliana, formando la barrera natural entre lo que hoy son Europa y Asia, como se muestra en la Fig. 3.14.

El Océano Neotetis se encuentra abierto entre Gondwana y Arabia, a los 265 Ma y para 250 se encuentra ya bien desarrollado. También durante este periodo se comienza a desarrollar la acreción entre los terrenos China Norte y China Sur – Annamia, pero no se completa sino hasta el Jurásico.

Dada la ausencia de depósitos glaciales, combinada con la amplia distribución de evaporitas, aunado a la información paleoclimática, se infiere que el clima para esta época era extremadamente árido. Cabe destacar también la ausencia de depósitos de baja latitud de carbón dentro de Pangea, así como su presencia en la parte este del Paleotetis, en China Norte-Sur, que no forman parte de Pangea en este tiempo.

El final del Pérmico está marcado por la mayor crisis biológica del Fanerozoico, reflejado en una serie de eventos de extinción masiva, pero las causas de dicho fenómeno no forman parte del enfoque de este estudio.

250 Ma (G3) Late Permian

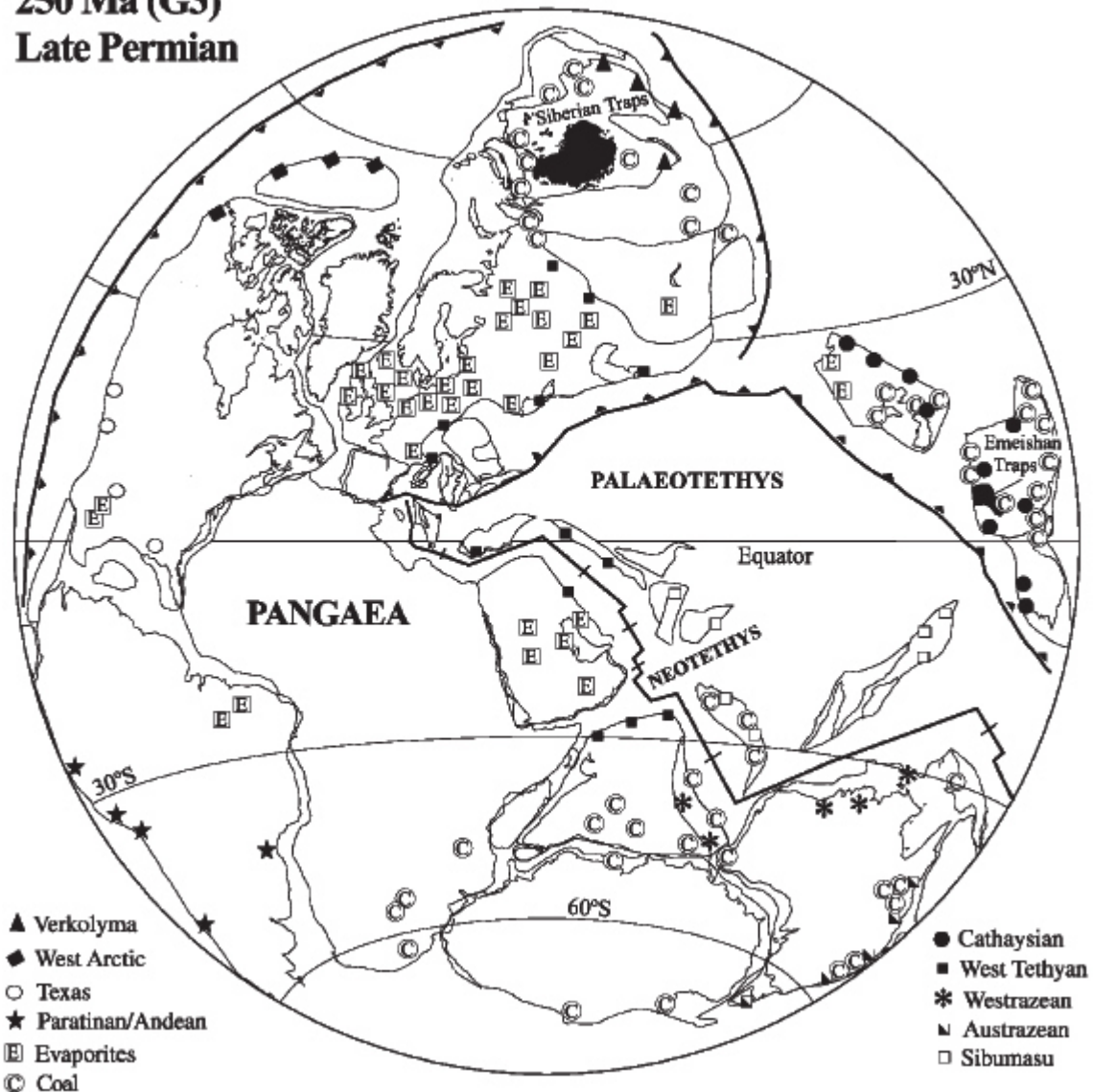


Fig. 3.14 Reconstrucción para el Pérmico Medio - Superior (250 Ma). Polos de reconstrucción a partir de campo G3. La leyenda indica distribución de provincias de braquiópodos y distribución de depósitos evaporíticos y de carbón. Tomado de Torsvik y Cocks (2004).

3.3 Terrenos Peri-Gondwánicos en el Paleozoico

Las interpretaciones de los apartados anteriores se encuentran basadas principalmente en datos paleomagnéticos, puesto que las grandes masas continentales como Laurentia y Báltica por ejemplo, proveen información suficiente para este propósito. Sin embargo, realizar interpretaciones de este tipo para los terrenos que rodeaban a Gondwana durante el Paleozoico es una labor poco precisa dada la escasez de información paleomagnética. Las interpretaciones

generadas para la ubicación de estos terrenos se encuentran relacionadas a la asociación con los terrenos para los que se tiene más información paleomagnética (Murphy et al., 2004), reforzando en gran medida estas interpretaciones con la evidencia petrológica generada durante la interacción tectónica de los terrenos Peri-Gondwánicos.

Para finales del Neoproterozoico los eventos tectónicos involucrados en el desarrollo petrológico de terrenos como Oaxaquia ya se habían llevado a cabo, esto incluye los eventos tectonotermales responsables de las suites ígneas que lo intrusionan y eventos metamórficos por los cuales se vio afectado. En diferentes reconstrucciones para este tiempo se ubican a los terrenos Peri-Gondwánicos en la margen norte de Gondwana, como se observa en la Fig. 3.15.

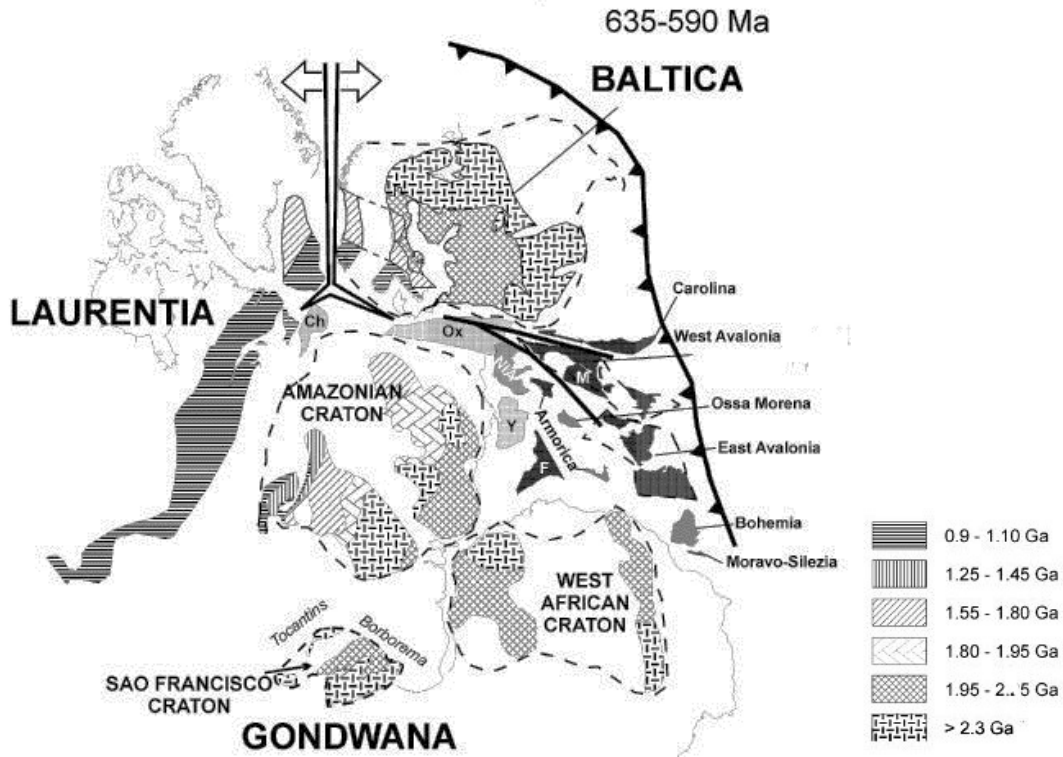


Fig. 3.15 Reconstrucción para el Neoproterozoico mostrando la ubicación y ambiente tectónico en que se encuentran los terrenos Peri-Gondwánicos además de las edades de los cratones involucrados. Ch: Chortis, Ox: Oaxaquia, Y: Yucatán, F: Florida. Tomado de Murphy et al. (2004)

La ubicación de los terrenos de América Media (Oaxaquia, Maya y Chortis combinados) frente a lo que hoy son Venezuela y Colombia es inferida para el Ordovícico por la presencia de la formación Tiñú la cual sobreyace al complejo Oaxaqueño en el sur de México (Cocks y Torsvik,

2002, Keppie et al., 2003) y la correlación de rocas silúricas entre Ciudad Victoria el norte de México y Venezuela (Boucot et al., 1997, Stewart et al., 1999, Keppie, 2004).

Además, para este periodo de tiempo y hasta el inicio del Cámbrico, la zona de subducción ubicada en Avalonia y el terreno Maya producía una importante actividad magmática, generando eventos tectonotermales de los cuales se encuentra evidencia también en el complejo Oaxaca y en el terreno Mixteca, en el sur de México.

La evidencia de este evento es presentada por Schulze et al. (2004), quienes interpretan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 584 ± 10 Ma en hornblendas pertenecientes a gneises de dicho complejo como edades de re-homogeneización térmica del sistema isotópico del Ar durante el evento Panafricano Brasileño. En el terreno Mixteca, Ortega-Obregón et al. (2009) reportan edades U-Pb en circones pertenecientes a cuerpos graníticos de $\sim 550 - 760$ Ma. Es importante destacar que evidencias de este evento tectonotermal han sido encontradas también en el norte de México, en circones detríticos pertenecientes al Esquisto Granjeno (Barboza-Gudiño et al., 2011), la Fm. La Boca (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011) y en la Fm. Las Delicias (López et al., 2001).

Durante todo el Cámbrico según Keppi (2004), se llevó a cabo la primera etapa de la separación de los terrenos Peri-Gondwánicos como Avalonia y Gander de Oaxaquia, mediante un mecanismo similar al de Baja California ocurrido en el Cenozoico, seguido por una etapa de *rift-drift* a principios del Ordovícico (Fig. 3.16). Esta etapa resulta de gran importancia pues marca el inicio de la apertura del Océano Rhéico y la migración de terrenos que como ya se mencionó, culminan en el ensamble de Pangea.

Es durante esta etapa de *rift* que se depositan los sedimentos de la Litodema Ásis y la Unidad Zacango (terreno Mixteca, en el sur de México) que durante el Ordovícico fueron cubiertos por basaltos toletíticos e intrusionados por granitoides megacristalinos (Granitoides Esperanza, Ocotitlan y Teticic; Murphy et al., 2006, Ortega-Obregón et al., 2009). A pesar de que la información geoquímica presente en estos cuerpos graníticos, así como los diagramas de discriminación disponibles para estos cuerpos, expresan un ambiente de formación de arco magmático, éstos son asociados al *rift* generado entre los terrenos Avalonia y Gondwana, remarcando un origen incierto para estos plutones.

Para el Ordovícico Tardío Keppie (2004) marca la acreción de los terrenos Avalonia y Gander a Laurencia, así como la obducción del terreno Sierra Madre sobre el terreno Oaxaquia.

Este último dato fue reinterpretado por Barboza-Gudiño et al. (2011) y Torres-Sánchez et al. (2015) ya que presentan edades de metamorfismo de las diversas componentes metasedimentarias para el Esquisto Granjeno (terreno Sierra Madre) de ~300 Ma (Carbonífero) lo que interpretan como el tiempo en que este terreno fue acrecionado contra Oaxaquia. Lo anterior sugiere que dicha acreción se llevó a cabo tiempo después de la formación de Pangea.

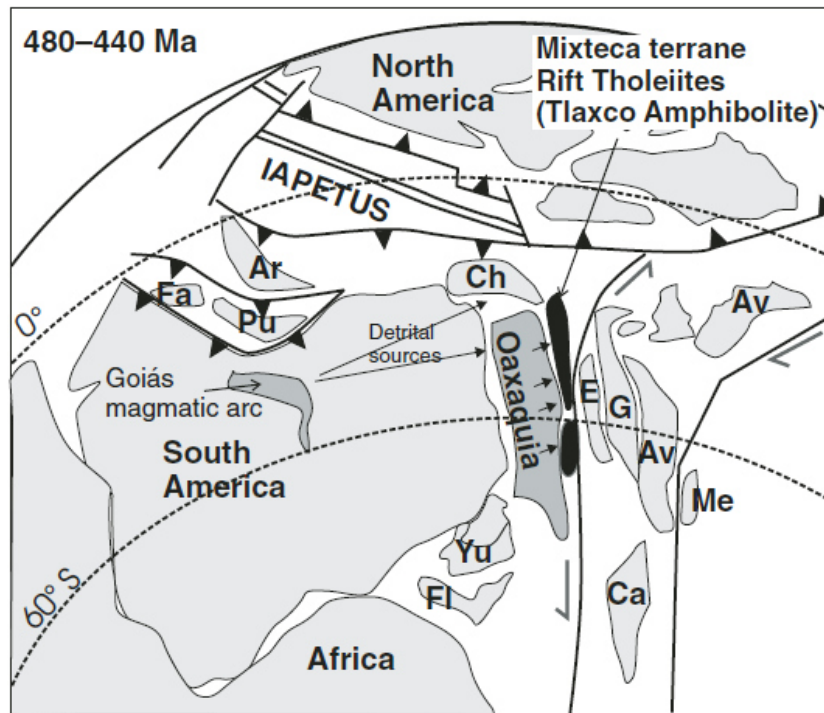


Fig. 3.16 Reconstrucción a 480-440 Ma mostrando la ubicación y ambiente tectónico en que se encuentran los terrenos Peri-Gondwánicos. Ar: Arequipa, Av: Avalonia, Ca: Carolinia, Ch: Chortis, Fa: Fatima, Fl: Florida, E: Exploits, G: Gander, Me: Meguma, Pu: Puna, Yu: Yucatán. Tomado de Ortega-Obregón et al. (2009).

Posterior a esto, al menos para la parte norte de Oaxaquia se depositaron las unidades sedimentarias presentes en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Stewart et al., 1999) lo que indica el desarrollo de una margen convergente durante el Silúrico y al menos hasta el Misisípico, cuando se produce el magmatismo que genera a la Fm. Aserradero. Es mediante este proceso de subducción que se genera la acreción del terreno Sierra Madre a Pangea, en la parte correspondiente a Oaxaquia (Fig.3.17)

El arco magmático al cual pertenece la Riolita Aserradero se encuentra documentado a lo largo de todo el territorio mexicano e incluso en Centro y Norteamérica, y aunque en un principio, a este arco se le asignó una edad Pérmico-Triásico (Torres et al., 1999), existe evidencia de que éste se encontró activo desde el Pensilvánico (Kirsch et al., 2012). Estas evidencias incluyen a los plutones de Cuananá en el sur de México (307 ± 2 Ma; Elias-Herrera et al., 2005), Los Altos Cuchumatanes en Guatemala ($313 - 318$ Ma; Solari et al., 2010), La Pezuña en el estado de Coahuila (331 ± 4 Ma; López et al., 1996), Totoltepec en el complejo Acatlán en el sur de México (306 ± 2 Ma, Kirsch, 2012).

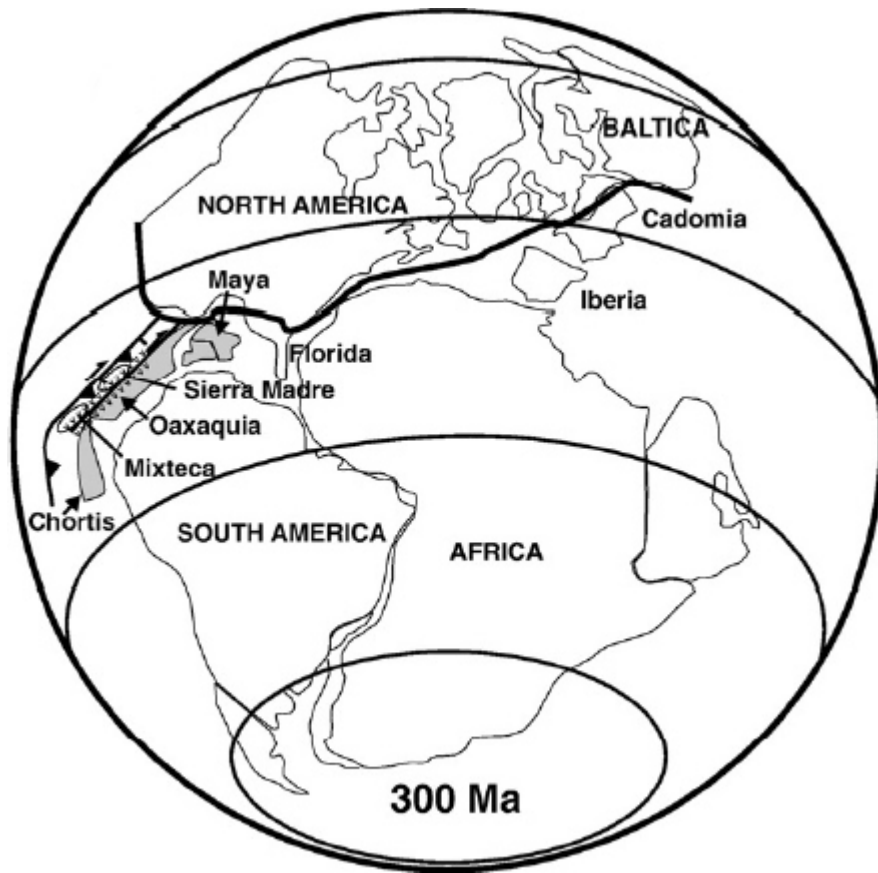


Fig. 3.17 Reconstrucción a 300 Ma mostrando la ubicación y ambiente tectónico en que se encuentran los terrenos Peri-Gondwánicos. Tomado de Keppie et al. (2008).

Capítulo IV. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP)

Las estructuras plegadas y cabalgadas de la Sierra Madre Oriental (SMO) fueron generadas por la deformación Larámide. Una de éstas es el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, una estructura plegada con tendencia NW-SE cuyo núcleo erosionado pone al descubierto un área de aproximadamente de 35 km², donde queda expuesto el basamento heterogéneo de la SMO.

Según Carrillo-Bravo (1961) se tiene registro de estudios de la geología del AHP que datan de la década de 1920 (Seemes, 1921; Adkins, 1921 y Schmittou, 1926) y más adelante de Díaz y Humphrey (1953). Estos trabajos fueron principalmente realizados por compañías petroleras mexicanas y extranjeras, siendo reportes generalizados e inéditos.

Posteriormente numerosos trabajos se han centrado en el estudio de las diferentes unidades geológicas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, con diversos enfoques, ya sea describir y caracterizar las unidades del basamento, las secuencias de depósito, o bien datar los eventos de deformación. Carrillo-Bravo (1961), Ortega-Gutiérrez (1978), Ramírez-Ramírez (1992), Stewart et al. (1999) son algunos de los pioneros en el estudio de las diferentes unidades metamórficas, ígneas y sedimentarias.

Diferentes trabajos han sido elaborados en el área por integrantes de la Universidad Autónoma de Nuevo León, tal es el caso de Castillo-Rodríguez et al. (1986), Cossío-Torres (1988), Orozco-Esquivel (1990), Torres-Sánchez (2010), Barboza-Gudiño et al. (2011), Torres-Sánchez et al. (2015), Casas-García (2012 y 2014), De León-Barragán (2012) y Alemán-Gallardo (2012), etc. (ver sección 1.3 para más detalles).

El basamento de la SMO en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina (APH) presenta un complejo ensamble de rocas de diferentes edades y orígenes, las cuales representan cada una, evidencias de diversos eventos geológicos implicados no solo en la geología del NE de México o incluso de la geología de México en general, sino que son fuertes testigos de los eventos tectónicos a nivel global a lo largo de los últimos 1,000 millones de años. El basamento de la SMO se compone de cuatro unidades pre-mesozoicas (Fig. 4.1):

1. El Gneis Novillo que tiene una edad precámbrica y consiste de rocas metamórficas de alto grado que están relacionadas al orógeno Grenvilliano, se ubica en la parte central del anticlinorio.

2. Una secuencia sedimentaria de alto contenido fosilífero altamente deformada pero sin metamorfizar perteneciente al Paleozoico, con edades de depósito que van del Silúrico al Pérmico, conformada por 5 formaciones. Entre éstas destaca la Riolita Aserradero, conformada por riolitas relacionadas al arco Carbonífero–Pérmico (Fig. 4.1).
3. El Esquisto Granjeno perteneciente también al Paleozoico que consiste de rocas metasedimentarias y metaígneas en facies de esquistos verdes, además de incluir un cuerpo de serpentinita; se relaciona al complejo Acatlán del sur de México, conformando el denominado cinturón Granjeno – Acatlán.
4. Un cuerpo intrusivo de composición granítica, denominado informalmente Tonalita Peregrina por De León Barragán (2012), con edades U-Pb en circones de 351 ± 54 Ma emplazado tectónicamente entre las dos unidades metamórficas anteriores, el cual es la segunda unidad de estudio de este trabajo.

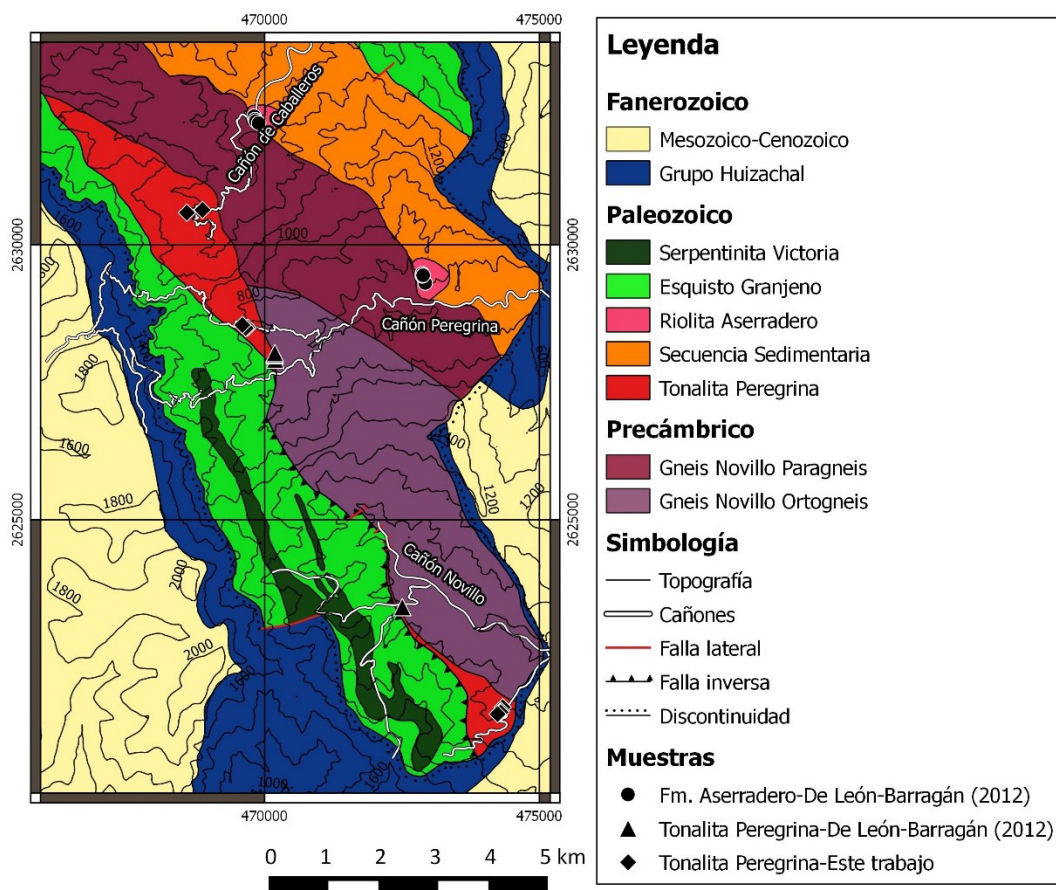


Fig. 4.1 Mapa geológico del área de estudio. Modificado a partir de Ramírez-Ramírez (1992) y Castillo-Rodríguez et al. (1986).

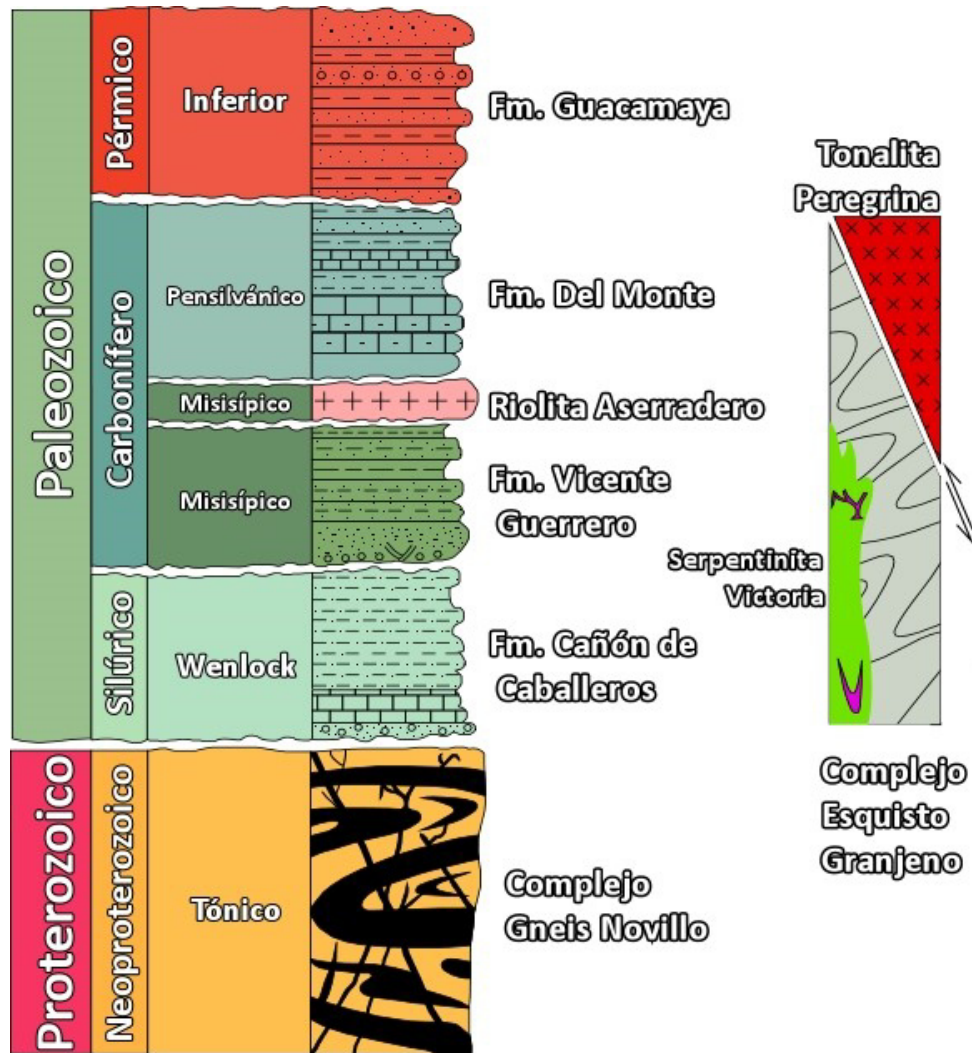


Fig. 4.2 Columna estratigráfica de las unidades Pre-Mesozoicas del basamento de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Modificado de Stewart et al. (1999) y Torres-Sánchez (2010).

4.1 Complejo Gneis Novillo

La unidad más antigua que aflora en el NE de México es el denominado Gneis Novillo (ver Fig. 4.1), nombrado así por Fries y Rincón-Orta (1965), que consiste en el complejo metamórfico de alto grado (facies de granulitas) compuesto por una diversa cantidad de litologías que fueron metamorfozadas en lo que se cree fue la acreción del supercontinente Rodinia hace aproximadamente 1 Ga (Ramírez-Ramírez, 1992) y el cual es la exposición posicionada más al norte del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Las similitudes existentes entre el Gneis Novillo y el Complejo Oaxaquia, ubicado en el sur de México, llevaron a Ortega-Gutiérrez et al. (1995) a proponer la existencia del microcontinente Oaxaquia, el cual figura como la columna vertebral del basamento en México (Trainor, 2010). Las similitudes mencionadas abarcan en su mayoría las características destacables de ambos complejos metamórficos, referentes a sus edades, características de deformación, composición, estructura, unidades que las intruyen y a las unidades adyacentes.

En un principio, Ortega-Gutiérrez (1978) divide al Gneis Novillo en dos secuencias mayores, la primera, una secuencia metasedimentaria compuesta de mármol, gneis grafítico y cuarzo-feldespático además de cuarcitas, las cuales fueron intrusionadas por la segunda unidad, reconocida como una suite de composición gabro-anortosítica.

Posteriormente, Cameron et al. (2004) dividen al Gneis Novillo en dos suites principales. La primera, y más antigua, considerada como la suite encajonante, consta de metagranitos con megacristales de feldespato de K, metagabros y una unidad calcosilicatada, considerada como la única unidad metasedimentaria presente en el complejo granulítico. La segunda es interpretada como una suite Anortosita-Mangerita-Charnoquita-Granito (AMCG). Cabe destacar que ambas unidades fueron intrusionadas por dos generaciones de diques, una pre-metamorfismo granulítico y otra postmetamorfismo.

También como parte de la suite AMCG, Trainor (2010) reporta la presencia de nelsonitas, para las cuales Casas-García (2014) en su estudio petrológico interpreta un ambiente de tipo intraplaca atípico para el origen de estas rocas, asociado a la formación de las anortositas. Para la formación de éstas, el autor postula un mecanismo de inmiscibilidad líquida tras el cual se separaron las fracciones ricas en Si y en Fe-Ti-P-S, siendo la última la responsable de la generación de las nelsonitas.

En base al crecimiento de circones metamórficos, Cameron et al. (2004) estiman que a 990 ± 5 Ma, ambas suites fueron expuestas a condiciones de metamorfismo en facies de granulitas. Para lo anterior, Orozco et al. (1991) estiman condiciones de P –T fueron llevadas a cabo a 8.9 – 9.7 kbar y entre 730 y 775 °C.

Finalmente, el análisis estructural-cinemático y metamórfico del Gneis Novillo realizado por Trainor (2010) reveló una historia tectónica compleja que incluye ocho eventos mayores:

1. Emplazamiento de la roca encajonante a los 1,235 – 1,115 Ma (Fig. 4.3 a-b).

2. Migmatización contemporánea.
3. Intrusión de la suite AMCG a los 1,035 – 1,010 Ma, contemporáneo con el plegamiento isoclinal de la suite y milonitización de la roca encajonante (Fig. 4.3 c).
4. Intrusión de diques anfibolíticos de granate a los 1,010 – 990 Ma (diques pre-metamórficos).
5. Sepultamiento para producir metamorfismo estático de facies de granulita y generar las texturas granoblásticas a los ~990 Ma (Fig. 4.3 d).
6. Exhumación rápida.
7. Intrusión de los diques anfibolíticos porfiríticos (diques post-metamórficos) a los ~546 Ma.
8. Juxtaposición dextral en el Paleozoico tardío contra el Esquisto Granjeno.

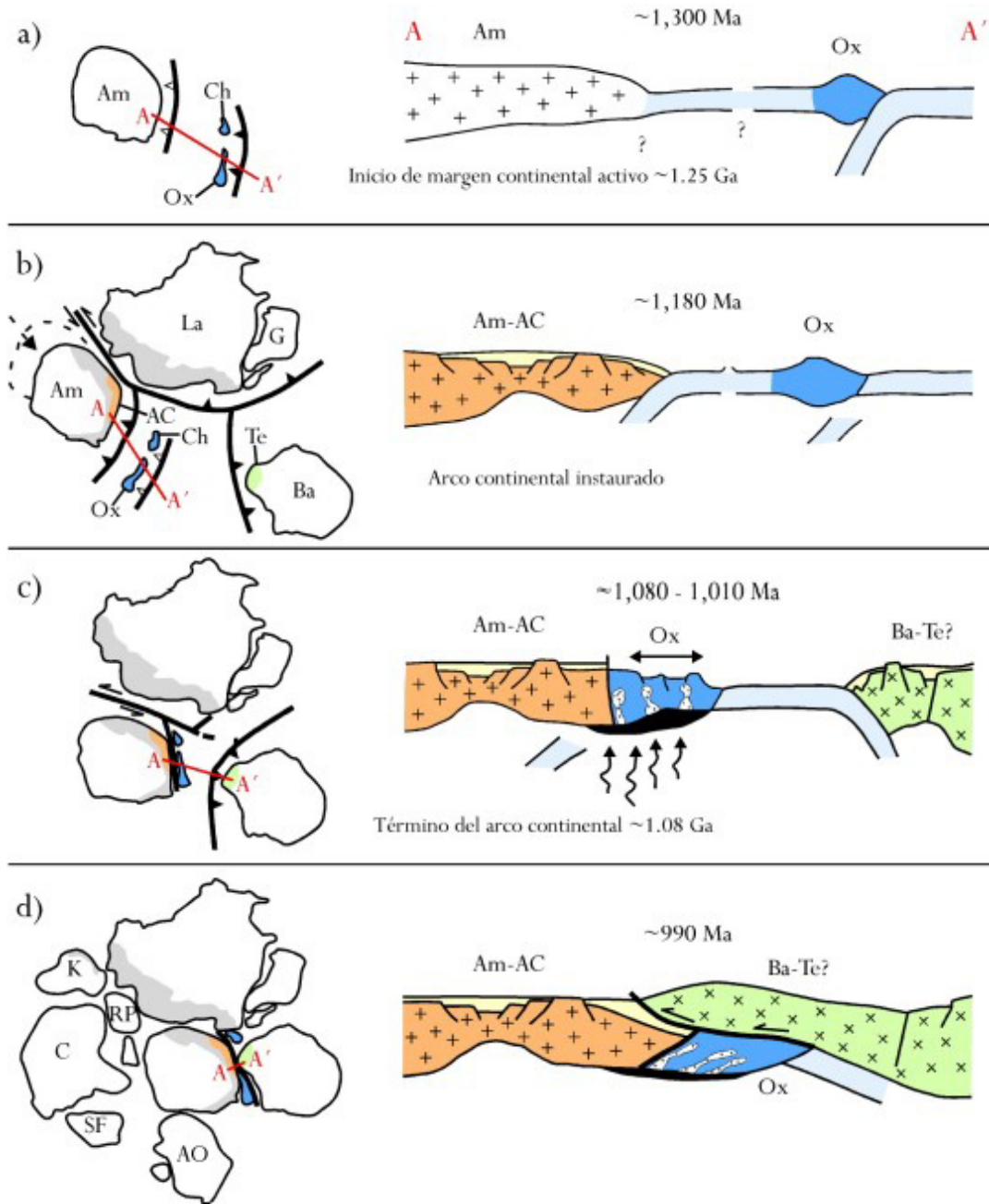


Fig. 4.3 Modelo esquemático de la evolución paleogeográfica y tectónica de Oaxaquia. AC: Andes Colombianos, Am: Amazonia, AO: África del Oeste, Ba: Báltica (Orógeno Sueco-Noruego), C: Congo, Ch: Chortis, G: Groenlandia, K: Kalahari, La: Laurencia, Ox: Oaxaquia, RP: Río de La Plata, SF: São Francisco, Te: Telemarkia. Sin escala. Tomado de Casas-García (2014).

4.1.1 Paragneis

Exposiciones de unidad del Gneis Novillo afloran en los cañones Caballeros y Peregrina, en donde el bandeamiento se encuentra pobremente desarrollado y las unidades tienden a ser de textura masiva y con una composición calcosilicatada. Es considerada la unidad más vieja dentro del complejo granulítico (Ramírez-Ramírez, 1992). Trainor (2010) enmarca a esta unidad dentro de la roca encajonante en la cual se emplazaron las demás unidades.

Según Ramírez-Ramírez (1992) la roca se encuentra compuesta mayormente por carbonatos y en menor medida piroxeno (diópsido), piroxenoides (wollastonita) con coronas de granate (grosularia), cuarzo y trazas de minerales opacos. Dicho ensamble mineral sugiere un protolito impuro de carbonatos silicatados (Trainor, 2010) y presenta una textura de estas rocas como interlobular e inequigranular.

Las asociaciones minerales identificadas en los gneises cuarzo-feldespáticos son: 1) cuarzo-microclina pertítica-biotítica, esta última se encuentra cloritizada, 2) cuarzo-plagioclasa sódica-granate-rutilo-grafito y 3) cuarzo-pertita-granate-hornblenda (Ortega-Gutiérrez, 1978). Esta unidad del gneis expone también secuencias de mármoles los cuales se presentan en bandas angostas con un ensamble mineral que consta de carbonato-flogopita principalmente.

Ramírez-Ramírez (1992) reporta en localidades donde el bandeamiento se encuentra bien desarrollado que el paragneis exhibe bandas félsicas que varían gradualmente a capas máficas de anfibolita, esto es, capas de cuarzo-feldespatos intercaladas transicionalmente a hornblenda-plagioclasa-granate-cuarzo.

4.1.2 Ortogneis

Esta unidad se encuentra expuesta principalmente en el cañón Novillo y está compuesta por gneis con intercalaciones rítmicas de bandas de litologías máficas y félsicas bien desarrolladas. Cameron et al. (2004) sugieren que esta unidad del gneis forma parte de una suite anortosita-mangerita-charnockita-granito (AMCG), donde en campo solo se encuentra gneis charnoquítico y anortosita-metagabro expuestos además de vetas de nelsonita (Trainor, 2010).

En general las capas máficas en las zonas de bandeamiento bien desarrollado se encuentran formadas por ensambles de minerales anhidros como piroxeno, granate, plagioclasa, cuarzo, óxidos de Ti-Fe y menores cantidades de hornblenda, biotita rica en Ti y feldespatos alcalinos (Ramírez-

Ramírez, 1992). Las bandas claras varían en composición desde feldespáticas a cuarzo-feldespáticas, donde las primeras contienen cantidades abundantes de granate dándoles la composición de un gneis anortosítico y las segundas consisten en leucogranitos gnéisicos (Ortega-Gutiérrez, 1978).

En el gneis chernoquítico el bandeamiento se encuentra bien desarrollado y presenta una textura granoblástica equigranular y además presenta mineralogía típica de metamorfismo de tipo retrógrado.

En esta unidad del gneis los componentes minerales que presentan tanto las bandas leucocráticas así como de las mesocráticas variando únicamente la proporción en la que estos se distribuyen. Este ensamble mineral se encuentra compuesto principalmente por plagioclasa, feldespato de K, cuarzo, granate, piroxeno y en menor medida minerales opacos.

Los efectos del metamorfismo retrógrado son más pervasivos en las bandas mesocráticas donde minerales como granate y piroxenos se encuentran alterados a clorita y los feldespatos se encuentran alterados por granos finos de sericita.

La unidad anortosita-metagabro del gneis presenta un bandeamiento bien desarrollado el cual muestra una intercalación excelente según Trainor (2010) y presenta una textura granoblástica equigranular al igual que la unidad charnoquítica.

El ensamble mineral de esta unidad en general se encuentra comprendido por plagioclasa, granate, clinopiroxeno, cuarzo y minerales opacos, lo que corresponde a la composición de gabro-anortosita.

4.1.3 Diques máficos asociados

Tanto el ortogneis como el paragneis se encuentran cortados por al menos dos familias de diques de composición máfica. La primera familia corresponde a meta-diques de composición de anfibolita con granate y su intrusión en el gneis es considerada previa al metamorfismo granulítico, mientras que la segunda corresponde a diques anfibolíticos con textura porfirítica la cual es emplazada posterior al evento metamórfico (Trainor 2010).

Los diques en general se presentan de manera solitaria, con espesores de 40 cm hasta alrededor de 10 m, pero además existen, en menor cantidad, algunos diques que tienen emplazamiento de tipo enjambre y presentan espesores menores a 1 m (Casas-García, 2012).

Estas rocas sub-volcánicas presentan un color característico verde claro-gris con una textura principalmente porfirítica resaltando los fenocristales de sanidino, además se encuentran diques con textura afanítica.

La relación de corte que guardan los diques con respecto al gneis ocurre de manera oblicua principalmente respecto al bandeamiento del gneis, mientras que los contactos entre ambas es de manera recta; pero también se presentan contactos irregulares e incluso de tipo globular.

Trainor (2010) describe una textura granoblástica inequigranular para la familia de diques más antigua y presenta un ensamble mineral original que consta en mayor grado de plagioclasa, además de contener piroxeno, cuarzo, y en menor medida minerales opacos y granate metamórfico, ensamble mineral propio de una diabasa. Para la familia de diques más joven, Trainor (2010) describe la textura formada por fenocristales de plagioclasa orientados de manera dispersa dentro de una matriz de grano más fino compuesta principalmente de hornblenda que se encuentra remplazada por clorita en gran medida. Dentro de la composición mineral también se encuentran escasos núcleos de clinopiroxeno preservados dentro de los cristales de hornblenda.

Keppie et al. (2006) reportan una edad de enfriamiento por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de 546 ± 5 Ma, que es interpretado como "ligeramente posterior al emplazamiento" de los diques. Esto se encuentra soportado por las evidencias de preservación tanto como de ensamble mineral y de textura originales.

4.2 Secuencia Sedimentaria Paleozoica

En los cañones Caballeros y Peregrina se encuentran afloramientos pertenecientes a una secuencia sedimentaria deformada no metamorfizada (ver Fig. 4.1). Dicha unidad sedimentaria presenta edades de depósito que van del Silúrico al Pérmico. Estratigráficamente se encuentra sobreyaciendo de manera discordante al Gneis Novillo mientras que su relación con el Esquisto Granjeno es incierta (Stewart et al., 1999).

Es importante destacar la importancia de la información brindada por estas unidades, pues el contenido fósil que poseen ha sido fundamental para ligar todo el conjunto de unidades pre-Mesozoicas del AHP a la porción gondwánica de Pangea (Stewart et al., 1999) y no a Laurencia, como se pensaba anteriormente. Además figura como un buen control estratigráfico para las unidades

magmáticas objeto de este trabajo, en donde las dataciones hasta este momento han sido poco precisas.

Las formaciones pertenecientes a esa secuencia sedimentaria y los respectivos miembros que las componen (Fig. 4.2) fueron descritas por Stewart et al. (1999), enumeradas a continuación en orden cronológico:

4.2.1 Fm. Cañón de Caballeros

Pertenece al Silúrico Superior y se encuentra conformada por tres miembros, cuya presencia fosilífera ha sido interpretada como un depósito marino de agua somera, esto basado en la abundante y bien preservada fauna perteneciente a este ambiente (braquiópodos, trilobites, corales, briozoos y gasterópodos), en donde la preservación de briozoos sugiere una cantidad de transporte mínima. Los miembros que conforman a esta formación se describen a continuación:

MIEMBRO INFERIOR. Conformado por rocas detríticas ricas en cuarzo color café claro que van de arenisca fina – muy gruesa a conglomerado. La forma euhedral y subhedral de los cristales de cuarzo presentes sugieren una fuente volcánica cercana, presumiblemente una toba poco consolidada contemporánea al período de depósito de este miembro. También se le considera como la unidad que sobreyace directamente sobre el Gneis Novillo, pero los afloramientos no brindan suficiente información para confirmar esta relación. El contenido fosilífero en una localidad carbonatada consta de escasos braquiópodos y corales esparcidos.

CALIZA SANTA ANA: Caliza de tipo grainstone bioclástica con granos de cuarzo. Contenido fosilífero constituido por braquiópodos, trilobites, corales y ostrácodos. La presencia de braquiópodos como *Sphaerirhynchia*, indican una posición estratigráfica no más antigua al Wenlock (Silúrico Medio).

MIEMBRO SUPERIOR: Este miembro consta de capas delgadas a gruesas de rocas detríticas con tamaño de grano que van de limos a arenas de grano muy fino. Posee un contenido fosilífero de braquiópodos, trilobites, corales, briozoos y gasterópodos, dicha fauna es adjudicable al Ludlow-Pridoli (Silúrico Superior).

4.2.2 Fm. Vicente Guerrero

Esta formación pertenece al Carbonífero (Misisípico inferior) y consta de dos miembros. En este caso, la fauna que consta principalmente de braquiópodos y en menor medida gasterópodos,

corales y briozoos se encuentran presentes en el límite transicional entre los dos miembros. De igual manera esta fauna indica un ambiente de agua somera.

MIEMBRO INFERIOR: Consta de areniscas de grano fino a medio, apenas bien clasificadas, además de poseer un espesor de ~30 m con líticas que pueden ser identificados como riolitas y otras rocas volcánicas de grano fino. Presenta estratificación cruzada en algunas zonas.

MIEMBRO SUPERIOR: Éste consta de limolitas y lutitas principalmente y en menor cantidad areniscas. Posee un espesor de ~50 m y un contenido fósil que consta de abundantes braquiópodos, trilobites y gasterópodos.

4.2.3 Riolita Aserradero

Esta formación es una de las unidades del AHP pertenecientes al objeto de este trabajo. Es una unidad volcánica de composición riolítica – riodacítica. Pertenece al Misisípico y se encuentra compuesta por microcristales de feldespato alcalino y cuarzo, con fenocristales de cuarzo. La unidad Riolita Aserradero tiene una edad por U-Pb de 334 ± 39 Ma, determinada en circones por el método de Espectrometría de Masas por Ionización Térmica (TIMS por sus siglas en inglés), obtenida por Stewart et al. (1999).

Cabe mencionar que en un principio esta unidad fue considerada por Carrillo-Bravo (1961) como una novaculita perteneciente al Devónico, asignándola a la Formación La Yerba. Este término fue desechado por Gursky y Ramírez-Ramírez (1986) quienes le dieron a esta roca volcánica la clasificación actual y la denominaron informalmente Riolita Aserradero.

En general, los afloramientos de esta unidad se encuentran dispersos sobre la Fm. Vicente Guerrero, en donde las relaciones entre ambas no son del todo claras, ya que los contactos se encuentran cubiertos ya sea por vegetación o por sedimentos cenozoicos.

La Riolita Aserradero se presenta de manera masiva, muy fracturada y altamente intemperizada (Fig. 4.4). La roca tiene un color al intemperismo en tonalidades ocre, mientras que en fractura fresca se presenta de color gris claro. Presenta una textura afanítica y en algunas muestras son evidentes bandeamientos de microcristales de cuarzo, lo que evidencia el carácter fluidal de esta formación.



Fig. 4.4 Afloramiento de la Riolita Aserradero. Se aprecia el carácter masivo de la formación además del fracturamiento e intemperismo. Cañón Peregrina, Tamaulipas. Corrdenadas: 2629305 N - 140472922 E

De León-Barragán (2012) infiere al menos dos pulsos volcánicos para la Riolita Aserradero, evidenciados por la presencia de rocas de diferente coloración en relación fluidal en la que se aprecia como la unidad de coloración gris es rodeada por la unidad color ocre (Fig. 4.5).

Dentro de las particularidades de la Riolita Aserradero, De León-Barragán (2012) denota la presencia de estructuras por devitrificación en donde el vidrio es reemplazado por minerales como feldspatos y silicatos, formando así estructuras esferulíticas.

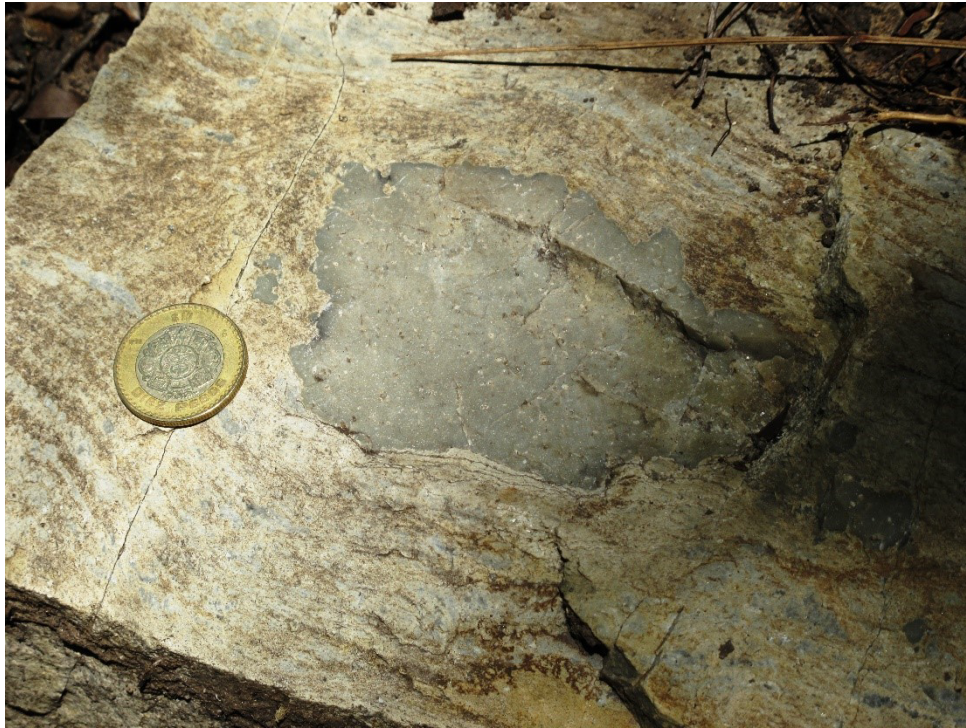


Fig. 4.5 Evidencia de dos eventos eruptivos en la Riolita Aserradero. Se muestra como el primer flujo (color gris, en el centro de la imagen) es rodeado por el segundo (color ocre) con evidentes marcas de flujo. Coordenadas: 2632234 N – 140469867 E.

Otro aspecto importante es la evidencia de una mineralización diseminada y en planos de fractura, que consta principalmente de cristales pequeños de sulfuros como piritita y calcopiritita, la cual fue descrita en los afloramientos que fueron muestreados para el análisis geocronológico del presente trabajo. Para éste, se utilizaron las muestras recolectadas por De León-Barragán (2012), las cuales se encuentran enlistadas en las Tablas 4.1 y 4.2.

Tabla 4.1 Lista y ubicación de muestras obtenidas por De León-Barragán (2012) de la Riolita Aserradero en el Cañón Caballeros. Muestra RCCLA1 obtenida en este trabajo para geocronología.

Clave	Coordenadas (UTM)		Clave	Coordenadas (UTM)		Clave	Coordenadas (UTM)	
	Norte	Este		Norte	Este		Norte	Este
RCCB1			RCCB6			RCCB11		
RCCB2	2632338	140469806	RCCB7			RCCB12	2632234	140469867
RCCB3			RCCB8	2632213	140469888	RCCB13		
RCCB4			RCCB9			RCCB14	2632237	140469853
RCCB5	2632279	140469825	RCCB10			RCCB15	2632250	140469839
						RCCLA1	2632348	140469812

Tabla 4.2 Lista y ubicación de muestras obtenidas por De León-Barragán (2012) de la Riolita Aserradero en el Cañón Peregrina.

Clave	Coordenadas (UTM)		Clave	Coordenadas (UTM)	
	Norte	Este		Norte	Este
RCPB1			RCPB6	2629469	140472870
RCPB2	2629305	140472922	RCPB7		
RCPB3			RCPB8		
RCPB4	2629434	140472870	RCPB9	2629446	140469853
RCPB5	2629469	140472870	RCPB10		

4.2.4 Fm. Del Monte

Pertenece al Pensilvánico inferior y medio, consta de calizas bioclásticas de tipo grainstone con abundantes cristales de cuarzo. En su parte basal se encuentra constituida por un conglomerado el cual contiene clastos que alcanzan hasta 20 cm de diámetro, son clastos de arenisca y limolita (Carrillo-Bravo, 1961). En cuanto al contenido fósil, se presentan fusulínidos, corales y goniatites los cuales indican una posición estratigráfica entre el Pensilvánico inferior y medio.

Según Carrillo-Bravo (1961) las relaciones estratigráficas de esta formación con las adyacentes no es del todo clara, pues en algunas localidades yace ya sea sobre la Fm. Vicente Guerrero, mientras que en otras localidades ésta yace sobre la Formación Cañón de Caballeros, lo que brinda información sobre la superficie expuesta en el momento del depósito. Esta relación sugiere una deformación del pre-Pensilvánico inferior que afectó a las rocas del Silúrico y Misisípico inferior.

Finalmente Stewart et al. (1999) denominan a la Fm. Del Monte como una unidad turbidítica caracterizada por capas gradadas de caliza grainstone con cuarzo, depositadas por flujos de arenas.

4.2.5 Fm. Guacamaya

La Fm. Guacamaya, según Stewart et al. (1999) es la más joven y de mayor espesor de las unidades paleozoicas sedimentarias. Se caracteriza por ser una secuencia turbidítica de intercalaciones de areniscas y limolitas con abundantes detritos de origen volcánico que se depositaron durante el Pérmico inferior.

Estratigráficamente se encuentra en contacto por falla con la Formación Del Monte y subyace discordantemente a la Formación La Joya perteneciente al Jurásico. Gursky y Michalzik (1989) denominan a esta formación como perteneciente a un depósito de *flysch* de aguas profundas.

4.3 Tonalita Peregrina

En el contacto por falla que existe entre el Gneis Novillo del Precámbrico y el bloque SW del Esquisto Granjeno del Paleozoico, se encuentra emplazado tectónicamente un cuerpo intrusivo de composición tonalítica denominado informalmente Tonalita Peregrina por De León-Barragán (2012) (Fig. 4.1). Este cuerpo ígneo aflora en los cañones Novillo, Peregrina y Caballeros (Ramírez-Ramírez, 1992) y es la segunda unidad de estudio de este trabajo. Cabe destacar que las implicaciones geológicas propias de la génesis y emplazamiento de esta unidad no han sido totalmente esclarecidas.

Este cuerpo ígneo se presenta con una orientación en general NNW-SSE, alcanza una longitud aproximada de 15 km y tiene un espesor altamente variado alcanzando un ancho máximo de 1.7 km y desaparece por acúñamiento. Los contactos con las unidades circundantes en general son cortantes y subverticales (figs. 4.6 y 4.7) y son identificables en los tres cañones que cortan al Anticlinorio Huizachal-Peregrina.

El primer intento por asignar una edad a este cuerpo fue por parte de Fries y Rincón-Orta (1965), donde por el método de K/Ar en muscovitas, obtuvieron una edad de 310 ± 10 Ma, donde mencionan la posible relación de esta edad con el Esquisto Granjeno.

La edad de cristalización obtenida para este cuerpo fue calculada por el método de U-Pb en circones por el método de TIMS por Dowe et al. (2005), quienes obtuvieron una serie de datos discordantes con una intercepción superior de 990 ± 46 Ma y una intercepción inferior de 351 ± 54 Ma, siendo ésta última la que interpreta como edad de cristalización. En el mismo trabajo se presentan datos geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovitas del cual obtienen una edad de 313 ± 7 Ma, dato que interpretan como edad de enfriamiento del plutón o como la edad de la intrusión tectónica entre ambas edades metamórficas (Trainor, 2010). Lo anterior refleja el alto grado de incertidumbre que existe en la edad de cristalización de la Tonalita Peregrina, dato indispensable para generar un modelo conjunto de la geología del AHP y su relación con la geología regional.



Fig. 4.6 Contacto tectónico entre la unidad Tonalita Peregrina (izquierda) y la unidad Esquisto Granjeno (derecha). Cañón Peregrina, Tamaulipas. Coordenadas 2628541N – 140469593E.

En cuanto al emplazamiento de dicho cuerpo ígneo se han realizado inferencias a partir de la presencia de xenolitos tanto del Gneis Novillo como del Esquisto Granjeno evidenciando que la intrusión fue posterior al contacto tectónico entre el Esquisto Granjeno y el Gneis Novillo (Fries y Rincón-Orta, 1965). La presencia de deformación en el granitoide que se manifiesta mediante una intensa cataclasis y foliación, en menor medida expresan el movimiento tectónico de la falla posterior a la intrusión (Ortega-Gutierrez, 1978; Trainor, 2010).

De manera general, los afloramientos de la Tonalita Peregrina se encuentran altamente afectados por el intemperismo, generalmente se encuentra cubierto por una pátina de color ocre (Fig. 4.7). De igual manera la alteración sericítica disminuye la competencia de la roca provocando un marcado efecto erosivo.



Fig. 4.7 Contacto tectónico entre la unidad Tonalita Peregrina (izquierda) y la unidad Gneis Novillo (derecha). Cañón Peregrina, Tamaulipas. Coordenadas 2630635N – 140468866E.

En muestra fresca de mano, se observan cristales subhedrales de color blanco, de plagioclasa y dispuestos en un arreglo caótico, con hábitos tabulares a sub-redondeados, con tamaños que van de < 1mm hasta 1 cm aproximadamente. Cristales de cuarzo tabulares que van de <1mm hasta 0.5 cm, además se observan cristales de biotita que se encuentra redondeada por clorita (Fig. 4.8).

La alteración del cuerpo ígneo es aprovechada económicamente por medio de la extracción de feldspatos alterados para la obtención de arcillas por la empresa Recursos Minerales del Norte S. A. de C. V. (Fig. 4.9)

De igual manera que con la Riolita Aserradero, las muestras obtenidas por De León Barragán fueron utilizadas para este trabajo, cuya ubicación se encuentra enlistada en la Tabla 4.3. Adicionalmente se recolectaron un set de muestras para ampliar el muestreo en esta unidad, enlistadas en la Tabla 4.4.



Fig. 4.8 Muestra de Tonalita Peregrina en fractura fresca en donde se puede apreciar la textura granular gruesa y la mineralogía del cuerpo ígneo. Coordenadas 2621588N – 140474332E.



Fig. 4.9 Afloramiento de Tonalita Peregrina siendo erosionado a causa del alto grado de alteración. Coordenadas 2630584N – 140468584E

Tabla 4.3 Lista y ubicación de muestras obtenidas por De León-Barragán (2012) de la Tonalita Peregrina en el Aticlinorio Huizachal-Peregrina.

Clave	Coordenadas (UTM)		Cañón
	Norte	Este	
CNI1	2623410	140472505	Novillo
CPI1	2627914	140470191	Peregrina
CPI2	2627992	140470183	
CPI3	2628006	140470178	
CPI4	2628032	140470184	

Tabla 4.4 Lista y ubicación de muestras obtenidas para este trabajo de la Tonalita Peregrina el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Muestra THNL1A utilizada para geocronología.

Clave	Coordenadas (UTM)		Cañón	Clave	Coordenadas (UTM)		Cañón
	Norte	Este			Norte	Este	
THNL1	2621588	140474332	Novillo	TCCL1	2630635	140468866	Caballeros
THNL2	2621523	140474303		TCCL2			
THNL3	2621494	140474294		TCCL3			
THNL4	2621463	140474239		TCCL4			
THNL1A	2621632	140474371	Novillo	TCCL5	2630584	140468584	
TPDL1	2628493	140469689	Peregrina	TCCL6			
TPDL2	2628486	140469653		TCCL7			
TPDL3				TCCL8			
TPDL4				2628541			140469593
TPDL5							

4.4 Esquisto Granjeno

Dentro de las unidades paleozoicas expuestas en el basamento de la SMO se encuentra un complejo metamórfico de grado bajo-medio en facies de esquistos verdes con componentes metasedimentarios y metaígneos, denominado por Carrillo-Bravo (1961) como Esquisto Granjeno (EG).

Este complejo metamórfico aflora en diversas áreas de la SMO como lo son el núcleo erosionado del AHP y los altos estructurales de Bustamante y Miquihuana en el estado de Tamaulipas así como en Aramberri, Nuevo León (Fig. 4.10).

El EG se divide en dos bloques con tendencia NW (Fig. 4.1), ubicados al NE y SW de la estructura mayor (AHP) y se encuentran delimitados por fallas. El bloque ubicado al NE tiene alrededor de 13 km de largo y un ancho de 2 km, mientras que el bloque de la parte SW se extiende a lo largo de 10 km con un ancho máximo de 3 km.

Afloramientos del bloque SW del EG se exponen a lo largo de los cañones Caballeros, Novillo y Peregrina y se encuentran en contacto por falla con un ángulo promedio cercano a 90° con el cuerpo tonalítico y en contacto discordante subyaciendo a los lechos rojos del Grupo Huizachal (Ramírez-Ramírez 1992) y además es este bloque el cual contiene a la denominada Serpentinita Victoria (Alemán-Gallardo, 2012).

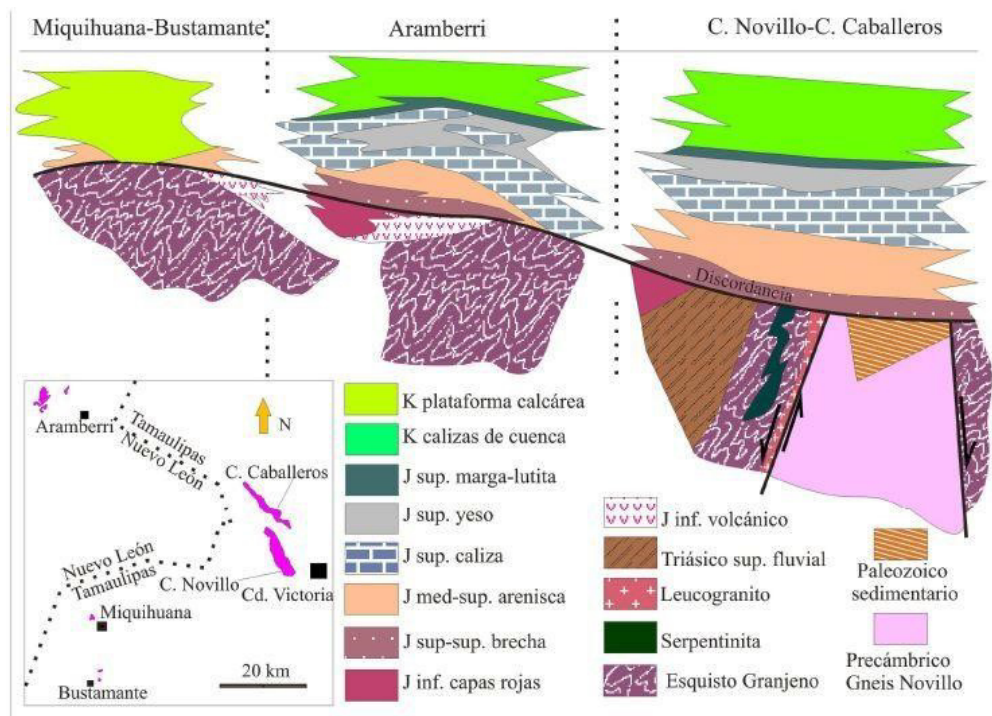


Fig. 4.10 Exposiciones de EG en el NE de México y su relación con otras unidades en dichas localidades. Tomado de Barboza et al. (2011).

El bloque NE se encuentra en contacto por falla hacia el W con el bloque central de la secuencia sedimentaria Paleozoica mientras que al E subyace discordantemente a los lechos rojos del Grupo Huizachal (Ramírez-Ramírez, 1992).

Dada la variedad de litologías presentes tanto en el EG como en los respectivos protolitos correspondientes a cada una de ellas, la datación isotópica para el EG ha sido tema controversial,

aunado a la baja precisión que ofrecían los métodos isotópicos en la década de los 70's. Lo anterior se ejemplifica con una serie de trabajos publicados en dicha década, donde Denison et al. (1971) presentan una edad para este complejo metamórfico, asignándole una edad K/Ar en micas y Rb/Sr en roca total perteneciente al Pensilvánico Temprano y Medio.

De Cserna et al. (1977) realizaron dataciones también por los métodos de K/Ar en micas y de roca total por el método Rb/Sr para esta unidad. En las dos muestras analizadas obtienen una edad de 446 Ma y 373 Ma, de lo que interpretan que la edad de esta unidad no puede ser anterior a 446 Ma pero aclarando que dicho dato no puede ser interpretado como edad absoluta.

Por otro lado, Garrison (1978) hace una re-interpretación de los datos publicados por De Cserna et al. (1977), concluyendo una edad promedio mediante Rb/Sr de 330 ± 30 Ma, interpretando esta edad como correspondiente al evento metamórfico del Pensilvánico Temprano, corroborando el modelo propuesto por Ramírez-Ramírez (1978). Posteriormente, De Cserna y Ortega-Gutiérrez (1978) concluyen que los datos existentes son insuficientes para determinar la edad del Esquisto Granjeno, pero sí para inferir que a 300 Ma ocurrió un evento térmico que afectó tanto al Esquisto Granjeno como a la Tonalita Peregrina.

En trabajos más recientes, Dowe et al. (2005) mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fengita, obtiene una edad de 300 ± 4 Ma, la cual interpreta como edad de enfriamiento del EG, posteriormente Barboza-Gudiño et al. (2011) mediante el método de U-Pb en circones, determinan que los sedimentos que conforman el protolito del EG se depositaron en una cuenca tipo *backarc* desde el Cámbrico inferior (530 Ma) y hasta el Devónico superior (368 Ma). Las probables fuentes para estos sedimentos las interpreta como rocas pertenecientes al Orogeno Grenvilliano, el evento tectonotermal Pan-Africano, magmatismo del Ordovícico además de litologías pre-Grenvillianas. Torres-Sánchez et al. (2015) presentan una edad promedio para el metamorfismo de esta unidad de 300 ± 4 Ma.

En cuanto a las litologías que forman parte del Esquisto Granjeno, éste se encuentra en parte constituido por una diversa variedad de orden metasedimentario y metaígneo. Entre la parte metasedimentaria predomina el esquisto pelítico, que consiste esencialmente en filitas y generalmente se encuentra intercalado con esquisto psamítico de grano fino (Dowe, 2005), también incluye esquisto silíceo (metapedernal), calcoesquisto (mármol), metagrauvaca, esquisto de cordierita y grafito (Ramírez-Ramírez 1978).

Formando parte del EG se encuentran también rocas metavolcánicas de composición máfica y esquistos de actinolita y epidota además del ya mencionado cuerpo metaígneo altamente serpentinizado, asociación que sugiere una historia geológica relacionada con un margen divergente, debido a que contiene algunos de los elementos presentes en una secuencia ofiolítica (Ramírez-Ramírez, 1978, Alemán-Gallardo, 2012, Torres-Sánchez et al., 2015).

La deformación del esquisto en estos afloramientos es el resultado de por lo menos cuatro eventos deformativos (Barboza-Gudiño et al. 2011). Los eventos denominados D_1 y D_2 son diferenciados temporalmente por datar a la Tonalita Peregrina anterior y posteriormente a su emplazamiento respectivamente y D_3 que añade microplegamiento o crenulación, y un evento D_4 que produce pliegues similares a los encontrados en la secuencia Silurico-Pérmico sobreyacente al Gneis Novillo (Torres-Sánchez, 2010).

Este ensamble de rocas polideformadas había sido interpretado como un prisma oceánico de acreción asociado con el cierre del océano Rhéico en el Paleozoico tardío (Garrison et al., 1980, Ortega-Gutierrez, 1981, Ramírez-Ramírez, 1992, Dowe, 2005; Nance, 2007;). En modelos más recientes (Dickinson y Lawton, 2001, Keppie et al., 2008, Barboza-Gudiño et al., 2011, De León Barragán, 2012, Alemán-Gallardo, 2012, Torres-Sánchez et al., 2015) se propone el origen tanto del Esquisto Granjeno como de la Riolita Aserradero y la Tonalita Peregrina, como productos de un margen convergente desarrollada al oeste del recién formado Pangea durante el Carbonífero, como se muestra en la Fig. 4.11. Barboza-Gudiño et al. (2011), infieren, dadas las semejanzas litológicas con el complejo Acatlán del sur de México, una continuidad hacia el sur de dicho evento, proponiendo el cinturón Granjeno-Acatlán.

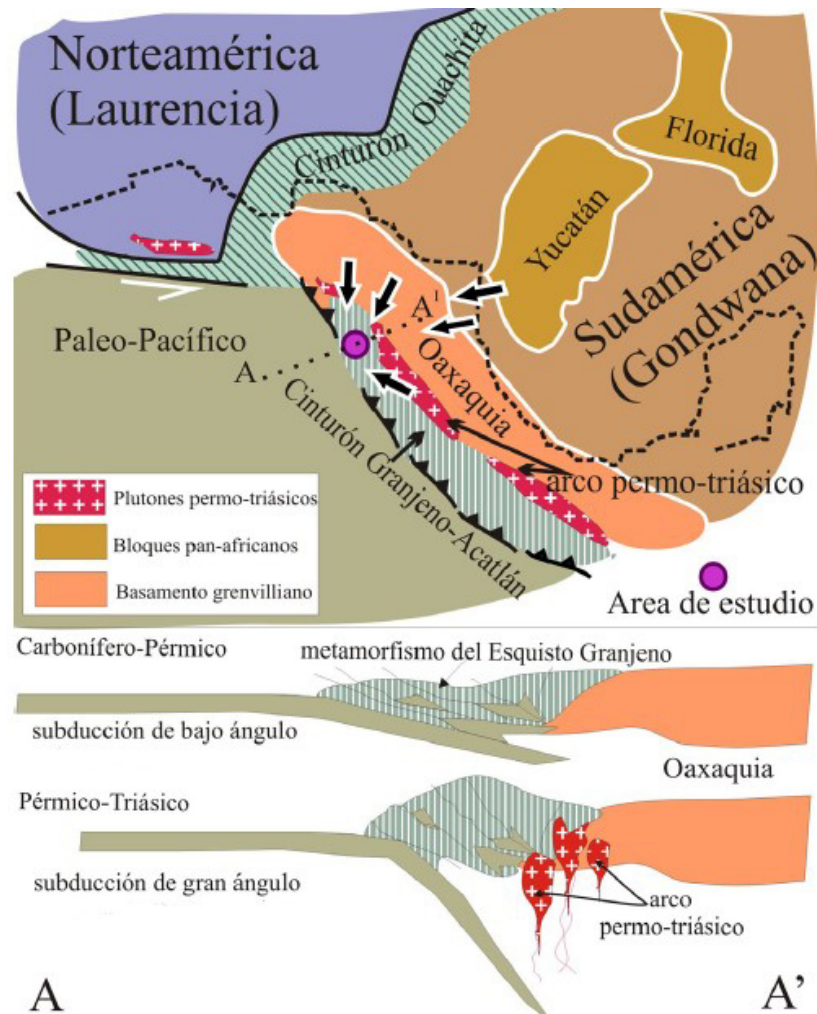


Fig. 4.11 En la parte superior se muestra el modelo paleogeográfico en el cuál se generaron el Esquisto Granjeno y el magmatismo de la Riolita Aserradero y la Tonalita Peregrina, las flechas indican el aporte de circones hacia el Esquisto Granjeno. En los perfiles de la parte inferior se muestra el desarrollo tectónico para las unidades mencionadas. Tomado de Barboza-Gudiño et al. (2011).

4.4.1 Esquisto Metasedimentario

La litología más común de las rocas de origen sedimentario dentro del EG son las metapelitas que son ricas en mica y grafito (Ramírez-Ramírez 1992) y ocurren tanto en forma aislada como intercaladas rítmicamente con esquistos psamíticos de grano fino. Se encuentra cortado por segregaciones de cuarzo dispuestas de manera paralela a la metaestratificación (Torres-Sánchez, 2010) y posee una fábrica bien desarrollada con brillo sedoso debido a la abundante presencia de filosilicatos finos.

Se encuentra compuesto de porfiroblastos de albita en una matriz foliada de fengita y cuarzo (Torres-Sánchez, 2010) y la paragénesis mineralógica incluye además clorita, grafito, plagioclasa (oligoclasa, además de albita).

Otra unidad presente en la parte metasedimentaria del EG es la intercalación de esquisto pelítico con psammítico, unidad que se diferencia de la anterior por la escala de las intercalaciones es de alrededor de 1 cm, característica que le brinda a la roca una mayor competencia.

Dowe (2004) describe la relación entre esquisto pelítico y psammítico como intercalaciones donde el primero tiene espesores promedio de entre 1 y 2 cm y el segundo presenta generalmente entre 3 y 10 cm.

Esquistos ricos en grafito se encuentran en contacto deposicional con otras litologías pelíticas y en contacto con ellas a lo largo de fallas. Los afloramientos de esta unidad llegan a alcanzar los 20 m de espesor (Dowe, 2004) y presentan una fábrica bien desarrollada al igual que en el esquisto pelítico.

Presenta una tonalidad que poco varía entre gris oscuro y negro y se ve fácilmente alterado por intemperismo presentando una coloración naranja y mineralógicamente el grafito presenta un porcentaje similar al del cuarzo.

Próximo al cuerpo serpentinitico se encuentran metaestratos intercalados de esquisto de sílice microcristalino y esquisto de grano fino rico en sílice y micas en una relación similar a la del esquisto pelítico con el psammítico, presentando un color gris palido-café.

En contacto subvertical con las unidades metasedimentarias se encuentra un esquisto de grano fino de origen volcanoclástico que se encuentra compuesto de intercalaciones de capas verde-azul claro con capas gris oscuro (Dowe 2004).

La mineralogía principal en este esquisto se encuentra ocupada por clorita, actinolita y epidota en las capas claras, mientras que en las capas oscuras se encuentra clorita, actinolita, albita y cuarzo (Ramírez-Ramírez, 1992).

4.4.2 Esquisto Metaígneo

El Esquisto Granjeno cuenta con una componente metaígnea, que se encuentra intercalada con el esquisto de origen sedimentario que Torres-Sánchez (2010) describe como metabasaltos y

rocas volcánicas de textura afanítica y se encuentra presente principalmente en los cañones Novillo y Peregrina. En los afloramientos de Aramberri y Bustamante se presenta como metabasaltos y metapillow lavas.

Esta unidad parece estar en contacto deposicional con respecto a otras litologías pero también se encuentra con contacto de falla paralelo a la foliación principal y parece estar menos foliado que las unidades de protolito sedimentario por su bajo contenido en micas.

Para la metatoba Torres-Sánchez et al. (2015) la describen como capas de grano fino, homogéneas de coloración de verde a azul, las cuales tienen una foliación con orientación NW-SE y un espesor de 1 a 20 cm, intercaladas con metapelitas y metapsammitas.

En base al tamaño de grano y fábrica, se distinguen dos tipos de metabasaltos, el primero aflora en el cañón Novillo, y se caracteriza por tener grano grueso y una coloración que va de verde a gris con foliación pobremente desarrollada. El segundo tipo aflora en el cañón Peregrina y se caracteriza por ser un basalto de grano fino con estructuras internas de flujo (Torres-Sánchez et al., 2015).

Torres-Sánchez et al., 2015 infieren para el magmatismo del esquistos Granjeno en los cañones Novillo y Peregrina, un origen de N-MORB, además de magmatismo asociado a E-MORB para el último, mientras que para el magmatismo de los altos de Aramberri y Bustamante infieren una fuente tipo OIB. Lo anterior, sumado a la presencia de la Serpentinita Victoria sugiere una fuerte relación de esta unidad con la corteza oceánica.

3.4.3 Serpentinita Victoria

Este cuerpo metamórfico se encuentra ubicado dentro del bloque SW del esquistos Granjeno (Fig. 4.1), tanto en el cañón Novillo como en el de Peregrina. Alemán-Gallardo (2012) denominó informalmente a este cuerpo como Serpentinita Victoria.

La Serpentinita Victoria tiene unas dimensiones aproximadas de 10 km de largo por 0.5 km de ancho (Ramírez-Ramírez, 1992; Dowe, 2004) aunque en algunos sectores del cañón Peregrina el cuerpo se estrecha de tal manera que no alcanza más de 10 m.

Los contactos de la Serpentinita Victoria con el Esquisto Granjeno son abruptos y principalmente sub-verticales pero en algunas zonas el buzamiento de dicho contacto alcanza hasta 30° al SW.

El aspecto de la roca es variado y se presenta como ya se mencionó con una foliación altamente penetrativa. Ortega-Gutiérrez (1978) describe dentro de las estructuras del cuerpo serpentinitico una intercalación de bandas verde oscuras y claras, estructura que describe como remanentes del bandeamiento magmático original de una peridotita.

Dentro de las estructuras encontradas en el cuerpo serpentinitico se encuentran las que se asemejan a lavas almohadilladas (*pillow lavas*) y son masas elipsoidales de serpentinita masiva dentro de un cuerpo serpentinitico altamente cizallado con alto contenido de talco.

La composición mineralógica de estas serpentinitas está dada principalmente por los minerales del grupo de la serpentina: lizardita principalmente y crisotilo en menor medida, además contiene bastitas generadas por la serpentización de cristales de piroxenos que también están parcialmente conservados. Trazas de minerales opacos son observadas a escala de muestra de mano y de lámina delgada.

Una característica altamente notable sobre este complejo serpentinitico es la presencia de vetas de estichtita a nivel afloramiento y reemplazando minerales opacos en lámina delgada (Ehricke, 1998). Este mineral es fácilmente identificable por sus características coloraciones que varían de lila a morado e incluso gris azulado, altamente contrastante con las tonalidades verdes de las serpentinitas y sólo es conocido en 14 localidades en todo el mundo (Ashwal y Cairncross, 1997).

En general, el cuerpo serpentinitico se encuentra altamente cizallado, pero dicha deformación se encuentra en relación directamente proporcional al grado de serpentización, es decir, a medida que éste aumenta y los minerales de serpentinita se presentan de manera acicular, el fracturamiento de la roca es mayor. En contraste, las serpentinitas con grado de metamorfismo más bajo conservan incluso una textura granular, además de que el fracturamiento es menos intenso y la roca es más competente.

Basado en su textura, Alemán-Gallardo (2012) realizó una clasificación de las texturas de la Serpentinita Victoria e infirió que el protolito de la Serpentinita Victoria se encuentra entre la zona de transición manto-corteza oceánica (Fig. 4.12), puesto que la presencia de texturas cumúlitas

evidencia la proveniencia de ciertas zonas del cuerpo metamorfozido de esta zona de la secuencia ofiolítica del océano Paleo-Pacífico.

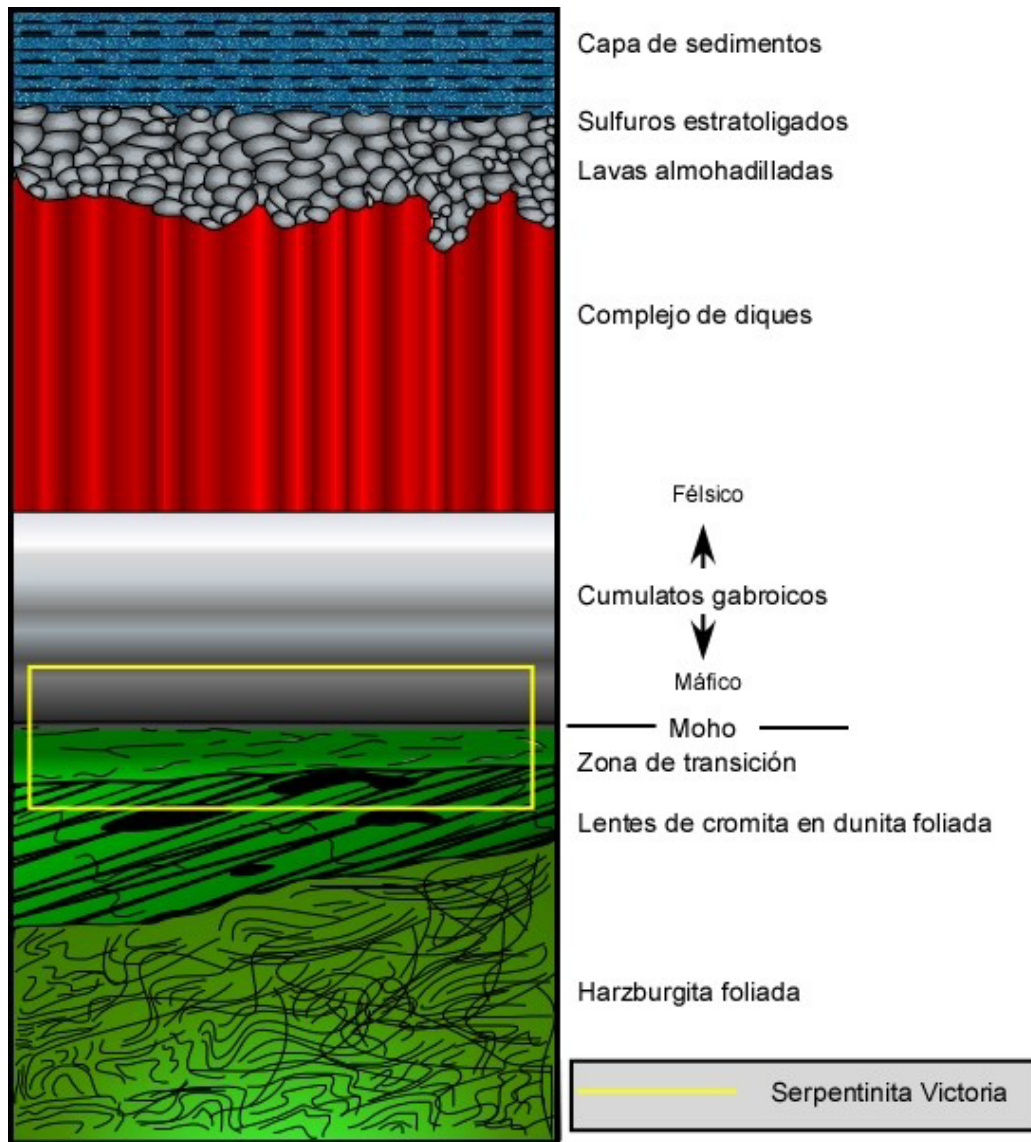


Fig. 4.12 Ubicación en la secuencia ofiolítica de los eductos de la Serpentinita Victoria. Modificado de Alemán-Gallardo (2012).

SERPENTINITAS CUMULÍTICAS. Es la variedad de rocas serpentinizadas con menor grado de metamorfismo, dado que aún conservan una importante cantidad de rasgos texturales y mineralógicos propios de las rocas pertenecientes a algún miembro de la secuencia ofiolítica. Esta variedad de serpentinita se presenta con una tonalidad de verde oscuro e incluso negro en muestra de mano.

Principalmente en este grupo destaca la textura cumúlítica e incluso en algunas zonas granular que posteriormente permiten identificar el protolito en lámina delgada como una dunita. Se distinguen cristales de piroxenos de aproximadamente 2 mm de diámetro así como zonas serpentinizadas que varían entre 2 y 5 mm.

Los afloramientos de esta variedad se encuentran poco cizallados pero cuentan con un numeroso grupo de fracturas que se encuentran altamente serpentinizadas. Dichas fracturas fueron los principales medios por los cuales ingresaron los fluidos a la roca, generando así el metamorfismo hidrotermal.

SERPENTINITAS SIN CIZALLA. Este grupo de serpentinitas es el más abundante de todos, muestra un grado de serpentización relativamente medio dado que en pequeños sectores de la roca se observan zonas de bajo metamorfismo en los que se pueden identificar aún elementos remanentes del protolito ígneo. No obstante las zonas serpentinizadas son más abundantes en la totalidad de la roca y los cristales de serpentina se muestran de una tonalidad verde pasto.

Los cristales de serpentinita se presentan de manera acicular principalmente y también en forma granular en los sectores de bajo metamorfismo. Este grupo se encuentra deformado tanto de manera frágil como dúctil, siendo dúctil en las zonas que se presenta metamorfismo avanzado y la roca se encuentra altamente foliada mientras que en las zonas con menor grado de serpentización la deformación se presenta a modo de fracturas y no está foliada.

SERPENTINITA GRANULAR. Este grupo de serpentinitas se encuentran principalmente dentro de planos de falla, donde las serpentinitas se presentan con una mayor competencia y una coloración verde azulada o verde menta.

Como su nombre lo indica, la textura de las rocas de este grupo es granular. Pero a diferencia de los grupos granulares descritos anteriormente, en este grupo la serpentización reemplazó totalmente los rasgos estructurales y mineralógicos del protolito. Debido a la competencia relativamente mayor en comparación a las distintas unidades, en esta no aparece un importante número de fracturas ni vetillas con mayor índice de serpentización.

SERPENTINITAS ACICULARES. Este grupo de serpentinitas se distinguen por su elevado grado de serpentización en el cual la roca consiste casi en su totalidad de cristales de serpentina principalmente aciculares. Dado el alto grado de serpentización no se presentan rasgos texturales o

mineralógicos de la roca original. El hábito acicular de los cristales de serpentina presentes en la roca le da un clivaje bien definido el cual disminuye la competencia de la misma.

SERPENTINITA ACICULAR CIZALLADA. Otro tipo de serpentinitas de alto grado de alteración hidrotermal el cual se caracteriza principalmente por dos cualidades aparte del grado de serpentización, que son su color verde lima (en ocasiones llegando a lucir incluso amarillo) y a que es principalmente en este tipo de serpentinita donde se presentan vetas del raro mineral estichtita.

En general este tipo de serpentinita se presenta con alto grado de cizallamiento e intensamente fracturado pero en algunas zonas también se presenta de manera masiva y poco fracturada. Se presenta en afloramientos que alcanzan alrededor de 10 m² o en vetas que cortan rocas con menor grado de serpentización.

Capítulo V. Análisis Petrológico

El análisis petrológico de este trabajo se encuentra dividido en tres secciones. La primera parte consta del análisis petrográfico de las unidades Tonalita Peregrina y la Riolita Aserradero, la segunda parte constituye la geoquímica y la tercera el análisis isotópico realizado para obtener la edad de las unidades.

5.1.1 Petrografía de Tonalita Peregrina

La petrografía se realizó a 23 muestras pertenecientes a la unidad Tonalita Peregrina y 26 muestras pertenecientes a la Riolita Aserradero, enlistadas en las Tablas 4.1 – 4.4. Las muestras elaboradas en láminas delgadas se analizaron bajo el microscopio petrográfico Leica DM750P y las fotomicrografías en este trabajo fueron tomadas con una cámara Leica DFC295 y procesadas digitalmente mediante el software Leica Application Suite V3 3.0.

Las láminas: THNL1, THNL2, THNL3 Y THNL4, pertenecientes a la unidad Tonalita Peregrina en el Cañón Novillo, presentan una gran similitud asociación mineral y textura, además de ser las muestras que mejor conservan la mineralogía y estructura originales de la roca. En general la tonalita posee una textura fanerítica de grano medio con cristales que llegan a tener ~2 mm de diámetro. Se encuentran constituidas principalmente por plagioclasa, cuarzo, ortopiroxeno, muscovita y clorita, y con calcita, ortoclasa, circón y esfena como minerales accesorios.

Los cristales de plagioclasa son los predominantes en estas muestras, tanto en abundancia como en tamaño ya que ocupan ~60 % de las muestras y lados de hasta 2 mm. Los cristales de este mineral se presentan de forma subhedral (Fig. 5.1) y con maclas polisintéticas, en la mayoría de los casos presentan fracturas con o sin desplazamiento aparente (Fig. 5.1 a). Presentan además zonación la cual se evidencia con diferentes ángulos de extinción de las maclas polisintéticas (Fig. 5.1 b-e); en algunos casos se aprecian cristales con maclas en “punta de lanza” (Fig. 5.1 f). En estas muestras el grado de alteración de los feldespatos por acción del intemperismo es relativamente bajo, en comparación con las muestras obtenidas en los demás afloramientos.

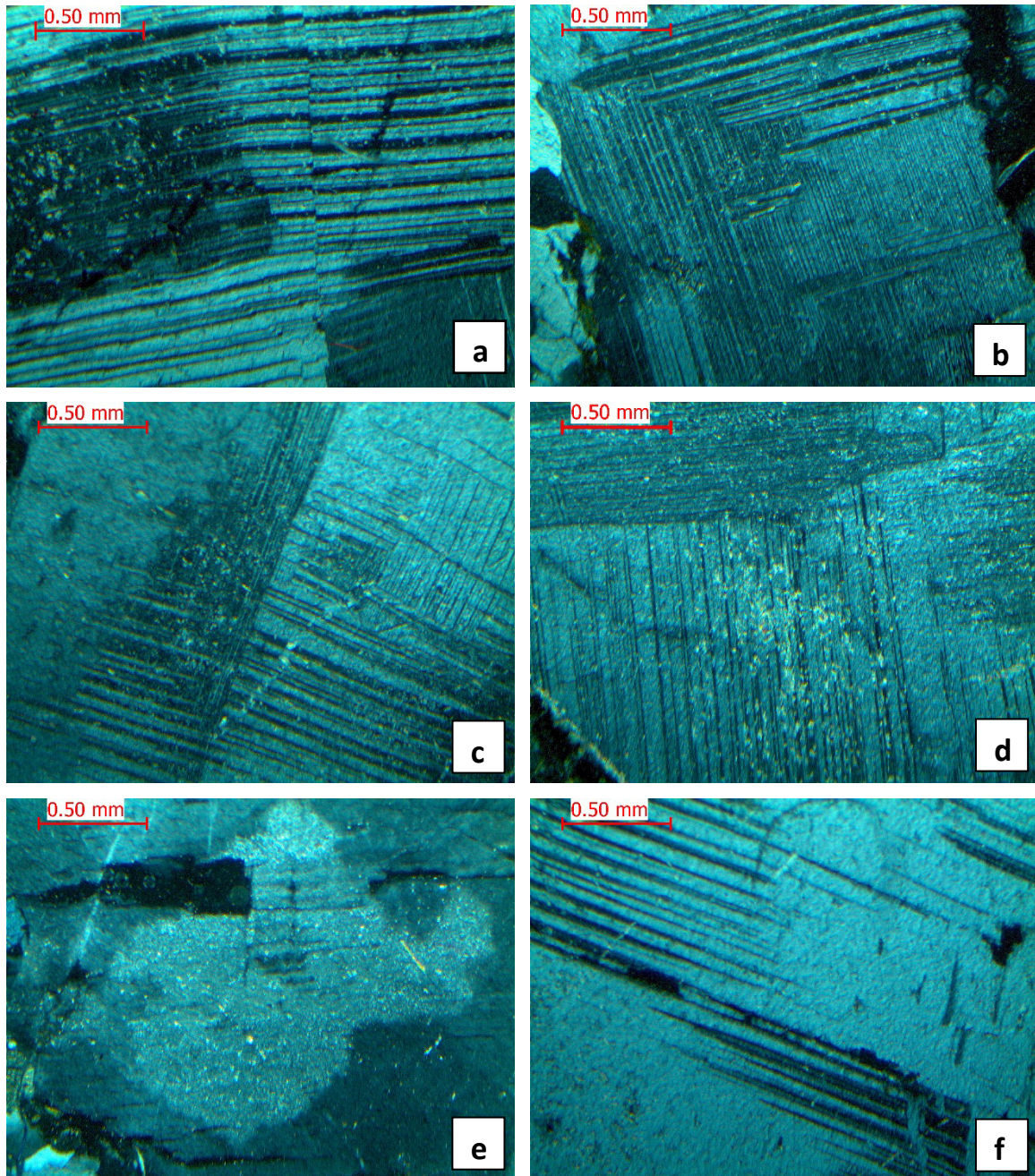


Fig. 5.1 Cristales de plg deformados en las muestras de la unidad Tonalita Peregrina en el Cañón Novillo. La deformación es producto del emplazamiento tectónico de la unidad entre el Gneis Novillo y el Esquisto Granjeno. a) Plg de la muestra THNL2, que presenta una fractura perpendicular al maclado con un ligero desplazamiento. b) Plg perteneciente a la muestra THNL3 con zonación evidenciada en el cambio de dirección de las bandas generadas por la macla polisintética. c) Plg perteneciente a la muestra THNL1 con zonación evidenciada en el ángulo de extinción de las bandas generadas por la macla polisintética. d) Cristal de plg con zonación y alteración de Ser. e) Plg perteneciente a la muestra THNL2 con macla parcialmente borrada. f) Plg de perteneciente a la muestra THNL3 con zonación y maclas en “punta de lanza”. Todas las fotos tomadas en N_x .

Los cristales de cuarzo se encuentran en tamaños de hasta ~ 2 mm y de forma anhedral y ocupan entre un 20 y un 35% vol. En general presentan extinción angulosa, con contactos rectilíneos y curvos con los cristales adyacentes, con texturas de entrecrecimiento de tipo consertal en donde los cristales tienen límites indentados (Fig. 5.2 a). Los límites de este cristal y la plagioclasa se presentan también de manera curva (Fig. 5.2 b). En menor medida se encuentran cristales de cuarzo con textura mirmequítica, en donde el cuarzo se encuentra de forma vermicular dentro de la plagioclasa (Fig. 5.2 c). También se encuentran cristales de cuarzo como relleno de fracturas en cristales de plagioclasa.

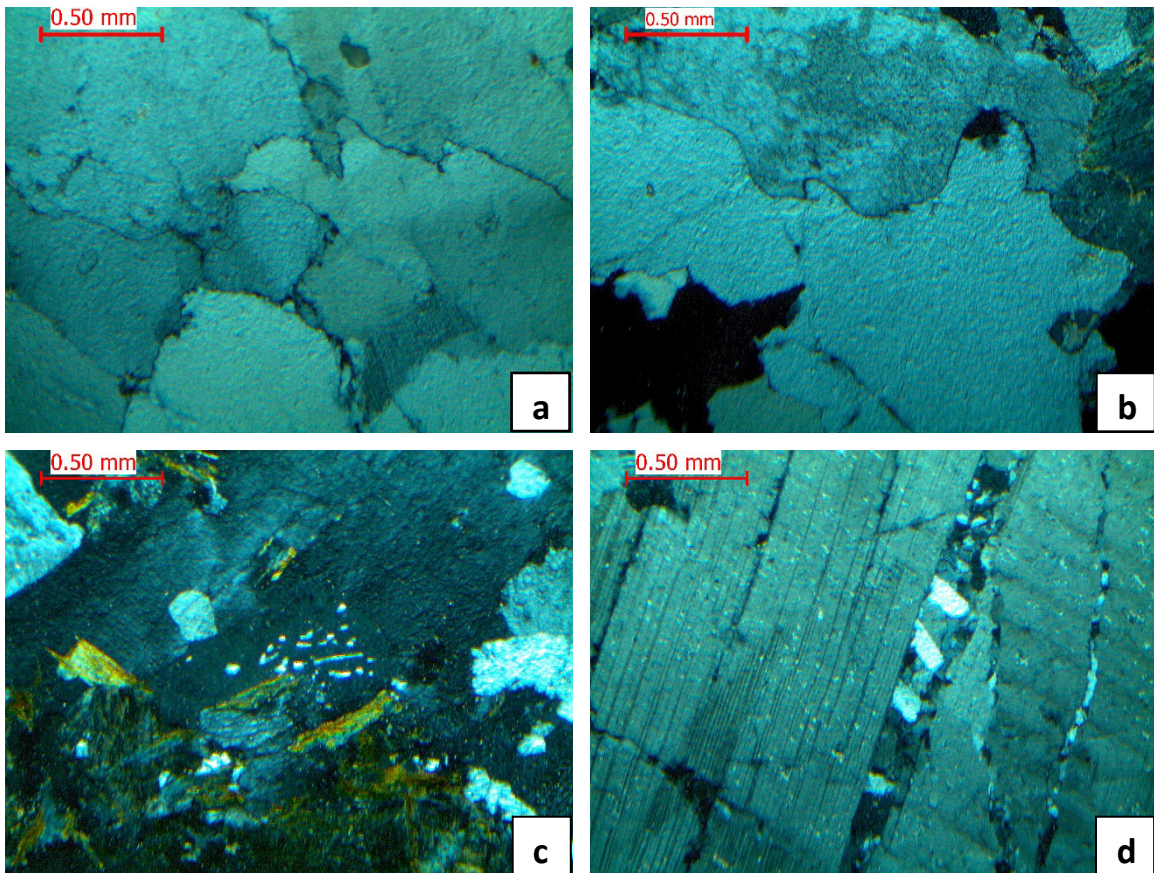


Fig. 5.2 Cristales de Qz y su relación con los cristales adyacentes. a) Cristales de Qz de la muestra THNL1 con textura consertal. b) Qz (centro) en contacto con plg (superior) con límites de cristales curvos, pertenecientes a la muestra THNL1 c) Qz en textura mirmequítica contenido dentro de Plg en extinción. d) Plg con fratura rellena de cristales de Qz y Plg, pertenecientes a la muestra THNL2. Todas las imágenes tomadas en N_x .

Los cristales de clorita se presentan como agregados de color verde en nicols paralelos, con pleocroísmo bien marcado en la variación de la intensidad de color (Fig. 5.3 a-b). Con N_X presenta colores de interferencia en tonalidades azules (Fig. 5.3 c-d). Este mineral presenta fracturas, remarcadas en muchos cristales por halos de oxidación, evidenciando que los componentes de los agregados pertenecen muy probablemente a algún miembro rico en Fe dentro del grupo de la clorita (p.e. chamosita).

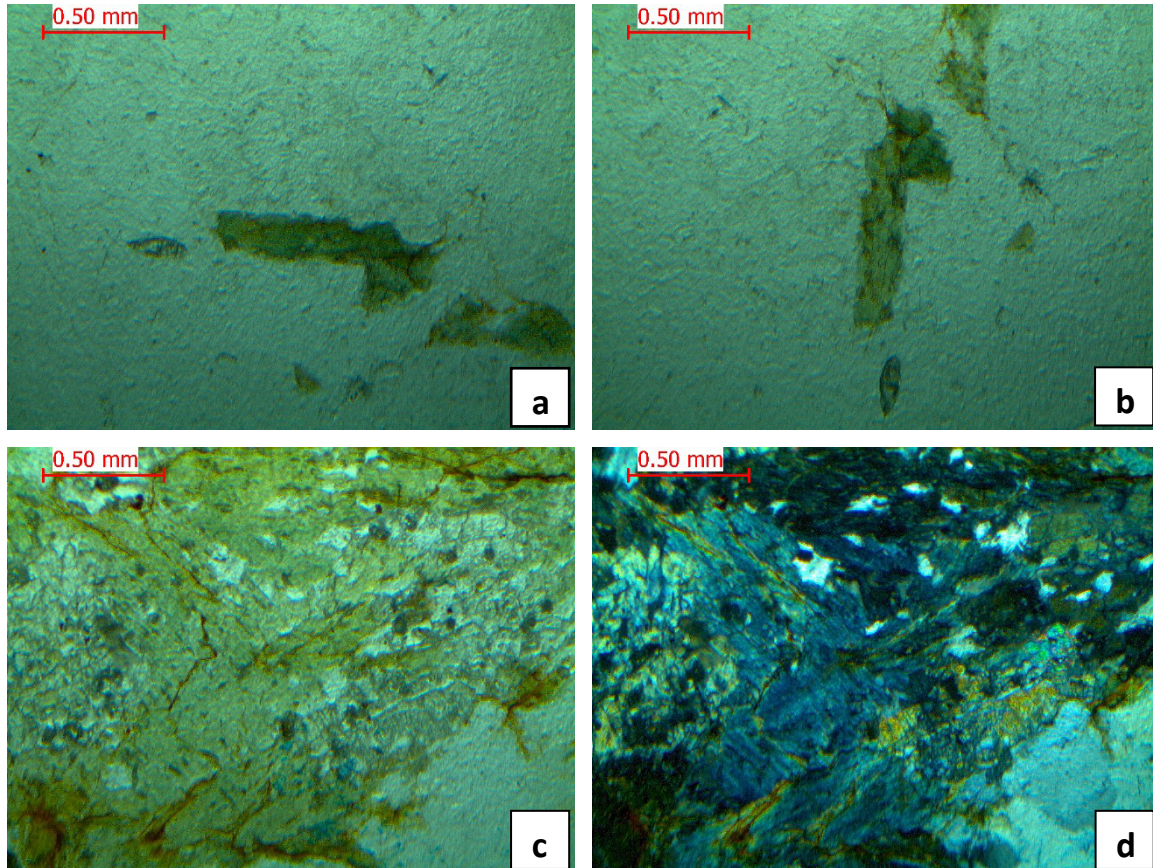


Fig. 5.3 a) Agregado de cristales de Cl en N_{II} en posición horizontal denotando un oscurecimiento de dichos cristales. b) Mismo agregado de cristales que en (a) con variación de $\sim 90^\circ$ remarcando el pleocroísmo del mineral, ambas fotos pertenecientes a la muestra THNL2. c) Agregado de Cl en N_{II} con fracturas con halos de oxidación en contacto con Opx. d) Agregado de Cl en N_X , ambas fotos pertenecientes a la muestra THNL2.

El ortopiroxeno se presenta de manera granular con cristales anhedrales y en algunas ocasiones subhedrales con tamaños de ~ 1.7 mm y con relieve alto. Se presenta como cristales incoloros en N_{II} y con colores de interferencia de primer orden en tonalidades amarillas en N_X (Fig. 5.4 a-b).

Los cristales de ortopiroxeno se presentan fuertemente fracturados y con una textura poiquilítica con cadacristales de plagioclasa. Como se observa en la Fig. 4.5 a-d, el ortopiroxeno se encuentra íntimamente ligado a la clorita, pues aparecen siempre en contacto, lo que se infiere como la clorita desarrollándose a partir del ortopiroxeno. Lo anterior remarca el carácter secundario de la clorita, o que ésta reemplazó al ortopiroxeno parcialmente mediante la interacción de fluidos, como lo puede suponer la interacción de ésta unidad con las adyacentes durante su emplazamiento tectónico en su posición actual.

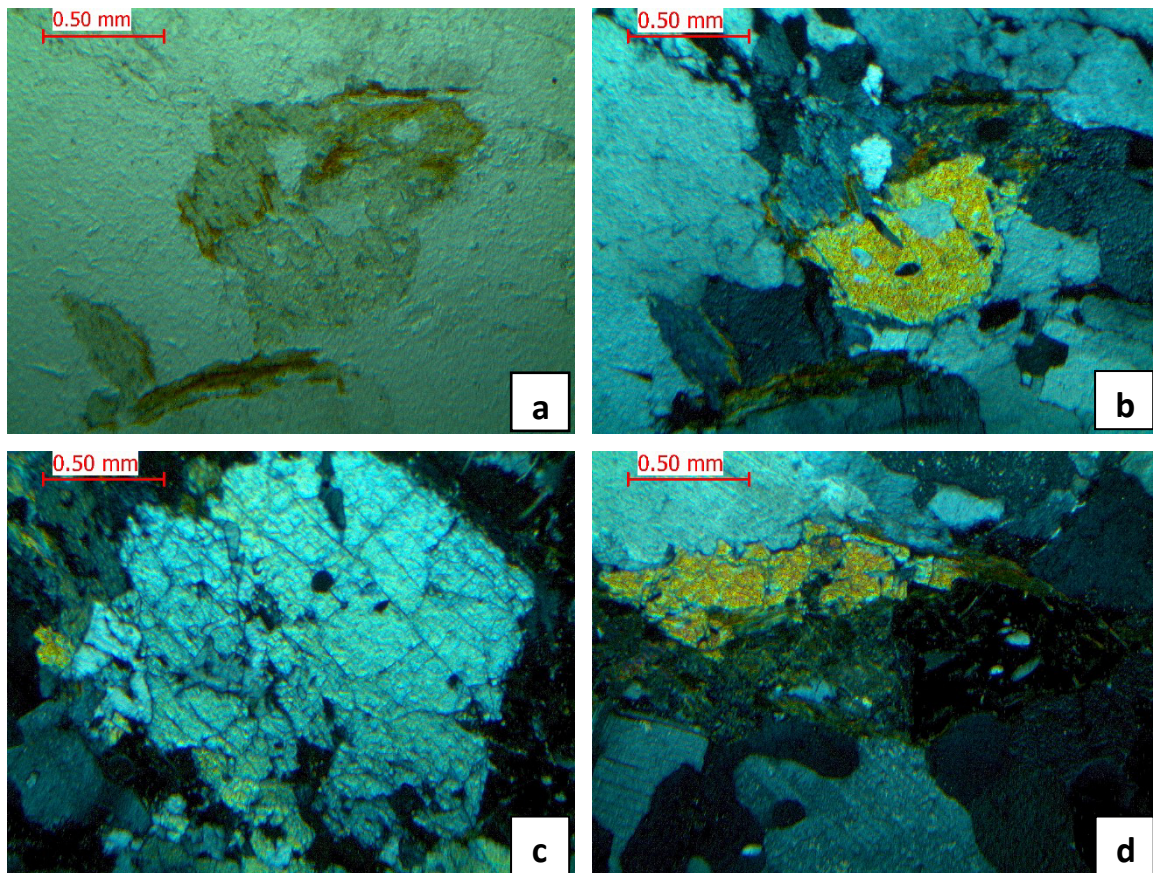


Fig. 5.4 Cristales de Opx. a) Opx (inferior) y Cl (superior) en N_{II} con textura poiquilítica y cadacristales de Plg pertenecientes a la muestra THNL3. b) Misma foto, en N_x . c) Opx altamente fracturado con textura poiquilítica y reemplazado en los bordes por Cl en N_x , perteneciente a la muestra THNL3. d). Opx (superior) reemplazado parcialmente por Cl (inferior) en N_x , pertenecientes a la muestra THNL4.

En menor abundancia se encuentran cristales de muscovita, en algunos casos relacionados a la presencia de clorita, indicando el probable origen de esta última especie a partir de la alteración de los piroxenos y la muscovita. La muscovita se presenta de forma granular con cristales anhedrales

de hasta ~ 2 mm. Presenta cristales incoloros en N_{II} y con tonalidades de segundo orden (verde, rosa y azul) en N_x y relieve alto. Al igual que el ortopiroxeno, presenta una textura poiquilítica (Fig. 5.5 a-f) y en algunos casos se encuentra relacionada con clorita, pero no exclusivamente.

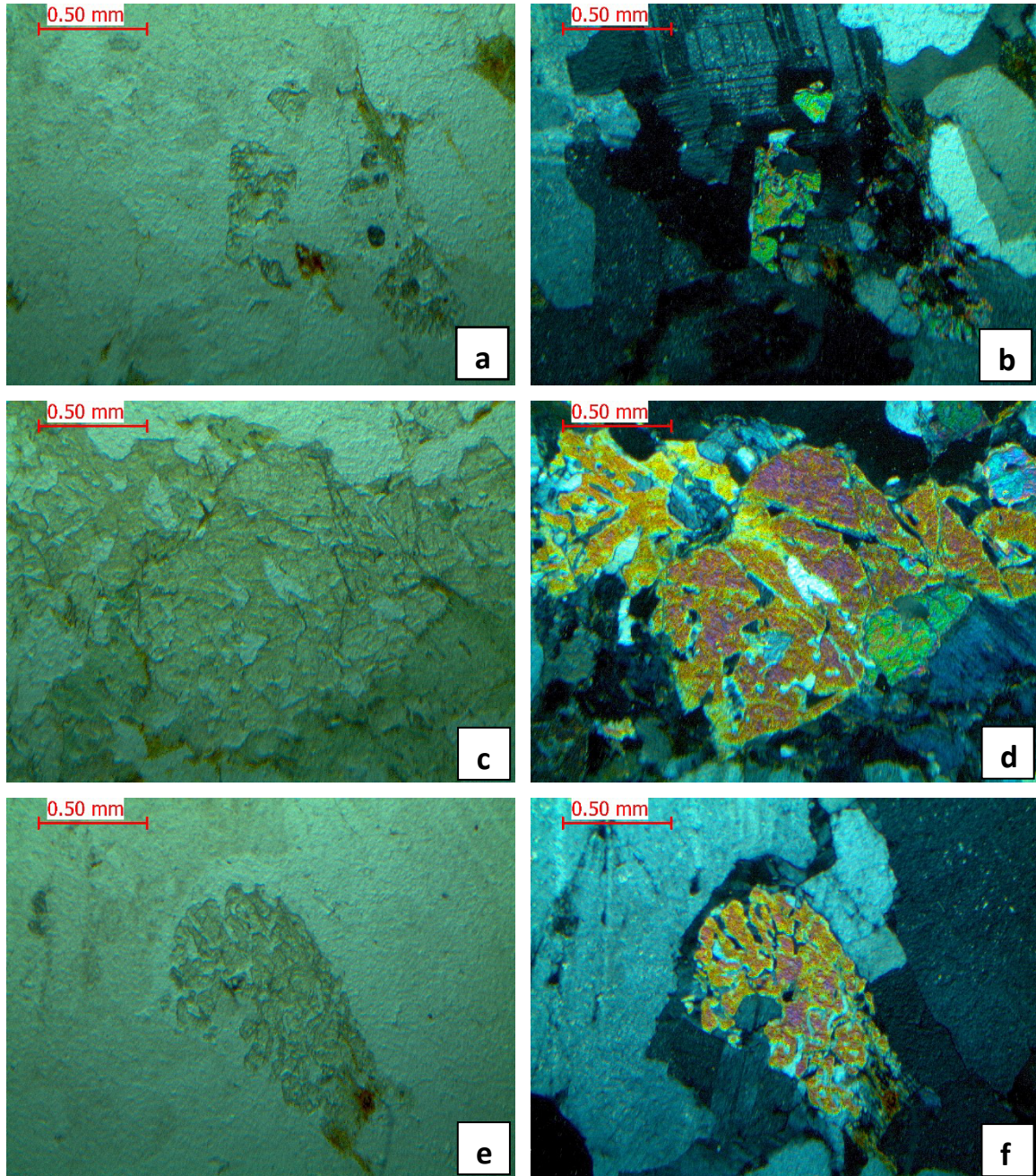


Fig. 5.5 Cristales de Ms en N_{II} (a, c y d) y N_x (b, d y f) mostrando su carácter granular anhedral con alto relieve y textura poiquilítica. a – b).

Cabe destacar la presencia de minerales accesorios como calcita que se encuentra dispersa principalmente en algunos cristales de plagioclasa como se observa en la Fig. 5.1 a-c, aparentemente como alteración a partir de este último mineral. También aparece una relativa abundancia de circones en las muestras menos alteradas (Fig. 5.6 a-c), fácilmente identificables por su tamaño, hábito prismático y alto relieve. Por último cabe destacar también la presencia de esfena, fácilmente reconocibles por su hábito prismático con terminación piramidal, coloración café en NII, su clivaje y extinción paralela (Fig. 5.6 d).

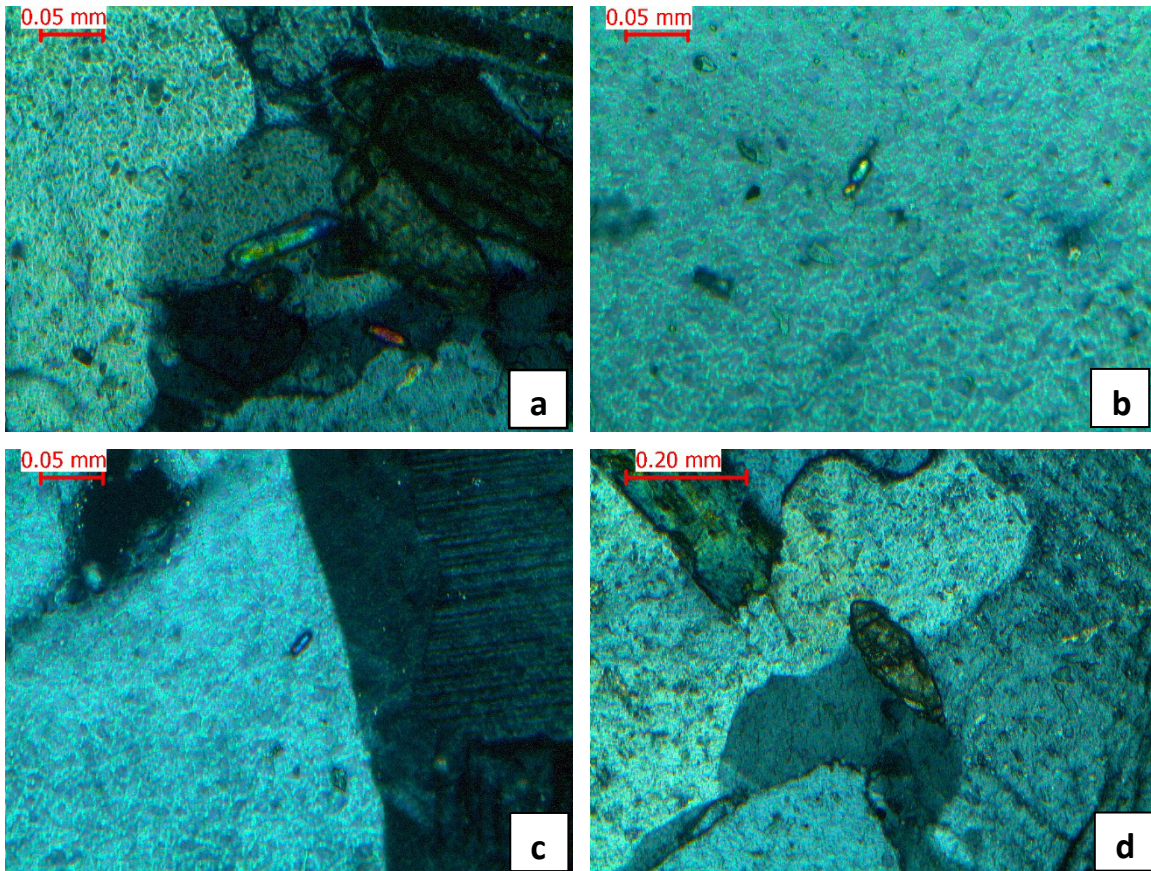


Fig. 5.6 a) Zrn en N_x de la muestra THNL2. b) Zrn en N_x de la muestra THNL1. c) Zrn en N_x de la muestra THNL3. d) Sfn en N_x de la muestra THNL2 pertenecientes a la muestra THNL2.

El resto de las muestras presentan un ensamble mineral y textura prácticamente igual al grupo anterior, con la diferencia de que poseen una mayor abundancia de minerales secundarios producto de alteración, principalmente calcita y sericita y menor presencia de minerales máficos. La sericita se presenta sustituyendo parcialmente a los cristales de feldespato. Otra diferencia notable

es el tamaño de los cristales de plagioclasa y cuarzo, tomando este criterio para separar 3 diferentes grupos.

El primer y más numeroso grupo se encuentra conformado por las muestras CNI1, perteneciente al Cañón Novillo, TPDL1, TPDL2, TPDL3, TPDL4, CPI2, y CPI3 pertenecientes al Cañón Peregrina y TCCL1 y TCCL4 pertenecientes al Cañón de Caballeros.

Este grupo presenta una textura muy similar a la anterior pero con un mayor grado de alteración. Posee un ensamble mineral de plagioclasa, cuarzo, calcita, clorita, muscovita y circón como fase accesoria, además de la presencia de óxidos de Fe diseminados con halos de oxidación.

Al igual que las láminas anteriores, posee una textura inequigranular. Las plagioclasas alcanzan 1 o 2 mm de diámetro, pero la alteración ha afectado sus formas pues en su mayoría se presentan de forma anhedral y con maclas polisintéticas zonadas y en ocasiones plegadas, (Fig. 5.7 a-b).

El cuarzo se presenta mediante cristales anhedrales en general de \sim .25 mm pero algunos cristales alcanzan hasta 1 mm, en textura granular y consertal (Fig. 5.7 c-d). Como ya se mencionó, la calcita se presenta como agregados ya sea rellenando fracturas o como alteración sobre los cristales de plagioclasa al igual que la muscovita (Fig. 5.7 e), aunque esta última también se presenta como cristales anhedrales aislados no mayores a .25 mm.

La clorita aparece como agregados de cristales que no respetan la disposición de los principales componentes de la roca, indicando que aprovechan probablemente fracturas y no remplazando a otro mineral como en el grupo anterior (Fig. 5.7 f).

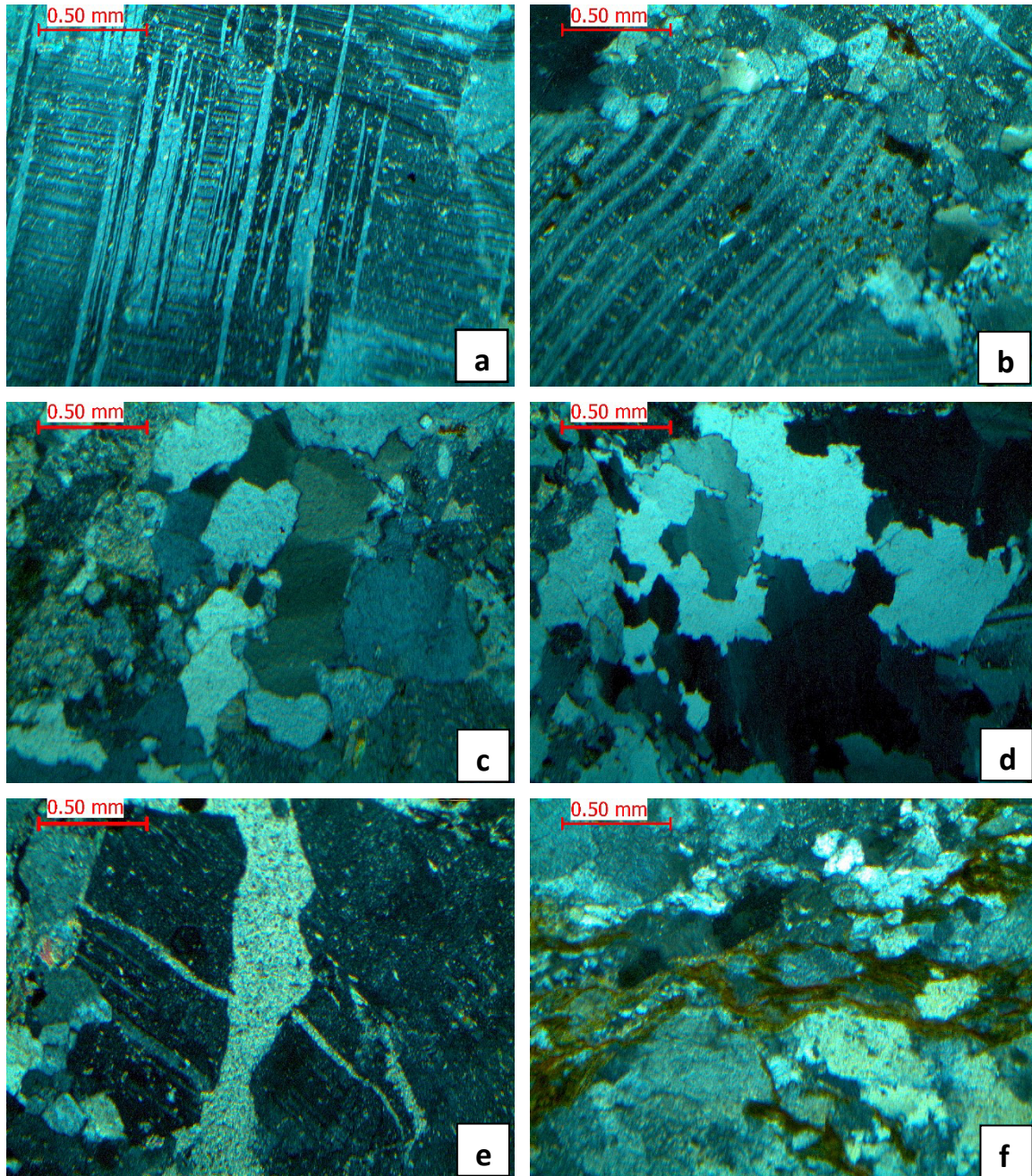


Fig. 5.7 a) Macrocristal de Plg con macla polisintética y zonación, perteneciente a la lámina CPI2. b) Plg con macla polisintética deformada de manera dúctil, perteneciente a la lámina CNI1. c) Qz anhedral en textura granular de la lámina TPDL1. d) Qz en textura consertal de la lámina CPI2. e) Plg con fractura rellena con agregados de Cal de la lámina CNI1. f) Agregados de Cl entre cristales de Plg y Qz en la lámina TPDL3. Todas las fotografías en N_x .

El segundo grupo se encuentra compuesto por las láminas: CPI4, TPDL4, TPDL7 pertenecientes al cañón Peregrina y TCCL7, TCCL2 y TCCL3 pertenecientes al cañón Caballeros. Este

grupo se caracteriza por tener una textura porfirítica de fenocristales de plagioclasa de hasta 2 mm y cuarzo de hasta 0.5 mm de diámetro con formas de subhedral a anhedral, en una matriz de grano fino de plagioclasa y cuarzo.

Los cristales de plagioclasa se presentan de diferentes tamaños, como macrocristales de hasta 2 mm y como parte de la matriz. En los fenocristales de mayor tamaño no se presenta macla polisintética (Fig. 5.8 a), mientras que en algunos cristales de menor tamaño se encuentran altamente fracturados (Fig. 5.8 b). En la matriz se pueden reconocer en algunos casos plagioclasa y cuarzo, donde en algunos sectores éstos pueden ser diferenciados (Fig. 5.8 c) y en otros no (Fig. 5.8 d).

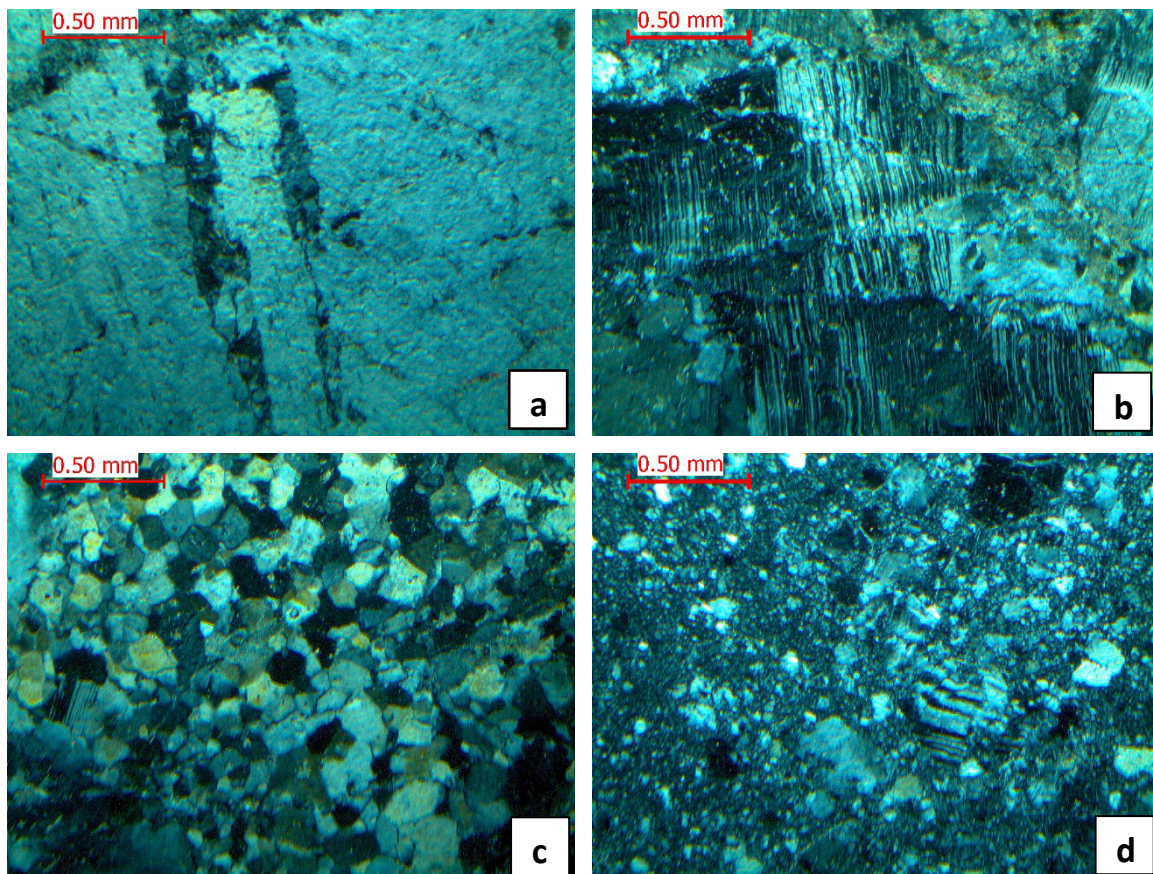


Fig. 5.8 a) Fenocristal de Plg de la lámina TCCL3. b) Plg con macla polisintética cortada por diversos planos de fractura, perteneciente a la muestra TCCL7. c) Plg y Qz anhedrales como parte de la matriz gruesa, lámina TCCL7. d) Fenocristales de Plg y Qz en matriz de la misma composición en la lámina TCCL7. Todas las fotos tomadas en N_x .

Las láminas pertenecientes a este grupo presentan un contenido mineralógico simple, pues sus constituyentes principales son solo cuarzo y plagioclasa. Como parte de la mineralogía secundaria de este grupo se encuentran algunas zonas con óxidos de Fe y fracturas rellenas por calcita y clorita (Fig. 5.9 a-d).

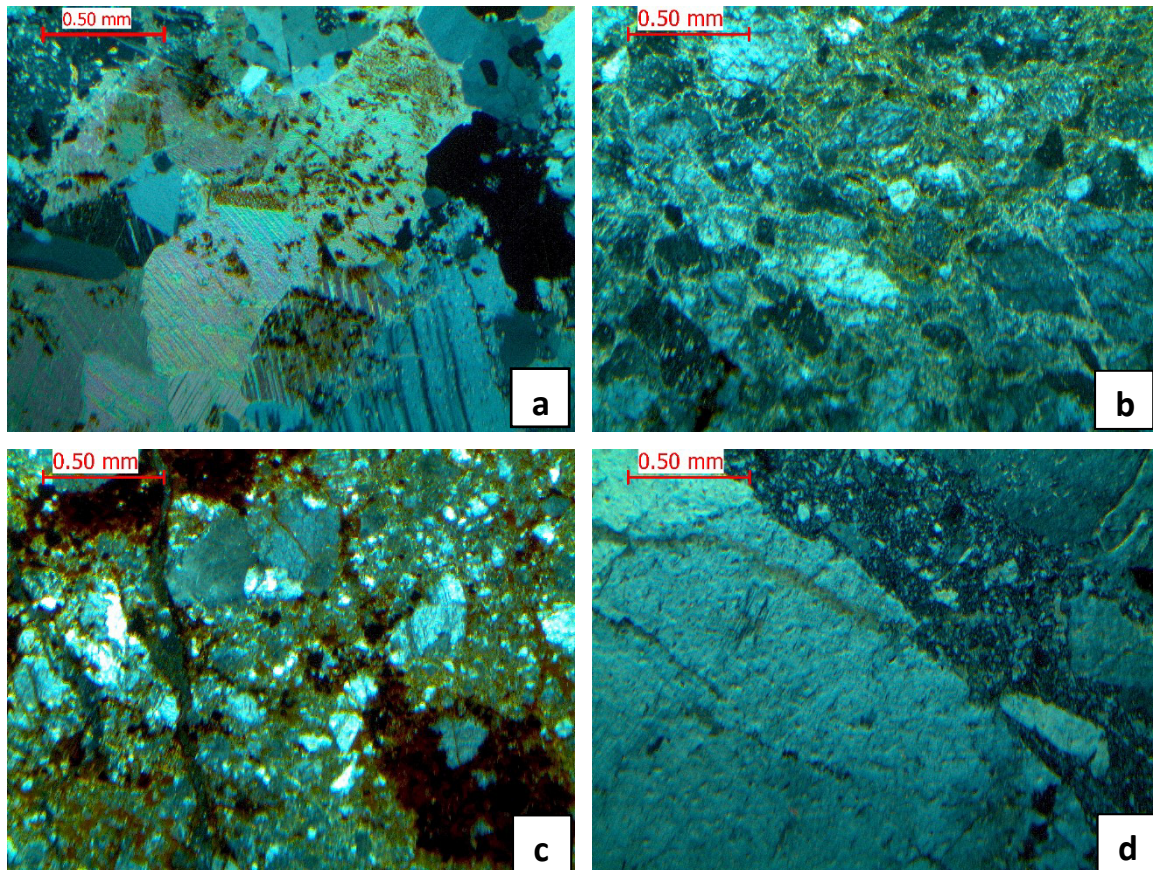


Fig. 5.9 a) Cristales de Cal bien desarrollados en plano de fractura en lámina CPI4. b) Agregados de Cl ocupando espacio entre cristales de Plg y Qz, en la lámina TPD4. c) Óxidos de Fe en lámina TPD4. d). Fenoristal de Plg con fractura rellena por matriz de Plg y Qz en la lámina TCCL7. Todas las fotos tomadas en N_x .

El grupo final se encuentra constituido solamente por las láminas TPCC4 y TPCC5, ambas pertenecientes al Cañón Caballeros. Este grupo se caracteriza por estar conformado principalmente por fenocristales de plagioclasa, con presencia de cuarzo en menor medida (Fig. 5.10 a-b). También se presentan cantidades accesorias de piroxeno (Fig. 5.10 c) y cuarzo en textura pseudo-mirmequítica (Fig. 5.10 d).

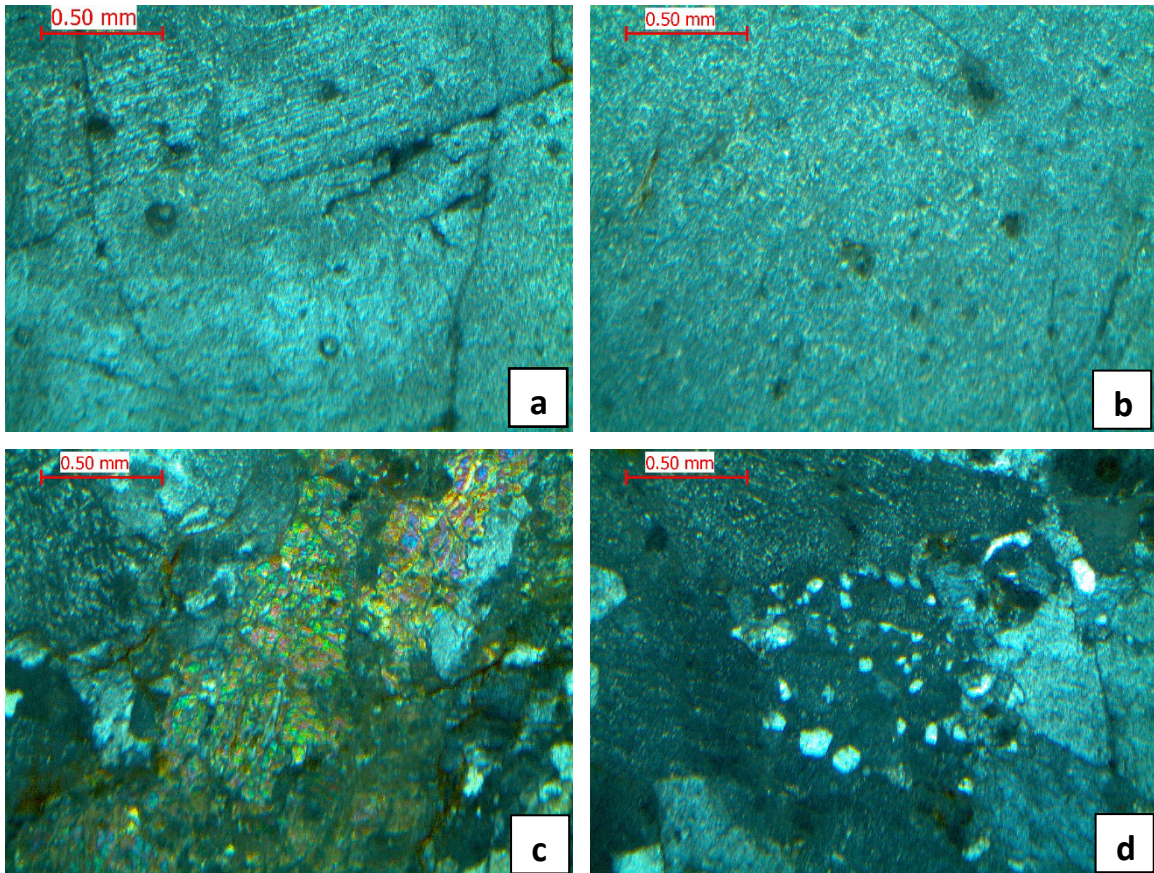


Fig. 5.10 a) Fenocristal de Plg de la lámina TCCL5. b) Fenocristal de Plg con macla polisintética parcialmente borrada de la lámina TCCL5. c) Px en textura poiquilítica cortado por fracturas rellenas de Cl con halos de oxidación de la muestra TCCL4. d). Qz en textura pseudo-mirmequítica de la lámina TCCL4. Todas las fotos tomadas en N_x .

Adicionalmente a la descripción petrográfica de las muestras, se realizó un conteo de 300 puntos por muestra para evaluar su composición modal, dichos resultados se encuentran enlistados en la Tabla 5.1. El conteo fue graficado en el diagrama clasificatorio QAPF propuesto por Streckeisen, (1976, Fig. 5.11). Como se aprecia en dicha figura, todas las muestras caen dentro del campo de Tonalita.

Tabla 5.1 Composición modal de la unidad intrusiva Tonalita Peregrina (en % por volumen).

Muestra	Qz	Plg	FA	Cl	Px	Bt	Ser	Cal	Zr	Op	Mx
THNL1	34.9	59.7	0.6	-	1.3	-	1.3	2.2	-	-	-
THNL2	19.2	68.4	5.2	5.2	1.0	1.0	-	-	-	-	-
THNL3	31.3	50.6	7.4	6.5	0.3	1.2	1.8	0.9	-	-	-
THNL4	20.5	60.9	3.6	10.9	1.4	1.4	-	1.4	-	-	-
CNI1	20.3	69.1	4.9	1.2	-	2.8	1.2	-	0.4	-	-
TPDL1	31.5	56.6	1.0	3.1	0.3	0.7	1.4	5.4	-	-	-
TPDL2	16.6	46.3	1.0	3.5	-	0.3	8.0	10.2	1.3	12.8	-
TPDL3	24.6	53.0	1.5	7.5	-	-	3.7	1.5	1.1	7.1	-
TPDL4	34.7	46.9	1.1	1.8	-	3.2	2.5	8.7	1.1	-	-
TPDL5	28.8	52.3	3.3	-	-	-	5.7	-	-	1.2	8.7
TPDL6	21.9	58.6	0.3	4.2	-	3.6	1.8	7.5	1.5	0.6	-
CPI1	20.9	70.1	3.9	2.0	-	1.2	2.0	-	-	-	-
CPI2	20.1	72.5	2.9	1.2	-	0.8	1.2	-	-	1.2	-
CPI3	21.4	70.2	4.2	1.3	-	0.8	1.3	-	-	0.8	-
CPI4	22.0	70.5	4.1	0.8	-	0.4	0.8	-	-	1.2	-
TCCL1	17.9	62.5	1.4	4.1	-	7.4	2.4	2.4	0.3	0.7	1.0
TCCL2	31.6	49.8	1.8	4.0	-	3.1	1.3	6.7	0.4	1.3	-
TCCL3	29.4	51.8	0.4	9.8	0.4	1.2	5.5	-	-	1.6	-
TCCL4	21.1	63.2	2.3	6.8	0.9	0.3	4.8	-	-	0.6	-
TCCL5	19.4	64.5	1.3	9.4	3.2	1.3	1.0	-	-	-	-
TCCL6	23.6	60.8	3.2	3.6	-	2.8	2.4	1.2	-	1.6	0.8
TCCL7	19.2	54.1	0.8	3.8	-	-	8.6	11.7	1.1	0.8	-
CCBI6	30.4	56.1	1.4	2.2	2.2	6.1	1.4	-	-	0.3	-

La principal variación de todas las muestras recae en la proporción de plagioclasa, que varía entre el 60 % y 80 %. La variación de cuarzo se mantiene entre 20 % y 35 % mientras que la variación de feldespatos alcalinos se mantiene entre 1 % y 5 %, con solo una muestra, perteneciente a las muestras del Cañón Novillo con menor grado de alteración con un contenido próximo al 10 %.

Cabe destacar que la variación de los componentes es totalmente independiente del grupo textural en el que se encuentran, pues las muestras forman una ligera alineación en el diagrama, mezclándose entre sí, sin formar grupos texturales aparentes.

De León-Barragán (2012) por otro lado, clasificó a la riolita con una visión volcánica, basándose tanto en elementos texturales, matriz, minerales secundarios y otras características específicas. Definió 5 grupos: a) Riolita microporfírica esferulítica; b) Riolita microporfírica con bandeamiento de cuarzo; c) Riolita microlítica fluidal; d) Riolita microlítica fluidal con bandeamientos de cuarzo y e) Riolita porfírica.

La textura de todas las muestras es porfírica, en este trabajo se propone una simplificación de la división de De León-Barragán (2012), restringiendo la clasificación únicamente a los elementos texturales, con el fin de mezclar la simplicidad de la clasificación de Gursky y Ramírez (1986) y el detalle obtenido por De León-Barragán (2012). Con lo anterior se propone subdividir a la Riolita Aserradero de acuerdo a textura o morfología de la matriz en los siguientes 3 grupos texturales:

1. Riolita microlítica fluidal
2. Riolita isótropa
3. Riolita microcristalina

En general todas las muestras son hipocristalinas, con una textura porfírica con fenocristales subhedrales de plagioclasa, cuarzo, sanidino y biotita en una matriz microcristalina y con clorita y sericita como minerales secundarios, con fracturas rellenas de calcita y en algunas ocasiones cuarzo. También es posible reconocer diferentes características texturales como lo son bandeamientos en los componentes de la matriz y esferulitas.

Los fenocristales presentes son de los mismos componentes de la matriz, siendo los cristales de plagioclasa los más grandes (~1.5 mm x ~0.75 mm los de mayor tamaño). Éstos se presentan en hábito tabular subhedral con diferentes grados de alteración, encontrándose inalterados, parcial o totalmente alterados a sericita, algunos cristales se encuentran fracturados y con bahías de corrosión (Fig. 5. 12 a-c).

En las muestras se encuentra también presentes esferulitas, formadas por el entrecrecimiento de cristales de cuarzo y sanidino (Fig. 5.12 d). Además se presentan cristales con hábitos de tabular a acicular de biotita reconocibles por su pleocroísmo de marrón a verde pálido (Fig. 5.12 e- f).

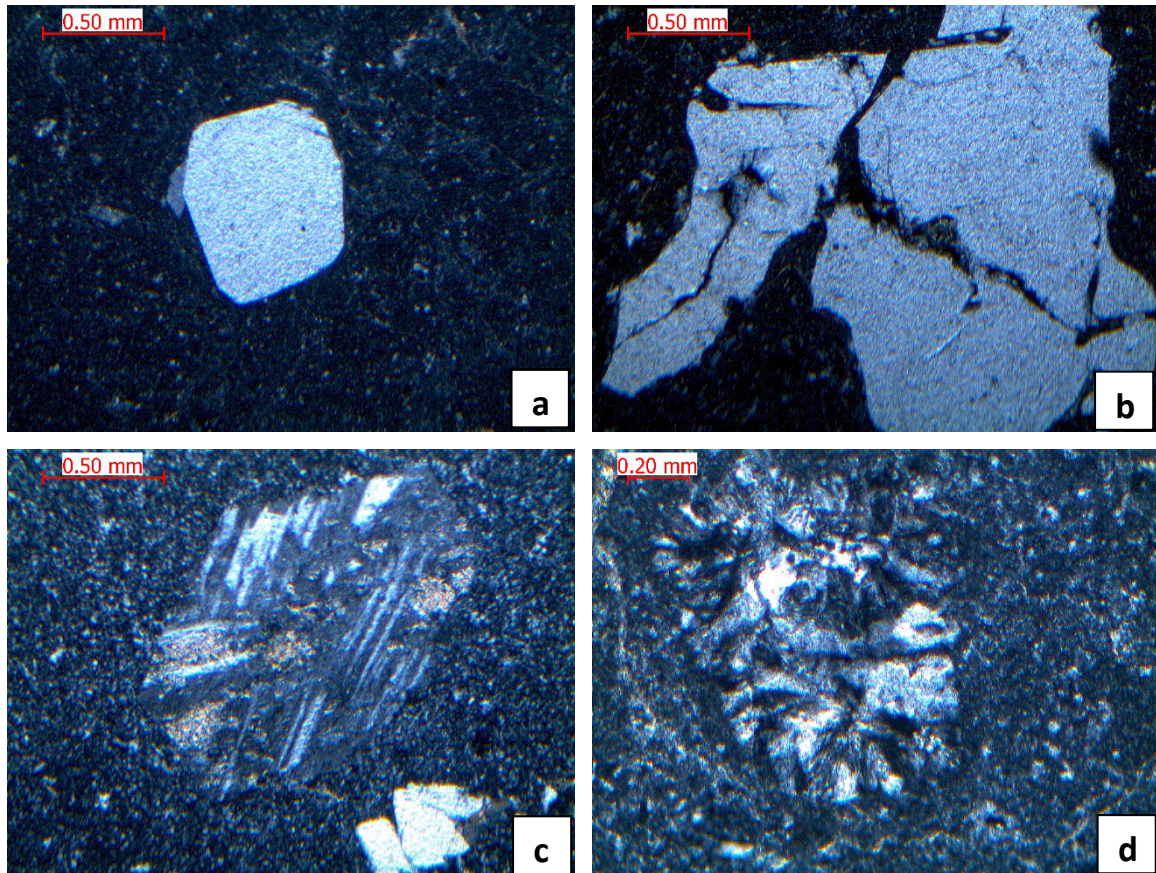


Fig. 5.12 a) Fenocristal de Plg subhedral en matriz microlítica, muestra RCCB10 en N_x a 4x. b) Plg anhedral fracturada y con bahías de corrosión, muestra RCCB5 en N_x a 4x. c) Plg euhedral con macla polisintética, parcialmente alterada a sericita, muestra RCCB1 en N_x a 4x. d) Esferulita de cuarzo y sanidino en N_x a 10x.

El grupo con matriz microlítica fluidal está constituido por las muestras CPB2, CPB4, CPB5, CPB8 y CPB10 pertenecientes al Cañón Peregrina y CCB8, CCB11, CCB12 y CCB14 pertenecientes al Cañón Caballeros. Con esto se observa como el carácter fluidal de la Riolita Aserradero, en principio es igual para ambos cañones, pero en relación a las otras texturas, ésta es la más abundante para el Cañón Peregrina.

La característica principal de este grupo es el alineamiento que generan los microcristales presentes en la matriz. Estos alineamientos están representados por microcristales tabulares en donde éstos constituyen prácticamente toda la matriz, y se encuentran embebidos en una matriz desvitrificada, lineamientos de cuarzo e incluso aparecen lineaciones en los óxidos secundarios producto de la alteración de la roca (Fig. 5.13 a-d).

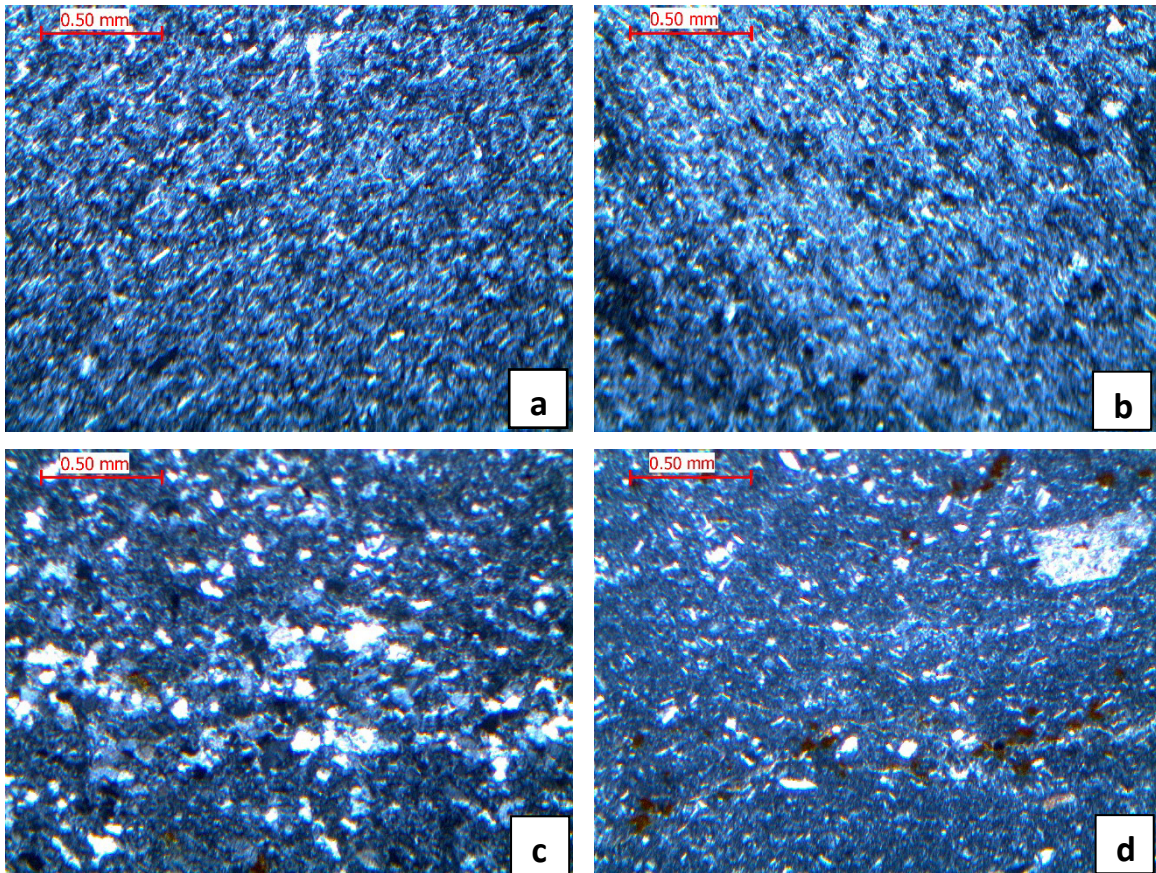


Fig. 5.13 a) Matriz de microcristales tabulares de Pl alineados de la muestra CCB8. b) Matriz de microcristales tabulares de Pl alineados de la muestra CCB12. c) Alineación de microcristales tabulares de Pl y microcristales anhedrales de Qz de la muestra CCB11. d) Alineación de microcristales tabulares de Pl y Bt, redondeados de Qz, óxidos de Fe, embebidos en una matriz desvitrificada de la muestra CPB10. Todas las imágenes tomadas en objetivo de 4x y en NII.

El grupo con matriz isótropa está compuesto por muestras porfíricas en donde los microcristales pertenecientes a la matriz no se encuentran alineados. Este grupo está compuesto por la muestra CPB1 del Cañón Peregrina y las muestras RCCB1, RCCB2, RCCB3, RCCB5, RCCB7, RCCB9 y RCCB13 del Cañón Caballeros, denotando la mayor abundancia de estas muestras para el cañón Caballeros. Al igual que en el grupo anterior, la matriz se presenta como microcristales redondeados de cuarzo, microcristales tabulares (aciculares?) de feldespato alcalino y biotita y una matriz microcristalina (Fig. 5.14 a-d).

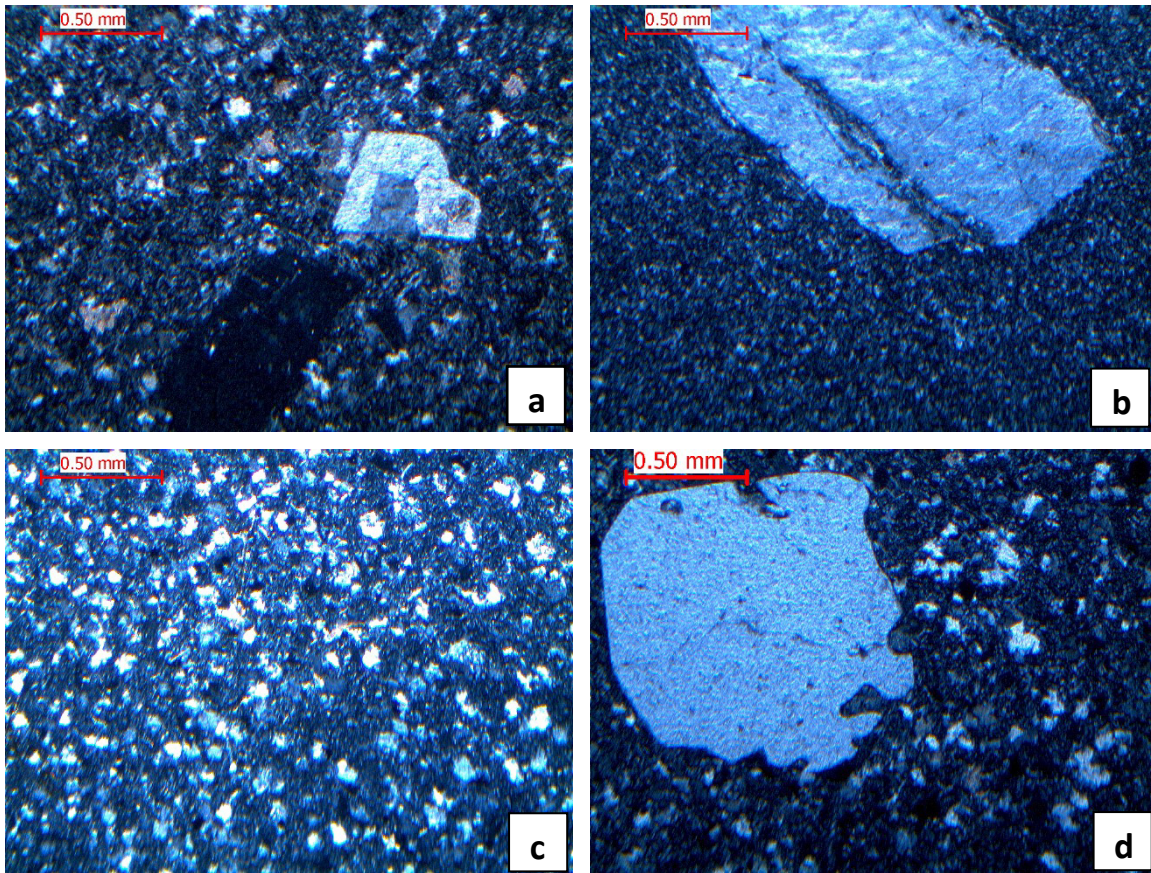


Fig. 5.14 a) Fenocristal de Plg en matriz isotrópica de la lámina RCCB13. b) Fenocristal de Plg en matriz desvitrificada con microcristales de Plg, Qz de la lámina RCCB1. c) Matriz desvitrificada con cristales de Plg, Qz sin orientación aparente en la lámina RCCB1. d). Fenocristale de Plg con bahía de exolución en matriz de Plg, Qz y pasta desvitrificada en la lámina RCCB13. Todas las fotos tomadas en N_x .

Finalmente el último grupo está compuesto por muestras en donde la matriz se encuentra constituida principalmente de material desvitrificado. En este grupo se enlistan las muestras CPB6, CPB7, CPB8 y CPB9 del Cañón Peregrina y las muestras RCCB4, RCCB6, RCCB10 Y RCCB15 (Fig. 5.15 a-b).

Cabe destacar la presencia de cristales euedrales y subhedrales de pirita y calcopirita en las muestras utilizadas en el análisis georolológico, pero en las muestras analizadas bajo el microscopio, dichos cristales no son apreciables.

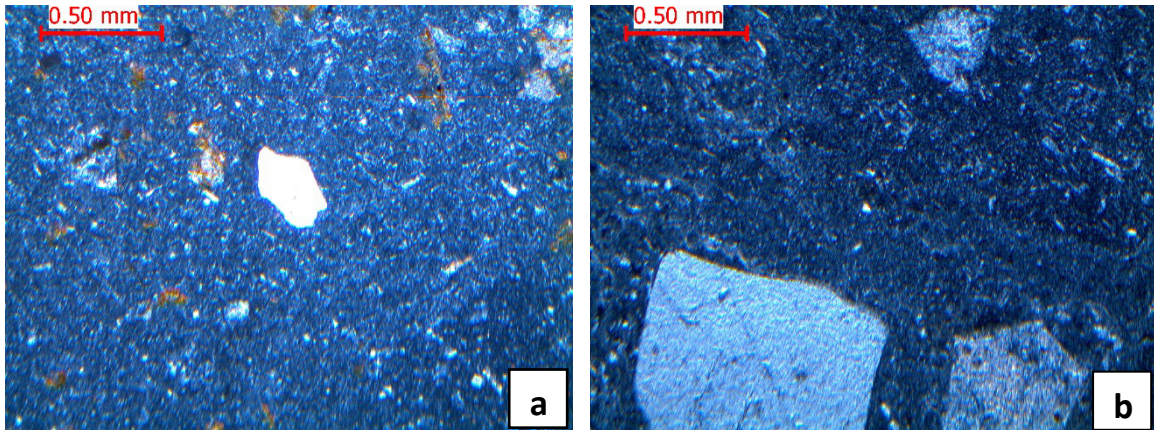


Fig. 5.15 a) Fenocristal de Plg y óxidos de Fe en matriz vítrea de la lámina CCB10. b) Fenocristales de Plg y Qz en matriz vítrea de la lámina CPB16. Todas las fotos tomadas en N_x .

5.2 Geoquímica

De las muestras obtenidas se analizaron un total de 10 pertenecientes a ambas unidades, siendo 7 de la unidad Tonalita Peregrina (THNL1, THNL3, TPCCL5, TPCCL6, TCCL1 y TCCL2) mientras que de la unidad Riolita Aserradero se analizaron 3 muestras (RCCB4, RCCB7 y RCPB11). Los resultados de los análisis geoquímicos se encuentran enlistados en la Tabla 5.2. Estas muestras fueron trabajadas en conjunto con las muestras analizadas por De León Barragán (2012) enlistadas en la Tablas 5.3 para la unidad Tonalita Peregrina y 5.4 para la Riolita Aserradero. Los procedimientos a los cuales fueron sometidas las muestras para su análisis se encuentran descritos en el capítulo 1.

Con el fin de reajustar las concentraciones de los elementos mayores a base seca y poder calcular las concentraciones de Fe_2O_3 y FeO , los datos fueron procesados con el software SINCLAS, desarrollado por Verma et al. (2002). Dicha relación fue obtenida siguiendo las recomendaciones establecidas por Middlemost (1989). Los resultados normalizados al 100 % se presentan en la Tablas 5.5. Este cálculo se hace con el fin de evitar en las interpretaciones el efecto de la alteración por el intemperismo. Toda la información generada a partir de elementos mayores será considerando estos valores. Finalmente, con los valores calculados mediante la normalización, se calculó la composición normativa de ambas unidades, cuyos valores se encuentran enlistados en la Tabla 5.6.

Tabla 5.2 Composición química de roca total para las unidades Tonalita Peregrina (muestras con clave inicial T) y Riolita Aserradero (muestras con clave inicial R). (<) indica concentración inferior al límite detectado por el equipo.

Elemento	TCCL1	TCCL2	TCCL4	THNL1	THNL3	TPCC5	TPCCL6	RCCB4	RCCB7	RCPB11
SiO ₂	70.74	70.63	70.5	68.62	69.42	71.26	71.29	75.66	74.45	72.38
Al ₂ O ₃	15.71	17.2	15.99	17.89	17.27	16.49	16.57	12.31	14.4	14.48
Fe ₂ O ₃	0.73	0.74	0.93	0.51	1.25	0.85	1.22	0.92	0.56	0.91
MgO	0.21	0.25	0.3	0.27	0.47	0.3	0.39	0.57	0.2	0.31
CaO	2.33	0.54	1.28	1.64	1.81	1.58	1.1	2.06	0.08	0.08
Na ₂ O	6.36	7.81	7.4	7.07	6.23	6.69	5.77	0.77	3.52	1.79
K ₂ O	1.89	1.6	1.48	1.42	1.91	1.32	2.04	3.91	6.27	8.59
TiO ₂	0.08	0.09	0.11	0.07	0.14	0.08	0.13	0.04	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
MnO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
PPI	1.7	0.9	1.8	2.1	1.1	1.2	1.2	3.6	0.3	1.2
Total	99.79	99.8	99.82	99.62	99.67	99.8	99.76	99.88	99.87	99.83
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	1	2	1	<1	1	1	2	1	1	1
Ba	1218	1203	1077	1465	1681	1025	1303	850	1080	1337
Be	1	1	<1	<1	2	1	<1	2	1	1
Co	0.5	1.2	1.6	0.5	1.4	0.9	0.8	0.6	0.3	0.3
Cs	0.5	0.1	<0.1	0.2	0.2	0.2	0.6	2	0.8	1.2
Ga	8	10.9	9.1	11.2	12.7	9.2	12.1	13.7	10.1	12.3
Hf	1.2	1.5	1.9	1.2	2	1.3	1.5	2	2	2.2
Nb	0.3	0.4	0.6	0.6	1.2	<0.1	0.8	6.8	7.5	7.8
Rb	23.6	18.3	14.9	11.2	14.3	17.6	17.1	80.5	83.4	123.9
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	1
Sr	644.3	548.6	489.7	1229.5	1104.6	756.3	812.8	69.9	62	55.5
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.7	0.7
Pb	4.2	2.5	1.2	1.3	165.2	11.8	9.1	16.3	37.6	1.3
Th	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	3.1	2.9	2.7
U	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	1	0.9	1.1
V	<8	10	9	8	10	<8	10	<8	<8	<8
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	0.5	<0.5
Zr	45.6	53	60.2	43.9	62.9	43.7	54.2	46.5	48.4	51
Y	2.2	1.8	2.8	1.6	3.7	1.6	2.9	12.6	13.7	14.7
La	0.3	0.6	1	0.4	0.5	0.4	1.2	16.6	15.6	13.8
Ce	0.9	1.2	1.9	0.9	1.2	0.5	1.9	33	32.2	28.1
Pr	0.12	0.17	0.22	0.12	0.19	0.07	0.3	3.55	3.37	3.02
Nd	0.9	0.8	1.2	0.6	0.9	0.4	1.6	12.2	11.4	10.8
Sm	0.15	0.25	0.34	0.18	0.3	0.1	0.33	2.5	2.07	2.25
Eu	0.09	0.12	0.13	0.11	0.17	0.08	0.15	0.63	0.38	0.3
Gd	0.31	0.27	0.25	0.15	0.44	0.2	0.42	2.18	1.86	1.96
Tb	0.05	0.04	0.06	0.03	0.09	0.03	0.07	0.37	0.35	0.34
Dy	0.35	0.38	0.35	0.29	0.54	0.15	0.44	2.1	2.29	2.44
Ho	0.09	0.08	0.09	0.07	0.12	0.06	0.12	0.43	0.5	0.46
Er	0.29	0.2	0.4	0.22	0.51	0.22	0.35	1.24	1.35	1.46
Tm	0.05	0.03	0.05	0.03	0.07	0.03	0.05	0.21	0.22	0.23
Yb	0.32	0.36	0.38	0.26	0.51	0.23	0.39	1.32	1.65	1.72
Lu	0.06	0.06	0.07	0.04	0.09	0.04	0.07	0.24	0.23	0.25

Tabla 5.3 Composición química de roca total para la unida Tonalita Peregrina obtenida por De León Barragán (2012). (<) indica concentración inferior al límite detectado por el equipo.

Elemento	TCNI1	TCPI1	TCPI2	TCPI3	TCPI4
SiO ₂	74.53	76.99	71.37	68.27	71.37
Al ₂ O ₃	15.14	12.63	15.9	16.91	14.74
Fe ₂ O ₃	1.06	1.98	1.15	2.01	1.14
MgO	0.17	0.25	0.3	0.47	0.27
CaO	0.32	0.23	1.32	1.56	2.39
Na ₂ O	5.11	6.26	7.15	6.81	5.9
K ₂ O	1.76	0.37	0.87	1.23	1.19
TiO ₂	0.07	0.08	0.09	0.12	0.08
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02
MnO	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03
Cr ₂ O ₃	<0.002	0.002	<0.002	0.002	<0.002
PPI	1.7	1.1	1.7	2.4	2.8
Total	99.92	99.96	99.88	99.84	99.91
Ni	<20	243	<20	<20	<20
Sc	1	<1	1	2	<1
Ba	430	255	529	746	478
Be	<1	<1	<1	<1	1
Co	<0.2	3.6	0.4	1.3	0.5
Cs	0.5	0.1	0.3	0.5	0.3
Ga	12.1	7.7	12.1	13.2	10.3
Hf	1.2	1.3	1.4	1.7	1.6
Nb	0.9	0.7	0.8	0.9	1
Rb	32.2	5.8	16.3	20.4	20.7
Sn	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	305.4	241.6	550.4	642.5	451.9
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
U	<0.1	0.1	0.2	0.2	0.1
V	<8	<8	<8	9	<8
W	<0.5	5.3	1	0.8	6
Zr	41.5	43.4	44.9	52.4	45.5
Y	5.8	3.5	2.2	2.6	2.9
La	3.1	1	0.3	0.5	0.5
Ce	5.4	2	0.7	1.1	1.1
Pr	0.62	0.29	0.13	0.16	0.16
Nd	2.3	1.1	0.8	0.6	0.6
Sm	0.52	0.36	0.15	0.21	0.18
Eu	0.23	0.19	0.09	0.11	0.13
Gd	0.66	0.47	0.21	0.27	0.24
Tb	0.14	0.09	0.05	0.06	0.06
Dy	0.97	0.5	0.28	0.45	0.46
Ho	0.18	0.11	0.08	0.1	0.08
Er	0.56	0.35	0.26	0.32	0.32
Tm	0.09	0.06	0.04	0.06	0.06
Yb	0.63	0.36	0.33	0.4	0.39
Lu	0.1	0.07	0.06	0.08	0.08
Pb	0.3	2.7	3.1	5.8	6
Zr	41.5	43.4	44.9	52.4	45.5

Tabla 5.4 Composición química de roca total para la Riolita Aserradero obtenida por De León Barragán (2012). (<) indica concentración inferior al límite detectado por el equipo.

Elemento	RCPB4	RCPB6	RCPB10	RCPB9	RCCB1	RCCB3	RCCB8
SiO ₂	76.55	74.2	76.18	76.05	76.25	78.06	69.57
Al ₂ O ₃	11.46	12.99	12.42	12.67	12.7	11.18	15.89
Fe ₂ O ₃	1.12	1.2	0.83	0.88	1.38	1.58	1.58
MgO	0.39	0.45	0.39	0.36	0.17	0.27	0.4
CaO	1.01	0.85	0.43	0.51	0.11	0.23	0.02
Na ₂ O	1.74	1.45	1.93	3.1	3.57	1.57	3.24
K ₂ O	5.09	6.43	5.69	4.74	5.35	5.68	8.73
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
MnO	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.003	<0.002	<0.002
PPI	2.4	2.2	1.9	1.4	0.3	1.3	0.3
Total	99.79	99.83	99.81	99.81	99.87	99.92	99.85
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	1	1	1	1	1	1	<1
Ba	1699	1364	1459	1373	1095	936	1211
Be	1	2	1	2	<1	9	<1
Co	0.3	<0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.5
Cs	1.7	2.7	2.1	2.2	0.6	1.8	0.6
Ga	11.8	12.1	11.8	11.7	9.2	12.2	10.2
Hf	1.6	1.8	1.5	1.6	2.1	1.6	2.2
Nb	7	7.6	6.7	6.8	8.1	5.7	8.1
Rb	79.4	101.2	79	70.4	64.9	92.4	99.9
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1
Sr	79	79.8	67.9	104.1	86.5	56.3	44.4
Ta	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.4	0.7
V	<8	<8	<8	<8	<8	9	<8
Th	2.7	3.6	2.6	2.9	2.9	2.5	3.2
U	1	1	1.2	1	1	0.9	1.1
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	0.7	0.9
Zr	33.9	37.8	36.8	38.2	48.5	40.7	48
Y	10.8	14.9	12.7	12.7	12.8	12.3	11.4
La	18.1	17.3	18.3	17.7	13.4	15	19.6
Ce	32.5	31.2	33.5	33.2	25.5	28.5	37
Pr	3.89	3.82	3.91	3.79	2.87	3.25	4.29
Nd	14.3	14	15	13	9.5	11.3	15.5
Sm	2.56	2.65	2.8	2.51	1.8	2.37	2.7
Eu	0.71	0.78	0.76	0.69	0.32	0.78	0.59
Gd	2.16	2.7	2.45	1.91	1.62	2.21	1.91
Tb	0.34	0.43	0.4	0.33	0.29	0.4	0.33
Dy	1.9	2.52	2.24	1.96	1.8	2	1.62
Ho	0.37	0.5	0.44	0.36	0.42	0.41	0.4
Er	0.89	1.47	1.26	1.08	1.24	1.04	1.12
Tm	0.17	0.23	0.2	0.18	0.2	0.21	0.2
Yb	1.2	1.52	1.46	1.23	1.45	1.13	1.49
Lu	0.17	0.24	0.21	0.19	0.24	0.22	0.21
Pb	1.8	72.4	5.4	15	8.8	20.9	6.9
Zr	33.9	37.8	36.8	38.2	48.5	40.7	48

Tabla 5.5 Datos recalculados a base seca y con cálculo de relación Fe₂O₃ y FeO. (*) Datos obtenidos por De León Barragán (2012).

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
TCCL1	72.15	0.08	16.02	0.23	0.46	0.020	0.21	2.38	6.49	1.93	0.020
TCCL2	71.45	0.09	17.40	0.23	0.46	0.020	0.25	0.55	7.90	1.62	0.030
TCCL4	71.95	0.11	16.32	0.29	0.59	0.020	0.31	1.31	7.55	1.51	0.041
THNL1	70.38	0.07	18.35	0.16	0.33	0.010	0.28	1.68	7.25	1.46	0.041
THNL3	70.48	0.14	17.53	0.39	0.79	0.041	0.48	1.84	6.33	1.94	0.041
TPCC5	72.30	0.08	16.73	0.27	0.54	0.030	0.30	1.60	6.79	1.34	0.020
TPCCL6	72.39	0.13	16.83	0.38	0.77	0.030	0.40	1.12	5.86	2.07	0.030
RCCB4	78.62	0.04	12.79	0.30	0.59	0.031	0.59	2.14	0.80	4.06	0.031
RCCB7	74.80	0.03	14.47	0.17	0.35	0.030	0.20	0.08	3.54	6.30	0.030
RCPB11	73.43	0.03	14.69	0.29	0.57	0.030	0.31	0.08	1.82	8.72	0.030
TCNI1*	75.95	0.07	15.43	0.34	0.67	0.020	0.17	0.33	5.21	1.79	0.020
TCPI1*	77.99	0.08	12.79	0.62	1.25	0.051	0.25	0.23	6.34	0.38	0.020
TCPI2*	72.74	0.09	16.20	0.36	0.73	0.020	0.31	1.35	7.29	0.89	0.030
TCPI3*	70.16	0.12	17.38	0.64	1.28	0.020	0.48	1.60	7.00	1.26	0.041
TCPI4*	73.54	0.08	15.19	0.36	0.73	0.031	0.28	2.46	6.08	1.23	0.021
RCPB4*	78.64	0.03	11.77	0.36	0.71	0.010	0.40	1.04	1.79	5.23	0.020
RCPB6*	76.07	0.03	13.32	0.38	0.76	0.010	0.46	0.87	1.49	6.59	0.020
RCPB10*	77.84	0.03	12.69	0.26	0.53	0.010	0.40	0.44	1.97	5.81	0.020
RCPB9*	77.36	0.03	12.89	0.28	0.56	0.010	0.37	0.52	3.15	4.82	0.020
RCCB1*	76.64	0.03	12.76	0.43	0.86	0.010	0.17	0.11	3.59	5.38	0.020
RCCB3*	79.22	0.04	11.35	0.50	1.00	0.010	0.27	0.23	1.59	5.77	0.020
RCCB8*	69.98	0.05	15.98	0.49	0.99	0.010	0.40	0.02	3.26	8.78	0.030

En base a los minerales normativos presentados en la Tabla 5.6, se observan diferencias significativas entre ambas unidades, principalmente en las abundancias de cuarzo y ortoclasa en donde la Riolita Aserradero presenta una mayor abundancia normativa de estos minerales, a diferencia de la albita y anortita que se encuentran normativamente en mayor abundancia en la Tonalita Peregrina. Es importante destacar la presencia de minerales como el corindón, el cual indica un carácter hiperalumínico en el magma de ambas unidades.

Adicionalmente y de manera comparativa únicamente, se graficaron en el diagrama QAPF de Streckeisen (1973) las abundancias normativas de ambas unidades (Fig. 5.16). En dicho diagrama se muestra como la Tonalita Peregrina presenta una composición propia de una tonalita principalmente y en menor medida una granodiorita y diorita de cuarzo. La Riolita Aserradero presenta una composición propia de un granito, con solo una muestra que cae en el campo de la sienita de cuarzo.

Tabla 5.6 Minerales normativos calculados para las unidades Tonalita Peregrina (muestras con clave con inicial T) y Riolita Aserradero (muestras con clave inicial R).

Muestra	Qz	Or	Ab	An	C	Di	Hy	Mt	Ilm	Ap
TCNI1	37.497	10.602	44.069	1.487	4.375	-	1.304	0.486	0.135	0.046
TCPI1	38.058	2.216	53.656	1.025	1.58	-	2.363	0.902	0.154	0.046
TCPI2	23.284	5.242	61.661	6.477	0.882	-	1.681	0.528	0.175	0.07
TCPI3	19.822	7.47	59.224	7.685	1.68	-	2.861	0.929	0.234	0.095
TCPI4	27.751	7.245	51.439	10.533	-	1.295	1.003	0.528	0.156	0.049
TCCL1	22.028	11.394	54.892	8.91	-	2.24	-	0.335	0.156	0.046
TCCL2	17.59	9.562	66.849	2.513	1.729	-	1.177	0.336	0.173	0.07
TCCL4	18.799	8.924	63.904	6.169	-	0.036	1.435	0.426	0.213	0.095
THNL1	18.561	8.604	61.356	8.077	1.883	-	1.052	0.235	0.137	0.095
THNL3	21.298	11.459	53.52	8.851	1.786	-	2.151	0.571	0.27	0.095
TPCC5	23.55	7.913	57.438	7.822	1.248	-	1.44	0.388	0.154	0.046
TPCCL6	27.057	12.239	49.577	5.346	2.986	-	1.918	0.557	0.251	0.07
RCPB4	45.013	30.901	15.129	5.019	1.332	-	1.982	0.518	0.059	0.046
RCPB6	39.217	38.957	12.574	4.19	2.201	-	2.201	0.554	0.059	0.046
RCPB10	42.311	34.359	16.687	2.047	2.402	-	1.707	0.381	0.059	0.046
RCPB9	38.616	28.496	26.68	2.444	1.586	-	1.672	0.403	0.057	0.046
RCCB1	34.211	31.777	30.361	0.415	0.889	-	1.621	0.623	0.057	0.046
RCCB3	46.42	34.069	13.48	1.025	2.11	-	2.05	0.722	0.076	0.046
RCCB8	16.206	51.899	27.577	-	1.117	-	2.34	0.715	0.095	0.035
RCCB4	52.657	24.011	6.769	10.414	3.26	-	2.306	0.43	0.08	0.072
RCCB7	29.506	37.231	29.921	0.201	1.758	-	1.004	0.252	0.057	0.07
RCPB11	28.584	51.504	15.367	0.206	2.194	-	1.604	0.415	0.057	0.07

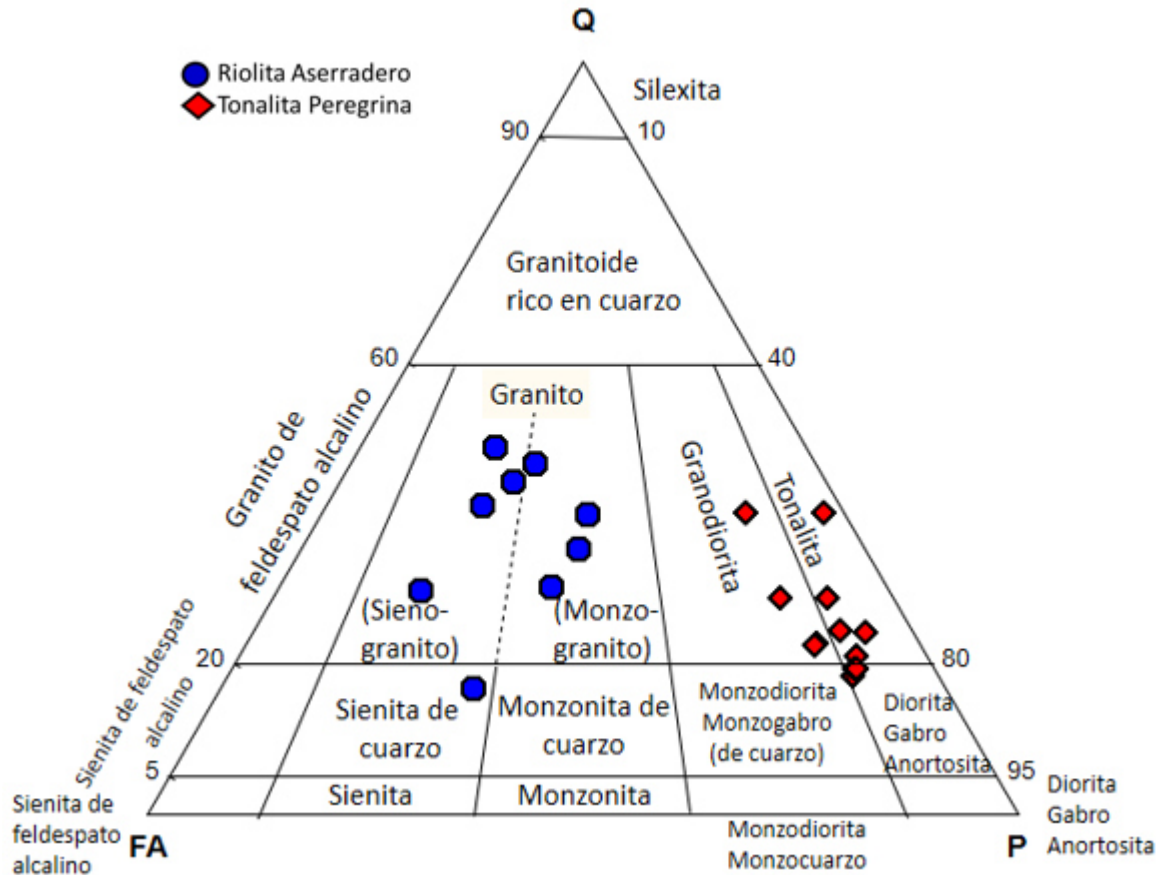


Fig. 5.16 Diagrama de clasificación modal de rocas ígneas intrusivas de acuerdo a Streckeisen (1976) donde se encuentra graficado el contenido mineral normativo de ambas unidades.

5.2.1 Clasificación

Para la clasificación geoquímica de la Riolita Aserradero, las muestras fueron graficadas en diversos diagramas de clasificación aplicables a rocas volcánicas, basados tanto en elementos mayores como en elementos traza. Aun cuando los siguientes diagramas originalmente son utilizados para la clasificación de rocas volcánicas específicamente, las muestras de la Tonalita Peregrina fueron graficadas en éstos a pesar de su carácter plutónico. Lo anterior con el fin de comparar la composición química de ambas unidades.

En principio se utilizó el diagrama de álcalis totales vs. sílice (por sus siglas en inglés, TAS; Fig. 5.17). En este diagrama se observa como tanto las muestras de la Riolita Aserradero como las de la Tonalita Peregrina caen dentro del campo de Riolita. Además de la clasificación se observa como el grado de diferenciación (relacionado directamente a la concentración de SiO_2) es bastante

similar entre ambas unidades, mostrándose en un rango entre 70 y 80 % en peso, lo que denota el carácter altamente ácido de ambas unidades. En cuanto al contenido de álcalis totales, estos se presentan en un rango más disperso para la Riolita Aserradero de entre 5 y 12 % en peso mientras que en la Tonalita peregrina presentan un rango más restringido de entre 7 y 10 % en peso.

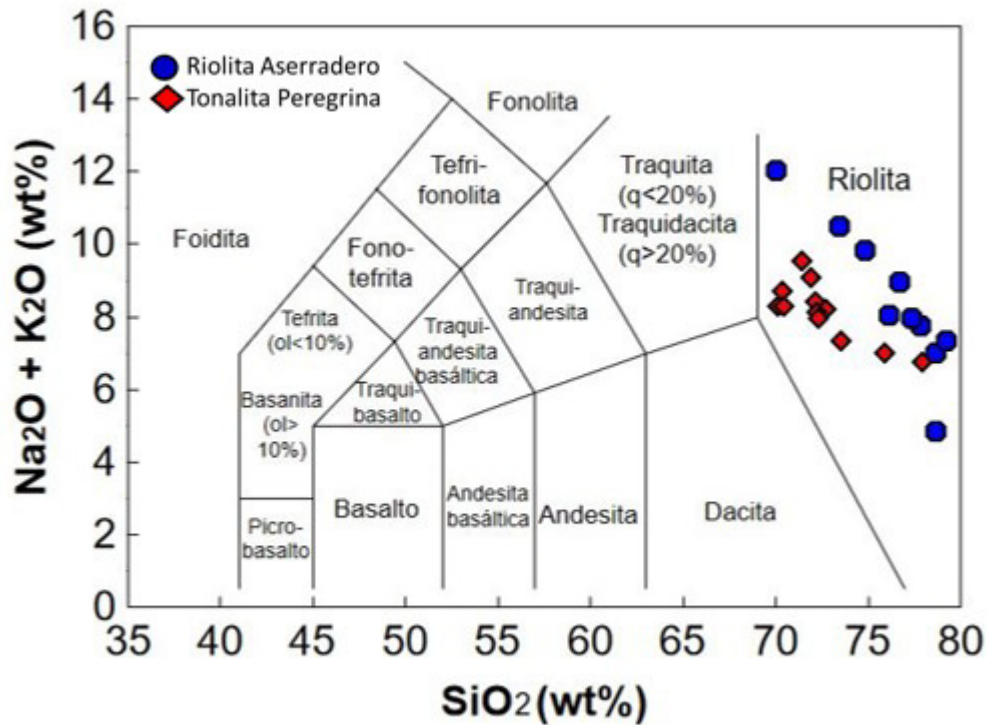


Fig. 5.17 Diagrama de clasificación geoquímica usando sílice (SiO₂) vs. álcalis totales (Na₂O + K₂O) (por sus siglas en inglés TAS), propuesto por Le Maitre et al. (1989).

Adicionalmente, las muestras fueron graficadas en el diagrama TAS para rocas plutónicas propuesto por Middlemost (1994). En dicho diagrama, de igual manera fueron graficadas comparativamente las muestras tanto de la Tonalita Peregrina como de la Riolita Aserradero (Fig. 5.18).

En el diagrama de la Fig. 5.18 se observa como todas las muestras de la Tonalita Peregrina caen en el campo de Granito, con proximidad al campo de la Monzonita de Cuarzo, al igual que la mayoría de las muestras de la Riolita Aserradero, con excepción de una muestra que cae en el campo de Monzonita de Cuarzo.

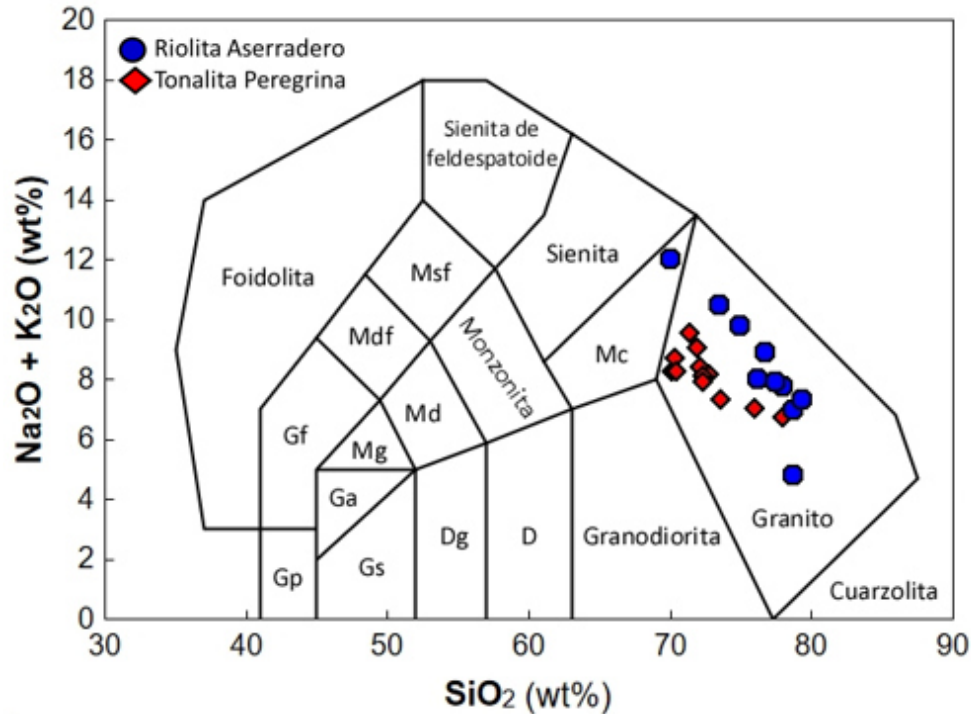


Fig. 5.18 Diagrama de clasificación geoquímica usando sílice (SiO_2) vs. álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (por sus siglas en inglés TAS), propuesto por Le Maitre et al. (1994) para rocas intrusivas. D: Diorita, Dg: Diorita gabrónica, Ga: Gabro alcalino, Gf: Gabro de feldespatoide, Gp: Gabro peridotítico, Gs: Gabro subalcalino, Mc: Monzonita de cuarzo, Md: Monzodiorita, Mdf: Monzodiorita de feldespatoide, Msf: Monzosianita de feldespatoide.

Además del diagrama de clasificación de Le Maitre et al. (1989, 2002), se emplearon los diagramas de clasificación de Floyd y Winchester (1975 y 1978), los cuales se encuentran basados en la concentración de elementos relativamente inmóviles y relaciones de éstos. Estos diagramas se encuentran graficados en la Fig. 5.19.

En los diagramas de la Fig. 5.19 se observa como las muestras pertenecientes a la Riolita Aserradero caen constantemente en el campo de Riolita aun cuando todos se encuentran elaborados a partir de diferentes elementos y relaciones. Se aprecia también que solo una muestra en la Fig. 5.19 a y en 5.19 c, cae en el campo de Comendita/Pantellerita y en el campo de Riodacita, respectivamente. La composición química expresada por la Tonalita Peregrina en general es la de una Riodacita con excepción de tres muestras que en las Fig. 5.19 a y c, que caen en el campo de Riolita.

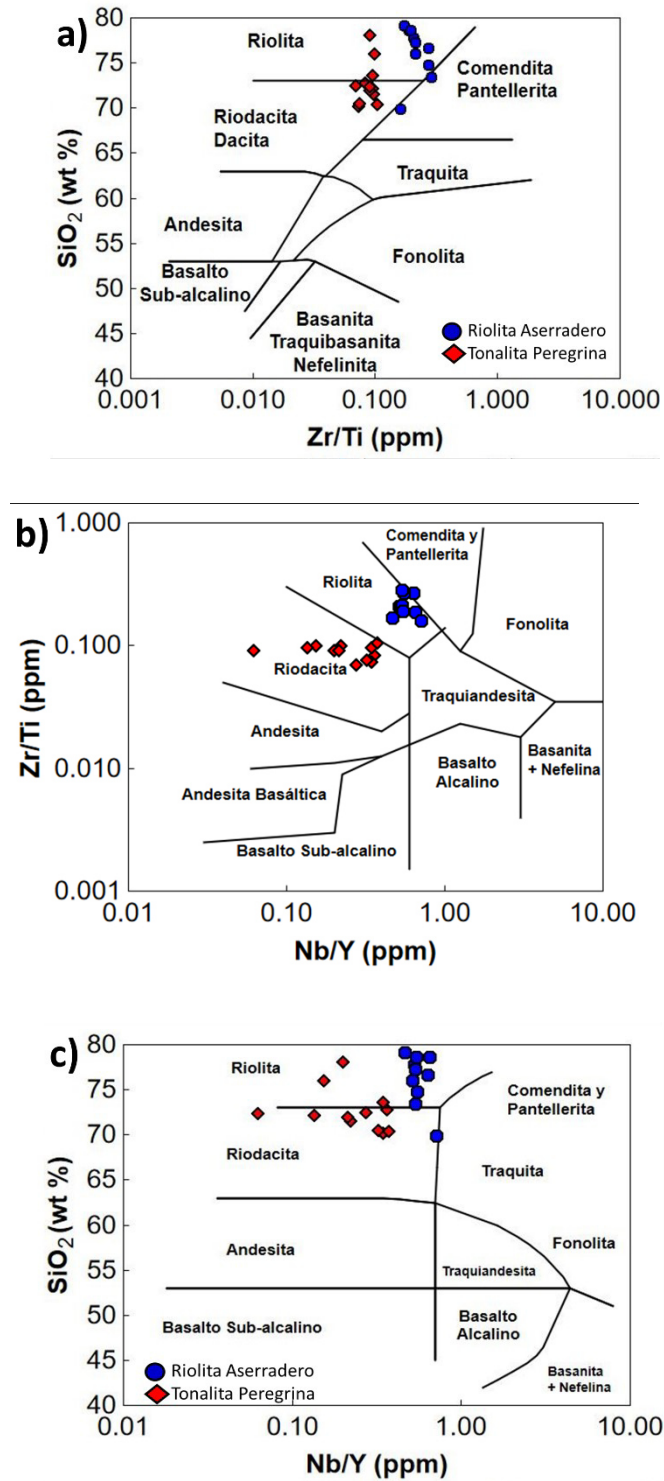


Fig. 5.19 Diagramas de clasificación para rocas volcánicas alteradas propuestas por Floyd y Winchester (1975, 1978). a) SiO₂ vs. Zr/Ti. b) SiO₂ vs. Nb/Y. c) Zr/Ti vs. Nb/Y.

Basado en las relaciones de los diagramas de la Fig. 5.19, se observa un comportamiento diferente en las concentraciones de los elementos Ti, Zr, Nb e Y para ambas unidades. En la Fig. 5.19 a se observa como la relación Zr/Ti se mantiene relativamente constante para ambas unidades, variando de 0.16 a 0.28 para la Riolita Aserradero y de 0.06 a 0.1 para la Tonalita Peregrina. En la Fig. 5.19 b se aprecia como la relación Nb/Y presenta un comportamiento diferente en ambas unidades, para la Riolita Aserradero muestra una relación restringida entre 0.46 y 0.7 mientras que para la Tonalita Peregrina esta relación es más amplia con un rango entre 0.06 y 0.35. Este mismo comportamiento se observa en la Fig. 5.19 c, puesto que es la misma relación.

Para clasificar el carácter potásico de las rocas se utilizó el diagrama propuesto por Le Maitre et al., (1989), en base a las concentraciones de SiO_2 y K_2O (Fig. 5.20). En este diagrama se aprecia como todas las muestras de la Riolita Aserradero caen dentro del campo de alto K, el cual es correlacionable con el campo calcoalcalino propuesto por Rickwood (1989), mientras que las muestras de la Tonalita Peregrina caen en los campos K Medio principalmente y en menor medida en el campo K Bajo.

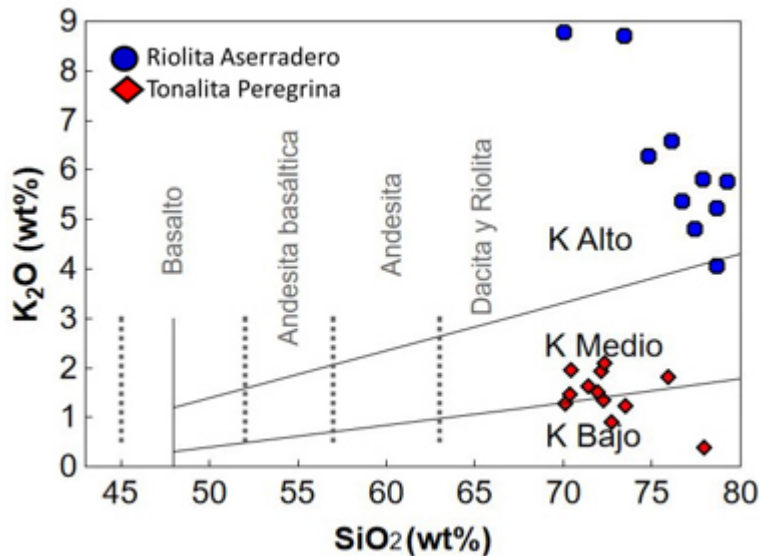


Fig. 5.20 División de las rocas volcánicas en K-bajo, K-medio y K-alto a partir de Peccerillo y Taylor (1976). Las líneas punteadas indican la posición de éstos campos en el diagrama de TAS de Le Maitre (1989).

Esta diferencia puede explicarse por diferencias en la composición de la fuente o bien por la profundidad en la que se lleva a cabo la anatexis. A mayor profundidad (> 1 GPa) se esperan

magmas más sódicos, mientras que a menores profundidades (< 1 GPa) se esperan magmas graníticos más potásicos (www.geol.ucsb.edu/faculty/haker/geo102c/lectures/highPmelts.jpg).

Para determinar el carácter aluminico de ambas unidades se utilizó el diagrama de la Fig. 5.21, en donde el Índice de Saturación de Aluminio (por sus siglas en ingles ASI) se calcula mediante la relación de $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ en proporciones molares. En la Fig. 5.21 se aprecia como las muestras de ambas unidades caen dentro del campo Hiper-aluminoso (Aluminio abundante o Saturado), lo que significa la siguiente relación en el contenido de estos elementos: $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$. Gill (2010) caracteriza esto en términos normativos con la presencia de muscovita (usualmente en presencia de biotita también) y posiblemente otros minerales ricos en Al_2O_3 como corindón, topacio, granate (almandino), andalusita o cordierita. Este autor también designa a los granitoides con esta firma geoquímica como rocas derivadas de la fusión de un protolito sedimentario.

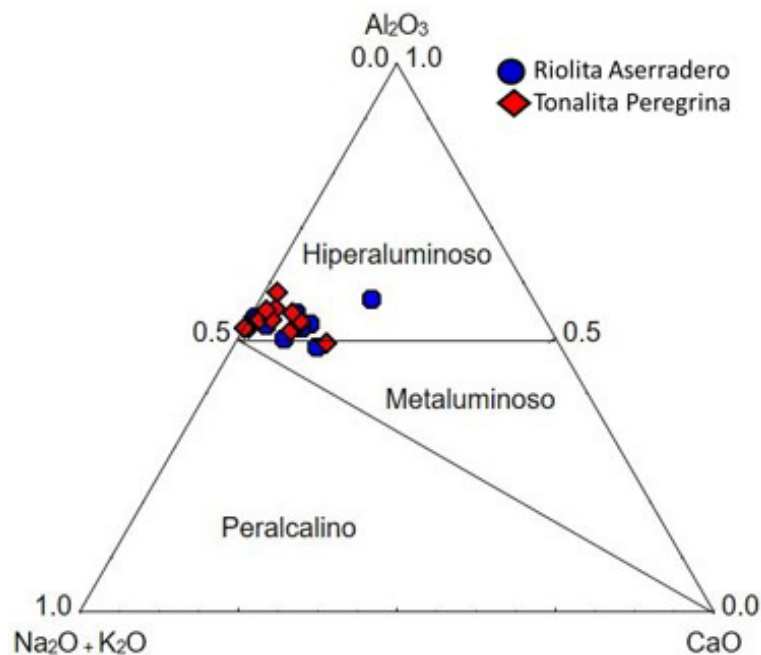


Fig. 5.21 Diagrama ternario de roca total con las concentraciones molares de $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O - CaO$ de la Riolita Aserradero y la Tonalita Peregrina. Gill, 2010.

5.2.2 Diagramas de variación

Los elementos que presentan concentraciones importantes para ambas unidades son básicamente SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O y K_2O , pues estos elementos suman aproximadamente un 99 % en peso de las muestras. Son precisamente estos elementos los que muestran tendencias bien definidas al graficar su concentración contra SiO_2 , como se muestra en la Fig. 5.22.

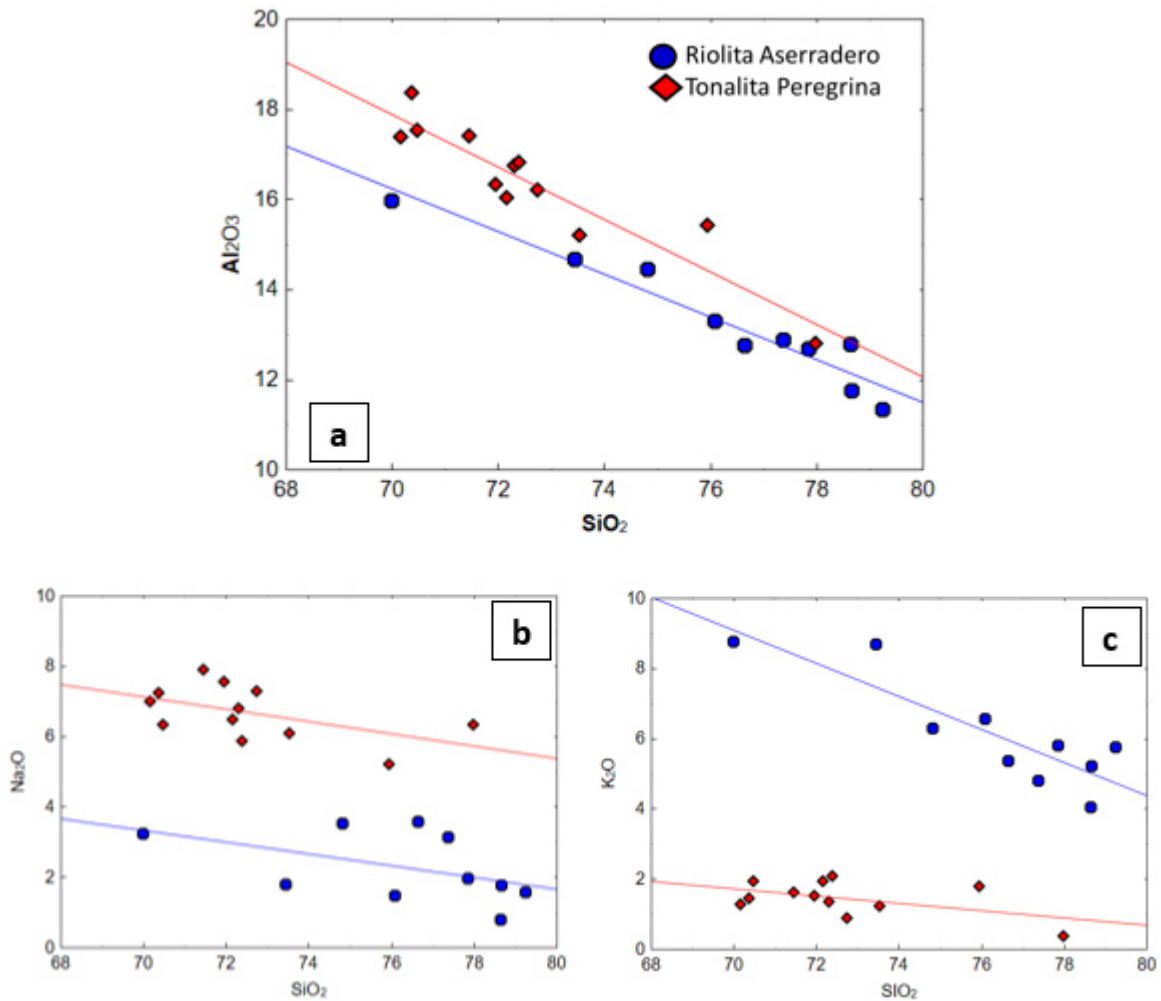


Fig. 5.22 Diagramas bivariados de SiO_2 contra óxidos de elementos mayores (Al_2O_3 , Na_2O y K_2O) con variación importante respecto al SiO_2 . Todas las concentraciones en % en peso .

Los elementos graficados en la Fig. 5.22 para ambas unidades muestran tendencias negativas bien definidas al incrementar la concentración de SiO_2 . Los valores de Al_2O_3 (Fig. 5.22 a) son los que más variación presentan y van de 12.79 a 18.34 % en peso para la Tonalita Peregrina y

entre 11.34 y 15.98 % en peso para la Riolita Aserradero. La tendencia que muestran ambas unidades para este elemento es muy similar y podría interpretarse como una misma tendencia.

Para el Na_2O ambas unidades muestran una tendencia ligeramente negativa (Fig. 5.22 b) pero en este caso bastante separadas entre sí. Para el caso de la Tonalita Peregrina los valores de Na_2O van de 5.2 a 7.55 % en peso y de 0.8 a 3.58 % en peso para la Riolita Aserradero. Para el K_2O (Fig. 5.22 c) los valores son de 4.06 a 8.78 % en peso en la Riolita Aserradero y de 0.37 a 2.07 % en peso para la Tonalita Peregrina, lo anterior resulta en una tendencia negativa muy marcada para la Riolita Aserradero, a diferencia de la tendencia casi plana de la Tonalita Peregrina para este elemento. Para el caso de los elementos TiO_2 y CaO (Fig. 5.23), estos muestran tendencias variadas en su comportamiento pero las concentraciones son bajas para interpretar patrones de enriquecimiento o empobrecimiento.

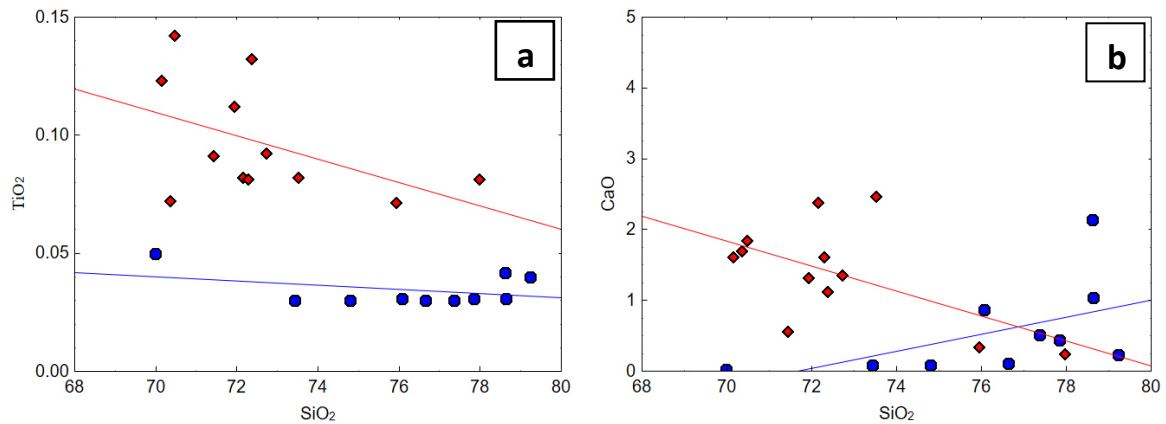


Fig. 5.23 Diagramas bivariados de SiO_2 contra óxidos de elementos mayores (TiO_2 y CaO) con variación importante respecto al SiO_2 . Todas las concentraciones en % en peso. Leyenda en la Fig. 5.20.

En el caso del TiO_2 (Fig. 5.23 a), éste muestra una tendencia negativa para el caso de la Tonalita Peregrina con valores que van de 0.07 a 1.32 % en peso mientras que para la Riolita Aserradero se mantiene bastante constante, variando entre 0.03 y 0.05 % en peso. El CaO (Fig. 5.23 b) varía de 0.23 a 2.46 % en peso para la Tonalita Peregrina y de 0.02 a 2.14 para la Riolita Aserradero. Lo anterior genera una tendencia negativa en CaO para la Tonalita Peregrina, aunque el patrón en el que se acomodan es bastante disperso, de igual manera que para la Riolita Aserradero en donde la tendencia que generan en este caso es positiva. Esto mismo ocurre con el resto de los elementos mayores, aunque con patrones aún más dispersos en rangos de concentración menores.

Los elementos traza incompatibles (del grupo HSFE) que muestran una cierta tendencia para ambas unidades en relación al contenido de sílice son Rb y Nb al igual que las tierras raras La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu (Fig. 5.24).

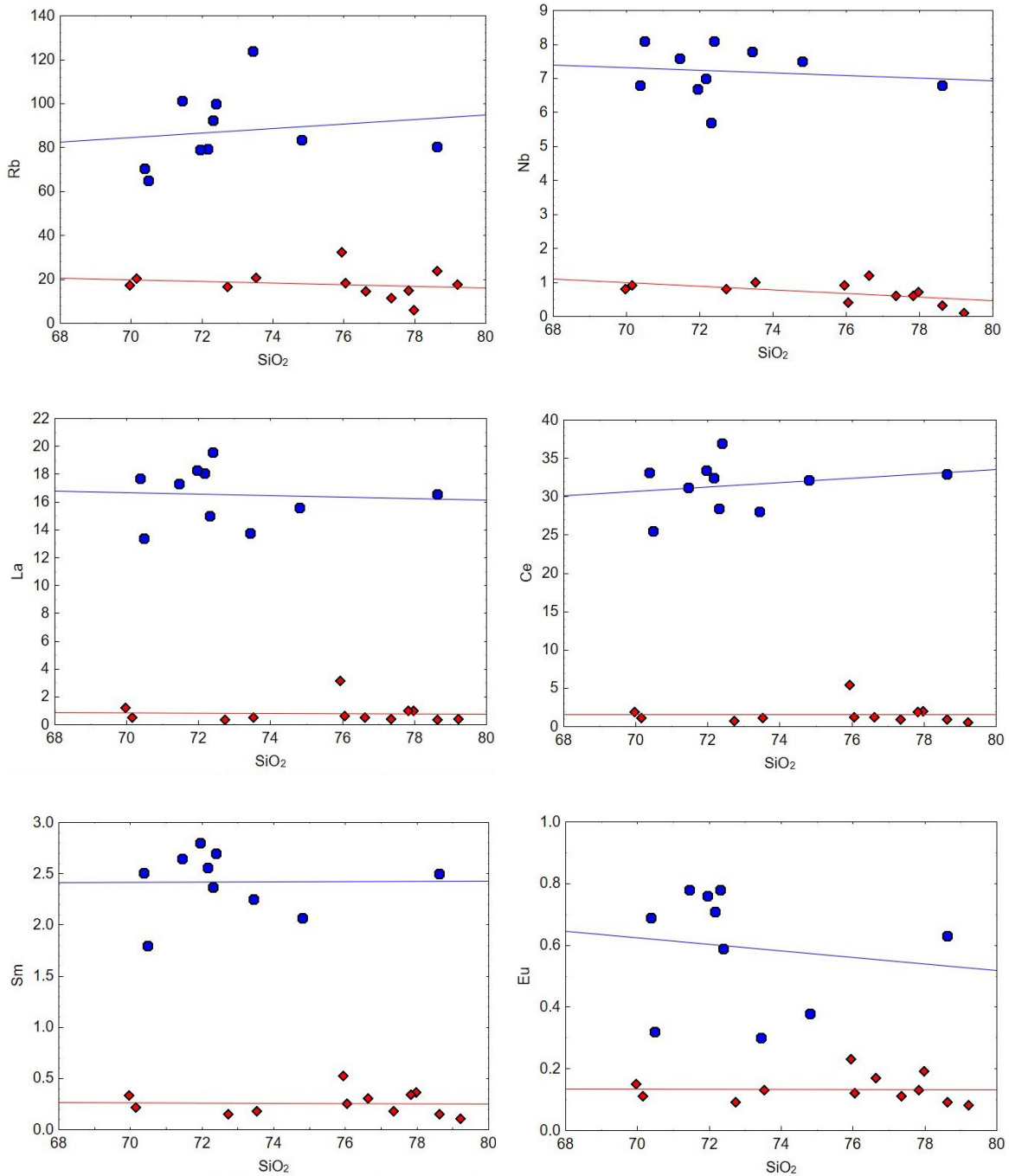


Fig. 5.24 Diagramas bivariados de SiO₂ contra elementos traza con variación importante respecto al SiO₂. Concentración de SiO₂ en % en peso y de elementos traza en ppm. Leyenda en la Fig. 5.21.

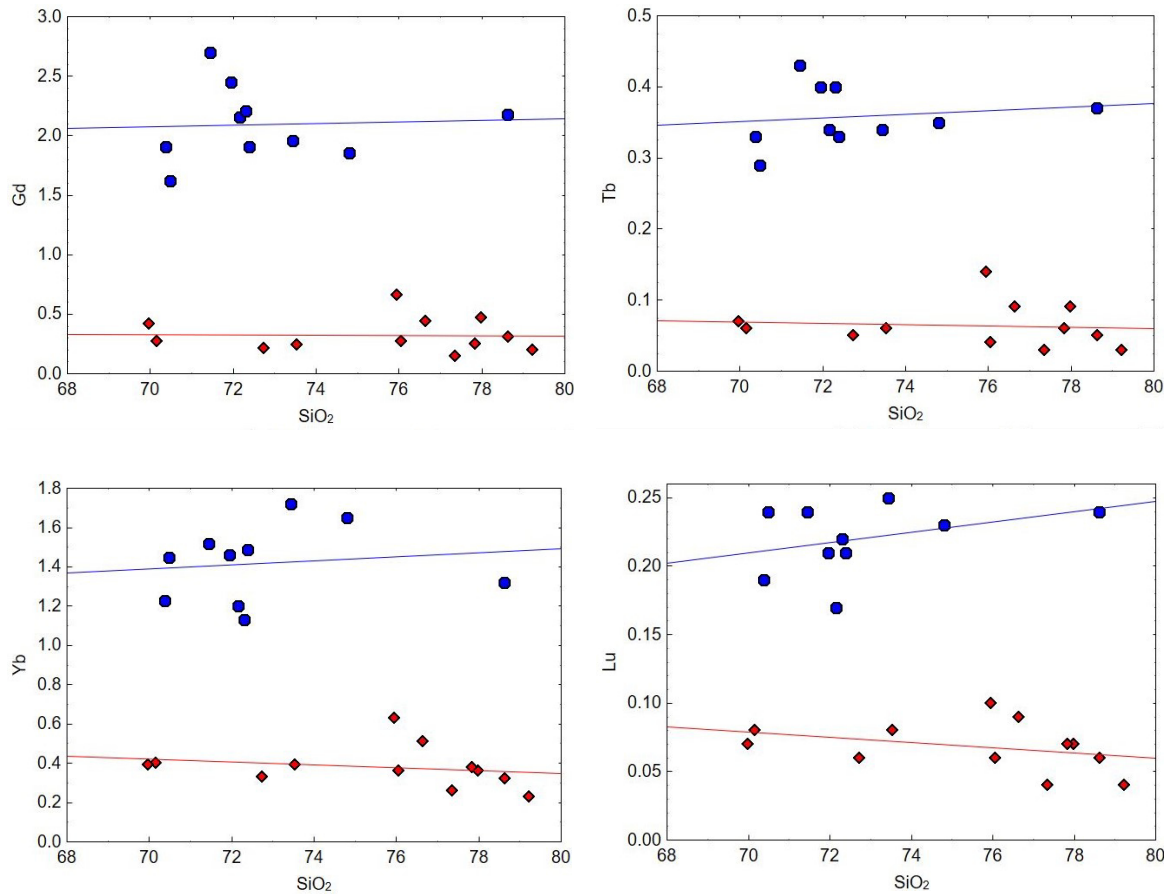


Fig. 5.24 Continuación.

Todos los elementos enlistados presentan una concentración más elevada en la Riolita Aserradero en comparación con la Tonalita Peregrina, la cual muestra concentraciones mayores a 1, esto genera campos notablemente separados. En cuanto a las tendencias generadas por estos elementos, la Tonalita Peregrina presenta patrones planos con ligeras tendencias negativas para todos los elementos. En el caso de la Riolita Aserradero, ésta muestra tendencias ligeramente negativas para Nb, Pr, Nd y Eu, mientras que para el resto de los elementos las tendencias son ligeramente positivas, remarcando el carácter incompatible de estos elementos.

5.2.3 Diagramas de Tierras Raras (REE) y Multielementales

Las concentraciones de REE fueron normalizadas contra valores de condritas tipo C1 de Sun y McDonough (1989) y se encuentran graficadas en la Fig. 5.25. Para la lista de datos utilizados en la normalización de éste y los diagramas posteriores, vea ANEXO-1. En el diagrama se observa como las muestras se acomodan en dos grupos bastante diferentes.

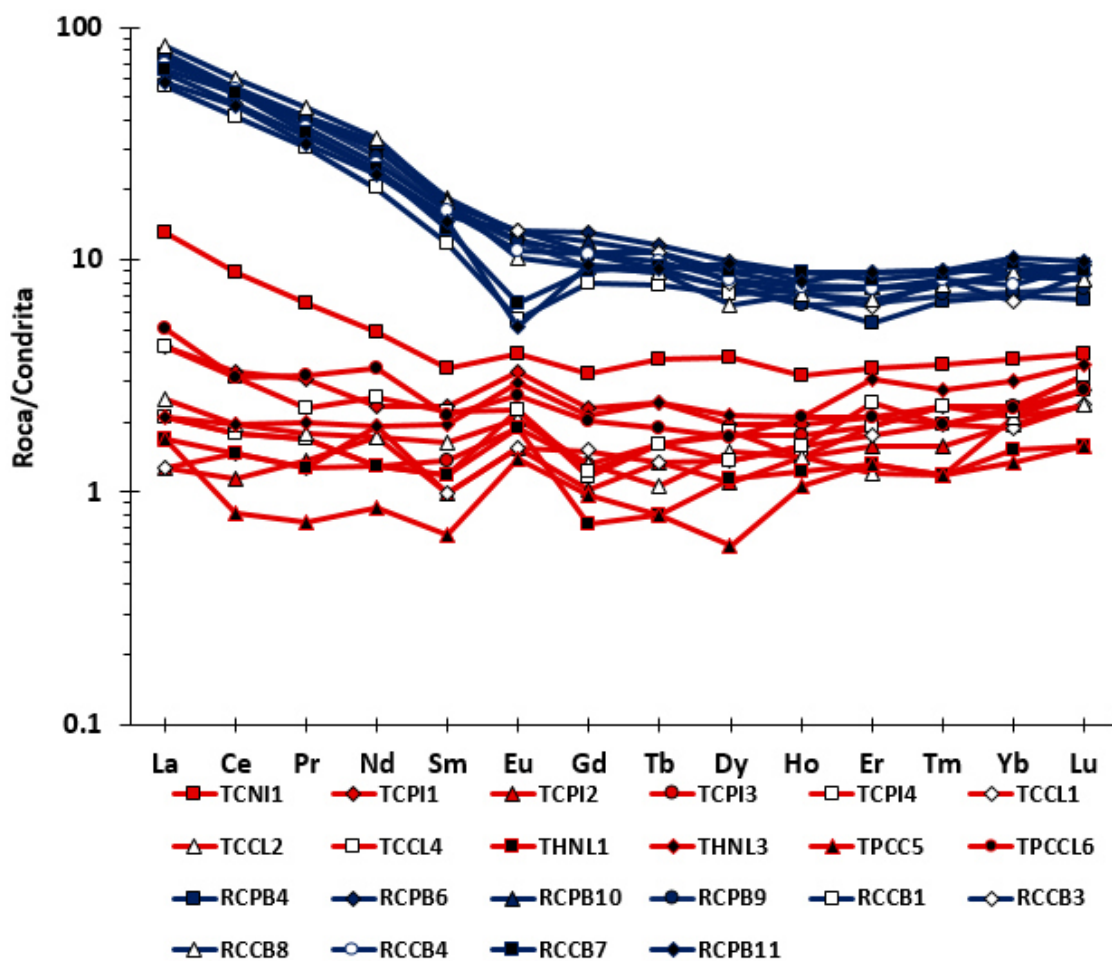


Fig. 5.25 Diagrama de REE normalizados contra condrita C1, con valores de normalización tomados de Sun y McDonough (1989). En color rojo las muestras de la Tonalita Peregrina y en color azul las muestras de la Riolita Aserradero.

En primera instancia se observa como las muestras de la Riolita Aserradero se agrupan de manera compacta con un enriquecimiento marcado en La, Ce, Pr y Nd (LREE) y en menor medida en Sm y Eu, que va de 20 a 80 veces mayor que en las condritas, lo que genera una marcada pendiente, en parte denotada por el comportamiento de los MREE y HREE (Gd – Lu) que mantienen una

concentración de 10 veces la de las condritas. Es importante destacar la presencia de la anomalía negativa de Eu para las muestras RCCB1, RCCB7 y RCPB11, lo que indica que para estas muestras dicho elemento se concentró en una fase mineral cristalizada y fraccionada en una etapa anterior a la presente (plagioclasa) en la Riolita Aserradero.

En el caso de la Tonalita Peregrina, esta muestra relaciones roca/condrita más bajas que la Riolita Aserradero, manteniendo un enriquecimiento en general que no supera las 10 veces la concentración de la condrita, excepto en el caso del La para la muestra THNL1. El patrón generado es en principio plano, con un ligero enriquecimiento aparente en los miembros extremos de las LREE (La y Ce) y de las HREE (Tm, Yb y Lu). Es importante destacar también la presencia de una ligera anomalía positiva de Eu para todas las muestras de la Tonalita Peregrina, indicando la acumulación de dicho elemento en plagioclasa, fase mineral abundante en esta unidad (apartado 5.1.1).

La idea de que la fuente de ambas unidades es diferente, y por lo tanto poseen diferentes niveles de enriquecimiento de elementos incompatibles, parece explicar de mejor manera este fenómeno que la idea de diferentes grados de diferenciación. Lo anterior puede ser respaldado mediante la similitud de la concentración de SiO₂ para cada unidad, los cuales varían entre 70 y 80 % en peso (figs. 5.17 y 5.18).

El diagrama multielementos (aracnidiagrama o *spider*) de igual manera que el de REE, muestra diferentes comportamientos para diferentes elementos (Fig. 5.26). En este caso las concentraciones de los elementos incompatibles fueron normalizadas contra valores de N-MORB de Sun y McDonough (1989). Lo anterior se debe a que ésta normalización es más apropiada para basaltos evolucionados, andesitas y rocas corticales, que en general pueden ser derivadas de un MORB en lugar del manto (Rollinson, 1993).

De la Fig. 5.26 se puede observar como las muestras de ambas unidades presentan un comportamiento bastante compacto entre sí pero con diferencias significativas. Para Cs y Rb ambas unidades presentan diferentes grados de enriquecimiento en donde la Tonalita Peregrina presenta un enriquecimiento de 10 - 50 veces el del N-MORB, mientras que la Riolita Aserradero presenta un enriquecimiento de 50 a 500 veces el del NMORB. Ambas unidades muestran un muy ligero enriquecimiento en el Ba, indicando la concentración de éste en el líquido magmático seguido de un decremento en la concentración de Th y U para ambas unidades, presentando un enriquecimiento de 25 veces para la Riolita Aserradero y de 2 a 5 veces para la Tonalita Peregrina.

Se aprecia también una anomalía negativa aún más marcada en ambas unidades para Nb y Ta (Sun y McDonough, 1989) interpretada comúnmente como la firma típica de arco magmático en este tipo de diagrama. Se presenta una anomalía positiva para K en ambas unidades, aunque más marcado en la Riolita Aserradero (~100 veces la concentración de la condrita) y de ~10 a 20 veces para la Tonalita Peregrina.

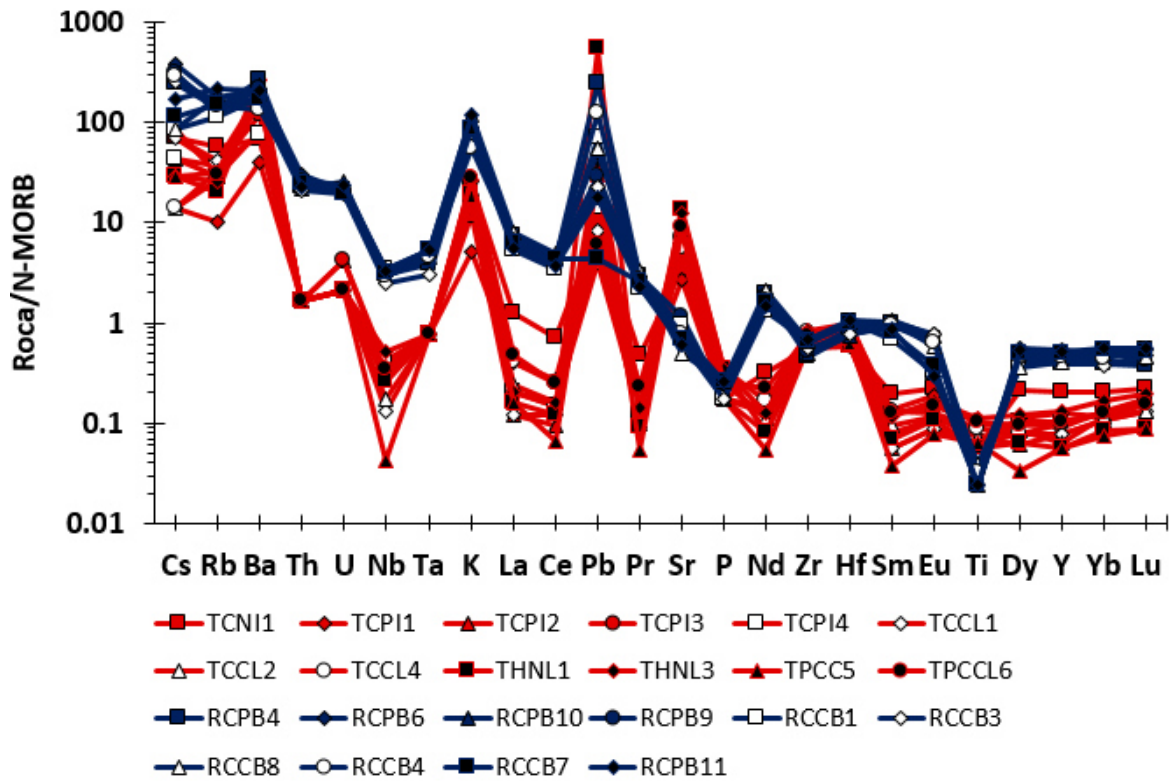


Fig. 5.26 Diagrama multielementos normalizado contra N-MORB, valores de normalización tomados de Sun y McDonough (1989). En color rojo las muestras de la Tonalita Peregrina y en color azul las muestras de la Riolita Aserradero.

Se presenta una anomalía negativa en los elementos La y Ce en ambas unidades, siendo ésta aún más marcada para la Tonalita Peregrina en donde se ve un empobrecimiento de 10 veces con respecto a la concentración del N-MORB. Otra anomalía positiva importante que presentan ambas unidades es la del Pb, en donde se presentan enriquecimientos que van desde 3 a 1000 veces el Pb presente en el NMORB, interpretable como una fuente sedimentaria o metasedimentaria para ambas unidades.

Ambas unidades presentan una anomalía negativa para Pr que se acentúa más en la Tonalita Peregrina, en el caso de la Riolita Aserradero, esta anomalía genera una pendiente negativa que se extiende hasta el P, mientras que la Tonalita Peregrina muestra una anomalía positiva en el Sr, con un enriquecimiento de 7 a 10 veces la concentración de este elemento en el N-MORB, probablemente por el alto contenido de plagioclasa. Posteriormente en el Nd, el comportamiento de ambas unidades también es diferente, mostrando una anomalía positiva para la Riolita Aserradero y una anomalía negativa para la Tonalita Peregrina.

El Zr y Hf se comportan de manera similar en ambas unidades sin enriquecimientos o empobrecimientos relativamente importantes. Los elementos Sm y Eu presentan comportamientos diferentes también para las dos unidades, pues en la Riolita Aserradero se mantienen con una relación aproximada a 1:1 mientras que en la Tonalita Peregrina presentan un empobrecimiento de 0.3 a 0.6 veces la de la condrita.

La última anomalía destacable es la de Ti, presente únicamente para la Riolita Aserradero, con un empobrecimiento de aproximadamente 0.02 veces en relación a la concentración del N-MORB. Los elementos Dy, Y, Yb y Lu muestran un comportamiento planar para ambas unidades, para el caso de la Riolita Aserradero éstos muestran un empobrecimiento constante de 0.5 veces en relación al N-MORB y en la Tonalita Peregrina el empobrecimiento en las muestras varía entre 0.2 y 0.3 veces en relación al N-MORB.

5.2.4 Diagramas de discriminación tectonomagmática.

Para determinar el ambiente tectónico en el cual se generaron los magmas que dieron lugar tanto a la Riolita Aserradero como a la Tonalita Peregrina, los datos geoquímicos de ambas unidades se graficaron en los diagramas propuestos por Pearce et al. (1984) para rocas graníticas

En la Fig. 5.27 se muestra el diagrama Y vs. Nb, el cual diferencia los campos de granito de intraplaca (WPG), granito de arco volcánico + sincolisional (VAG + syn-COLG) y granito de dorsal oceánica (ORG). En este diagrama las muestras de ambas unidades caen en el campo VAG + synCOLG. En este diagrama se aprecia como las muestras de la Riolita Aserradero tienen una concentración de aproximadamente 10 ppm tanto para Y como para Nb, mientras que las muestras de la Tonalita Peregrina varían entre 0.1 y 1 ppm para Nb y entre 1 y 10 para Y. Con lo anterior, aun y cuando ambas unidades caen en el campo VAG + synCOLG, éstas se agrupan independientemente una de otra.

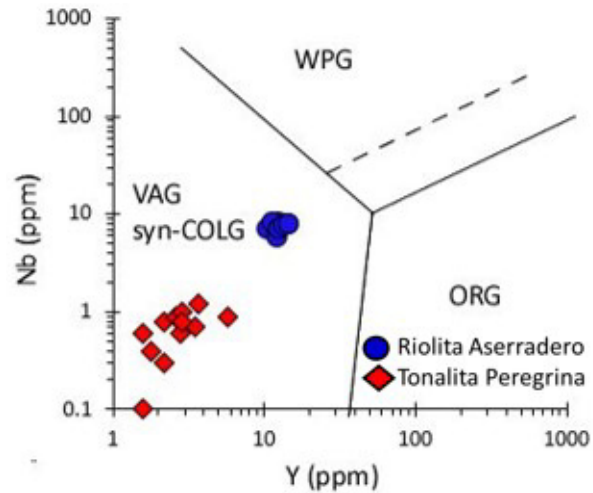


Fig. 5.27 Diagrama de discriminación para granitos Nb vs. Y de Pearce et al. (1984). WPG: granito de intraplaca, VAG: Granito de arco volcánico, syn-COLG: granito sincolisional, ORG: granito de dorsal oceánica.

En la Fig. 5.28 se encuentra el diagrama Rb vs. Y + Nb, también propuesto por Pearce et al. (1984), el cual diferencia del diagrama anterior, puede discriminar entre los campos VAG y COLG. Bajo la discriminación de estos elementos, ambas unidades caen en el campo VAG. De igual manera se observa como ambas unidades caen en el mismo campo pero agrupadas de manera independiente.

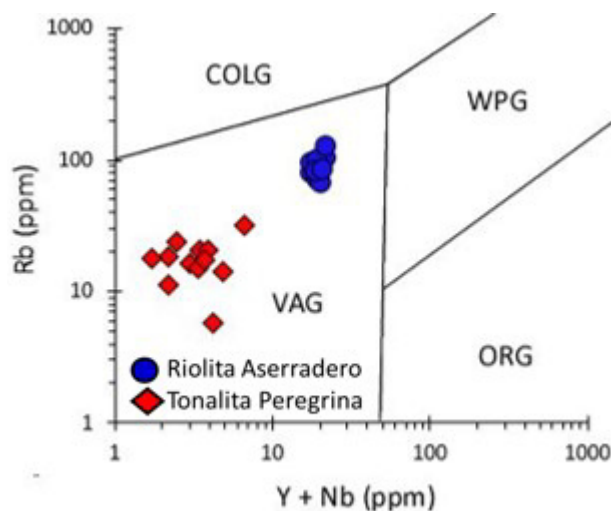


Fig. 5.28 Diagrama de discriminación para granitos Rb vs. Y + Nb de Pearce et al. (1984). WPG: granito de intraplaca, VAG: Granito de arco volcánico, COLG: granito colisional, ORG: granito de dorsal centro oceánica.

Los resultados obtenidos en los diagramas de discriminación de Pearce et al. (1984) que involucran el elemento Ta (Fig. 5.29 y 5.30), presentan en parte un menor grado de confiabilidad para la Tonalita Peregrina. Lo anterior se debe a que la concentración de este elemento reportada para esta unidad tanto en los datos de De León-Barragán (2012) como en los presentados en este trabajo, se encuentra por debajo del límite de detección (ver Tablas 5.2 y 5.3). Considerando este factor, los resultados fueron graficados tomando el valor mínimo de detección para éste elemento, el cual se encuentra distante de las fronteras de campos en ambos diagramas.

En la Fig. 5.29 se grafican los elementos Ta vs. Yb, en donde las dos unidades caen dentro del campo de VAG en grupos diferentes. Las concentraciones de ambos elementos para la Riolita Aserradero son cercanas a 1 ppm, definiendo claramente la pertenencia de esta unidad al campo VAG, mientras que, como ya se mencionó, la concentración de Ta para la Tonalita Peregrina genera un falso acomodo lineal de las muestras de esta unidad, pero dada la posición del campo VAG en relación a la concentración de este elemento, una concentración inferior a 0.1 ppm de Ta no modificaría el resultado graficado.

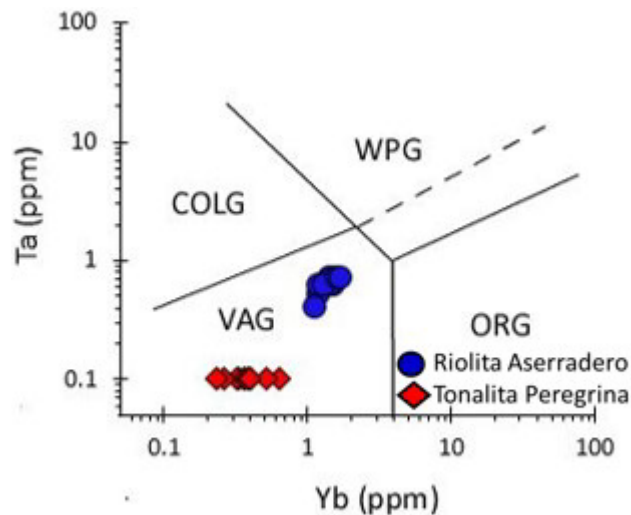


Fig. 5.29 Diagrama de discriminación para granitos Ta vs. Yb de Pearce et al. (1984). WPG: granito de intraplaca, VAG: Granito de arco volcánico, syn-COLG: granito sincolisional, ORG: granito de dorsal cetro oceánica.

En la Fig. 5.30 se grafican los elementos Rb vs. Y + Ta, en donde una vez más la agrupación de ambas unidades dentro del campo VAG se repite. En este caso la baja concentración de Ta para la Tonalita Peregrina es un factor poco influyente dada la adición del elemento Y. Los resultados

obtenidos en los diagramas de las fig. 5.27 a 5.30 son congruentes con los obtenidos por De León-Barragán (2012)

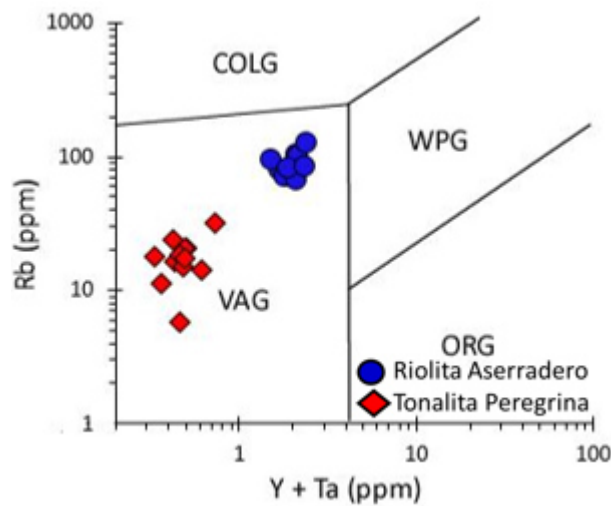


Fig. 5.30 Diagrama de discriminación para granitos Rb vs. Y + Ta de Pearce et al. (1984). WPG: granito de intraplaca, VAG: Granito de arco volcánico, syn-COLG: granito sincolisional, ORG: granito de dorsal centro oceánica.

Adicionalmente a los diagramas de discriminación clásicos para granitos de Pearce et al. (1984), se utilizaron los diagramas de discriminación tectonomagmática presentados por Verma et al. (2012) para rocas ácidas.

Verma et al. (2012) explican la dificultad para discriminar a las rocas ácidas basado en la escasa aparición de estas rocas en ambientes como islas oceánicas y dorsales centro oceánicas, además de la diversidad de procesos comprometidos en la evolución de ellas. Lo anterior implica una elevada complejidad que reduce las diferencias químicas relacionadas con los ambientes tectónicos en los que las rocas ácidas se generan. Con respecto a los diagramas de discriminación ya presentados, Verma et al. (2012) demuestran que en el diagrama Y vs. Nb (Fig. 5.27) no pueden discriminar entre ambientes de Arco y Colisional. Los diagramas Y vs. Nb, Yb vs. Ta muestran una región de traslape en configuraciones WPG y ORG. Finalmente los diagramas Y + Nb vs Rb y Yb + Ta vs. Rb involucran al elemento Rb, considerado como elemento móvil. Dado lo anterior, Verma et al. (2012) proponen un set de cinco diagramas discriminantes basados en un tratamiento estadístico de logaritmos naturales de relaciones de elementos mayores ajustados con la norma CIPW, cuyas funciones (las cuales componen los ejes X y Y) se encuentran enlistadas en la Tabla 5.7.

Tabla 5.7 Funciones discriminantes para los diagramas de Verma et al. (2012).

Eje	Ecuación
FD1A=	$\left[0.36077 \ln\left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.95693 \ln\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[-2.09239 \ln\left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.93391 \ln\left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.42703 \ln\left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.187320 \ln\left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.45615 \ln\left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.56098 \ln\left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[-1.65167 \ln\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.1558 \ln\left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] - 1.58259$
FD2A=	$\left[0.47235 \ln\left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.955 \ln\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.10951 \ln\left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.699238 \ln\left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.73953 \ln\left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.02771 \ln\left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.2447 \ln\left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.23167 \ln\left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.173552 \ln\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.353797 \ln\left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] + 6.691035$
FD1B=	$\left[-0.4786 \ln\left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.087 \ln\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[2.7433 \ln\left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-1.0663 \ln\left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.1389 \ln\left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.1907 \ln\left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.8516 \ln\left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.714 \ln\left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.1766 \ln\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.3386 \ln\left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] + 6.2573$
FD2B=	$\left[-0.3204 \ln\left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[-1.758 \ln\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[-3.2046 \ln\left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-1.1210 \ln\left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.2170 \ln\left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.0745 \ln\left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[1.2505 \ln\left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.3142 \ln\left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.6616 \ln\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.0186 \ln\left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] + 0.9984$

Tabla 5.7 Continuación.

Eje	Ecuación
FD1C=	$\left[-0.3620 \ln\left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.034 \ln\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.5198 \ln\left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.4980 \ln\left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.7223 \ln\left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.1229 \ln\left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.1388 \ln\left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.817 \ln\left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.504 \ln\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.2684 \ln\left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] - 3.0829$
FD2C=	$\left[-0.142 \ln\left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.984 \ln\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.747 \ln\left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.735 \ln\left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-1.226 \ln\left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.062 \ln\left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-1.152 \ln\left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-3.189 \ln\left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[-2.339 \ln\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.495 \ln\left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] - 18.190$
FD1D=	$\left[0.02226 \ln\left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.2877 \ln\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[-2.6406 \ln\left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[2.9494 \ln\left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.1970 \ln\left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.0673 \ln\left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.0620 \ln\left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.6219 \ln\left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[-2.0579 \ln\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.0751 \ln\left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] - 2.1790$
FD2D=	$\left[0.2786 \ln\left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[-1.054 \ln\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.8267 \ln\left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.3032 \ln\left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.4084 \ln\left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.0905 \ln\left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.3260 \ln\left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.1518 \ln\left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.6698 \ln\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.2261 \ln\left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] - 6.5170$

Tabla 5.7 Continuación.

Eje	Ecuación
FD1E=	$\left[0.0645 \ln \left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[-1.7943 \ln \left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.5264 \ln \left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[0.6385 \ln \left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.3407 \ln \left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.0720 \ln \left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.3265 \ln \left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.1063 \ln \left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[1.8098 \ln \left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.0338 \ln \left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] - 8.2616$
FD2E=	$\left[0.8760 \ln \left(\frac{TiO_2}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.8018 \ln \left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.2472 \ln \left(\frac{Fe_2O_3}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.8796 \ln \left(\frac{FeO}{SiO_2}\right)\right] + \left[0.7540 \ln \left(\frac{MnO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.0006 \ln \left(\frac{MgO}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.0624 \ln \left(\frac{CaO}{SiO_2}\right)\right] + \left[-0.205 \ln \left(\frac{Na_2O}{SiO_2}\right)\right] + \left[-3.3091 \ln \left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)\right] +$ $\left[-0.3526 \ln \left(\frac{P_2O_5}{SiO_2}\right)\right] - 3.8959$

El primer diagrama (Fig. 5.31) contiene los campos de *Rift* Continental (RC), Arco de Islas + Arco Continental (AI + AC) y Colisional (COL). En este diagrama las muestras de la Riolita Aserradero caen consistentemente dentro del campo COL, mientras que las muestras de la Tonalita Peregrina caen en el muy cercanas a la frontera de los campos AI +AC y COL, cayendo 6 muestras en el campo COL y 6 en el campo de los arcos.

El diagrama de la Fig. 5.32 separa los campos AC, AI y RC. En este diagrama las muestras de la Tonalita Peregrina caen principalmente en el campo de AC, con la excepción de tres muestras que caen en el campo de AI. Las muestras de la Riolita Aserradero caen dispersas en los campos de RC y AI, (principalmente en el campo RC). Cabe destacar que esto puede ser resultado de la ausencia del campo COL, de acuerdo a los demás diagramas.

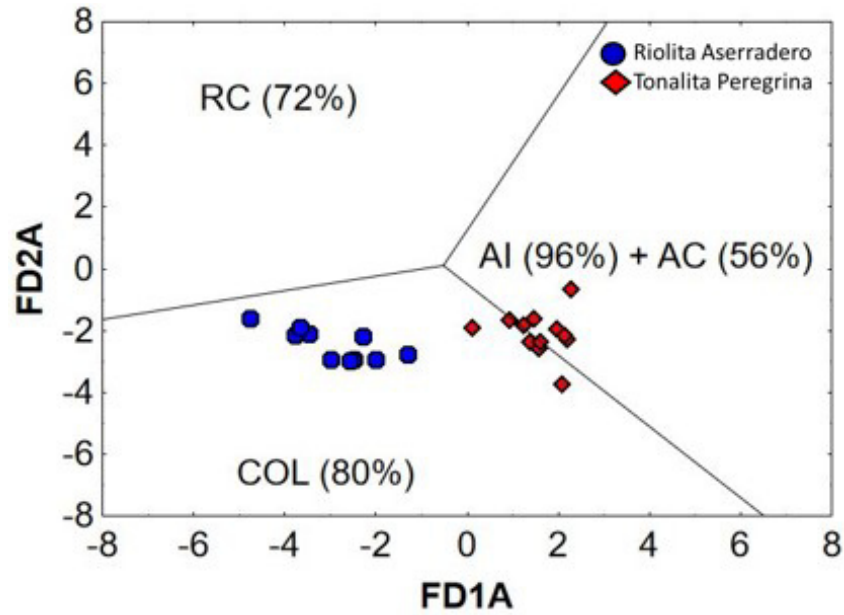


Fig. 5.31 Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. RC: *Rift Continental*, AI: Arco de Islas, AC: Arco Continental, COL: Colisional.

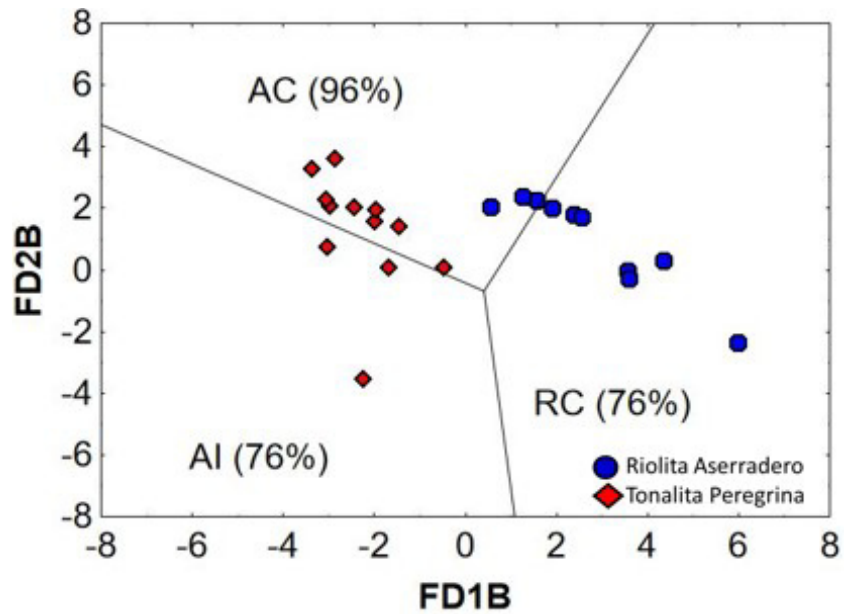


Fig. 5.32 Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. RC: *Rift Continental*, AI: Arco de Islas, AC: Arco Continental.

En el diagrama de la Fig. 5.33 se discriminan los campos AI, AC y COL. En este caso, las muestras de la Riolita Aserradero caen todas en el campo COL. Las muestras de la Tonalita Peregrina caen en una zona muy cercana al punto de intersección de los tres campos, pero manteniendo una mayor proporción dentro de los campos de arco.

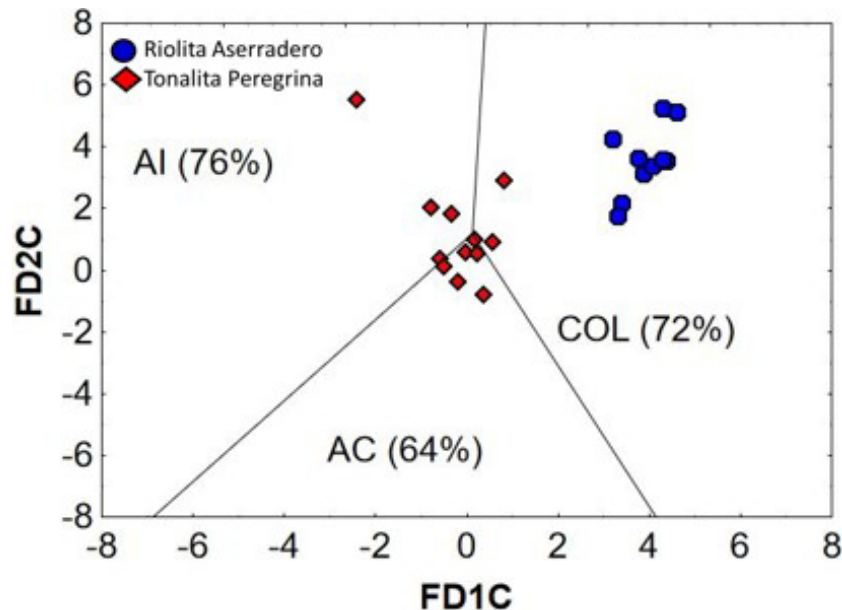


Fig. 5.33 Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. AI: Arco de Islas, AC: Arco Continental, COL: Colisional.

En el diagrama de la Fig. 5.34 se discriminan los campos RC, COL y AI. Para este diagrama las muestras de la Riolita Aserradero caen también dentro del campo COL, mientras que las muestras de la Tonalita Peregrina se ubican cercanas a la frontera de los campos COL y AI, pero al igual que en el diagrama anterior, la mayoría de ellas (8/12) caen en el campo de arco (AI en este caso) y el resto (4/12) en el campo COL.

Finalmente en el diagrama de la Fig. 5.35, se discriminan los campos AC, COL y RC. En este diagrama, las muestras de la Riolita Aserradero caen de nuevo en el campo COL mientras que las muestras de la Tonalita Peregrina caen en el campo de AC. Cabe destacar que para este diagrama se abrió más el eje x, determinado por la función FD1E, hasta -10 con el fin de incluir a todas las muestras, pero dado que esto no modifica la posición de las fronteras de los campos, no se modifica la forma del diagrama.

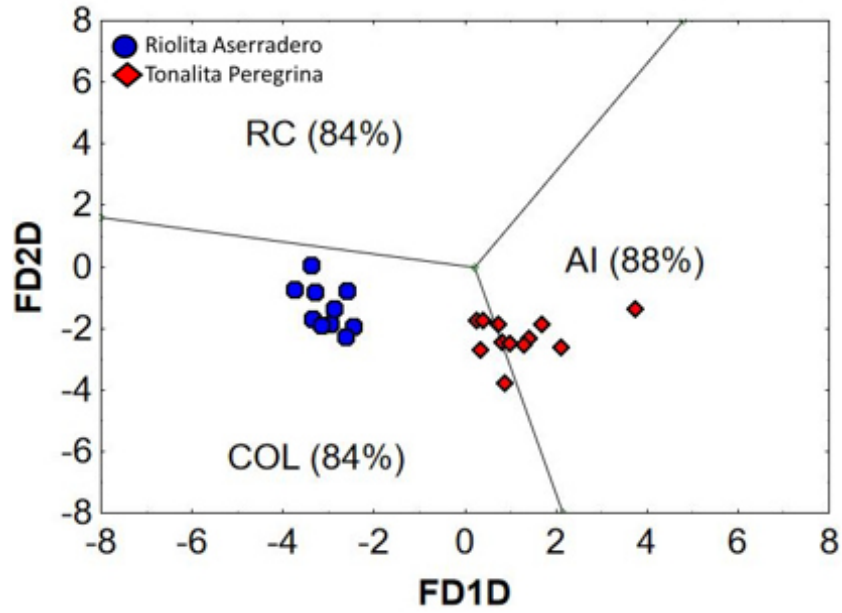


Fig. 5.34 Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. AI: Arco de Islas, RC: Arco Continental, COL: Colisional.

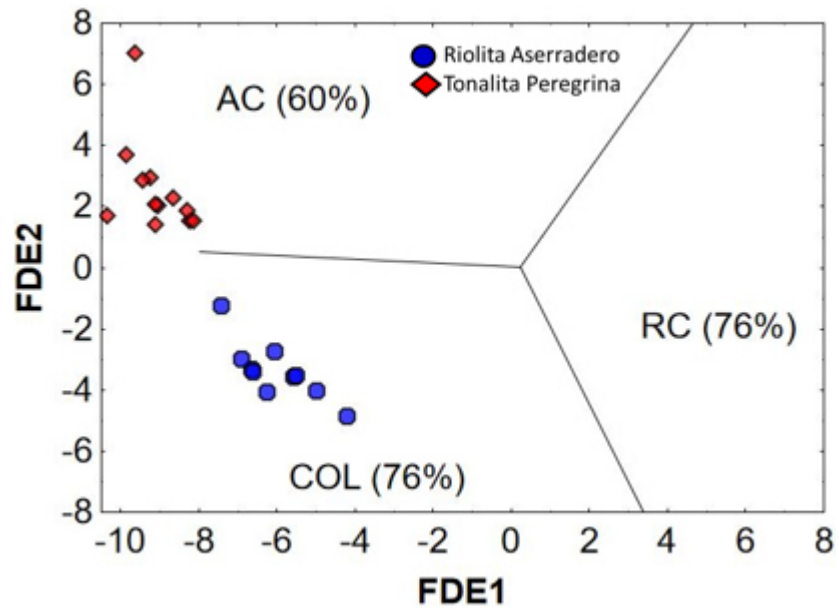


Fig. 5.35 Diagrama de discriminación para rocas ácidas propuesto por Verma et al. (2012). Los porcentajes indican el porcentaje de precisión para cada campo. RC: Rift Continental, AC: Arco Continental, COL: Colisional.

En la Tabla 5.8 se resumen los resultados obtenidos en ambos paquetes de diagramas (Pearce et al., 1984 y Verma et al., 2012). En los diagramas en donde las muestras caen en dos o más campos, los resultados se colocan de acuerdo a la cantidad de muestras en cada campo, en orden decreciente. En la tabla se observa que para la Tonalita Peregrina el ambiente que predomina en ambos grupos de diagramas es el de arco magmático, ya sea continental o de islas (en el caso de los diagramas de Verma et al., 2012).

En el caso de la Riolita Aserradero se observa una discrepancia en ambos grupos de diagramas. En el grupo de diagramas de Pearce et al. (1984) el resultado unánime es de arco volcánico, mientras que en los diagramas propuestos por Verma et al. (2012) en su mayoría las muestras caen en el campo colisional, siendo el diagrama B en donde las muestras caen en grupos diferentes, dada la ausencia del campo COL en este diagrama. Dicha discrepancia puede estar relacionada al principio bajo el cual se construyen los diagramas, pues los primeros se encuentran contruidos en base a los elementos traza (en principio inmóviles) mientras que los últimos se generan en base a las relaciones de elementos mayores. Es probable que los diagramas propuestos por Verma et al. (2012) expresen el carácter geoquímico de la fuente y sea el ambiente de arco volcánico en el que se generó el magma de la Riolita Aserradero. El modelo genético para ambas unidades es discutido en el capítulo 6.

Tabla 5.8 Sumario de resultados de los diagramas de discriminación presentados. AC: Arco Continental, AI: Arco de Islas, COL: Colisional, COLG: Granito colisional, ORG: Granito Orogénico, RC: Rift Continental, VAG: Granito de Arco Volcánico, WPG: Granito de Intraplaca.

Autor	Diagrama	Campos	Tonalita Peregrina	Riolita Aserradero
Pearce et al. (1984)	Nb vs. Y	WPG – VAG, syn-COL – ORG	VAG, syn-COL	VAG, syn-COL
	Rb vs. Y + Nb	COLG – WPG – VAG – ORG	VAG	VAG
	Ta vs. Yb	COLG – WPG – VAG – ORG	VAG	VAG
	Rb vs. Y + Ta	COLG – WPG – VAG – ORG	VAG	VAG
Verma et al. (2012)	A	RC – AI + AC – COL	AI + AC – COL	COL
	B	AC – AI – RC	AC – AI	AC – RC
	C	AI – COL – AC	AI – AC – COL	COL
	D	RC – AI – COL	AI – COL	COL
	E	AC – RC – COL	AC	COL

5.3 Geocronología

Para el estudio geocronológico se analizó una muestra para cada unidad, (el procesado de las muestras y las especificaciones del análisis se encuentran descritos en la sección 1.6). En la Tonalita Peregrina se separaron 42 circones (Fig. 5.36 a), mientras que para la Riolita Aserradero se separaron 10 cristales de este mineral (Fig. 5.36 b).

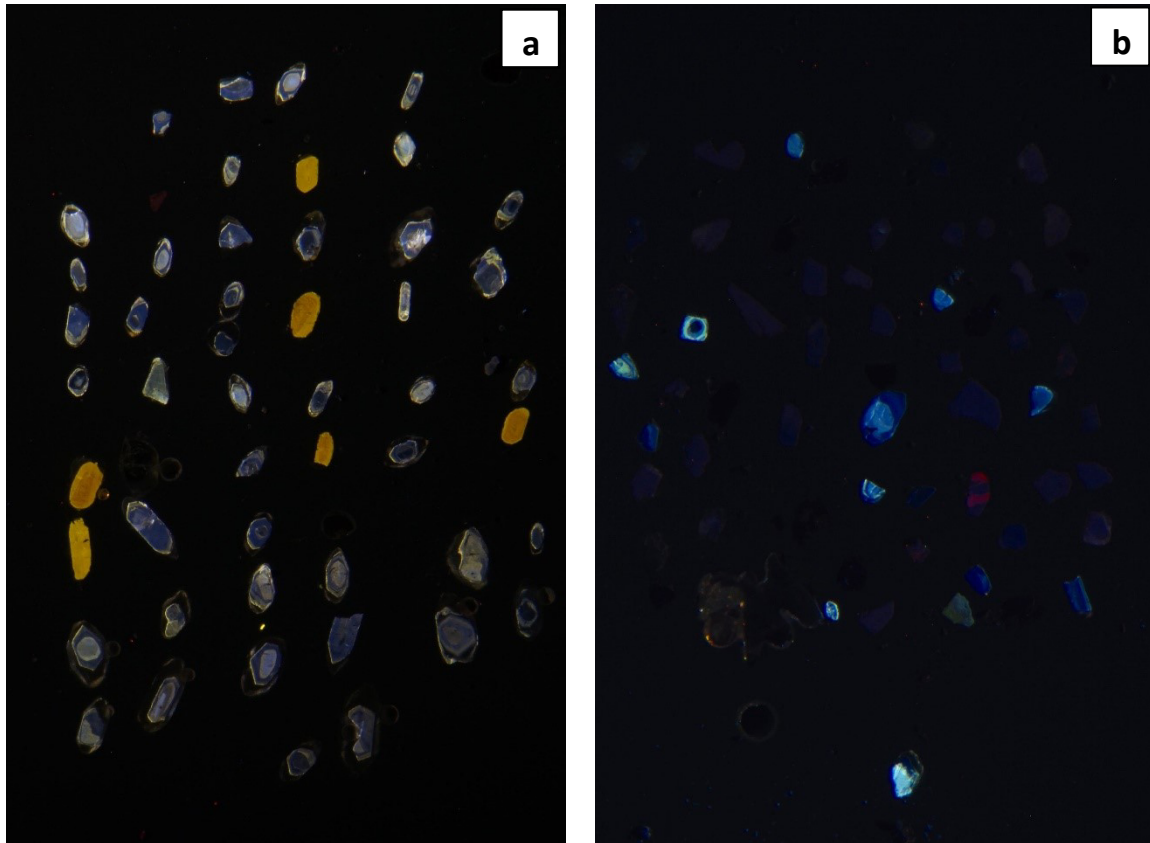


Fig. 5.36 Fotomicrografía de los cristales de circón separados para ambas unidades vistas bajo catodoluminiscencia. En color azul resaltan los cristales de circón y en color amarillo los cristales de apatito. a) Cristales pertenecientes a la Tonalita Peregrina. b) Cristales pertenecientes a la Riolita Aserradero.

En la Fig. 5.36 a se muestra como los circones presentan formas subhedrales a euhedrales con hábitos bipiramidales característicos y caras bien definidas. Se aprecia también como la mayor parte de los circones separados se encuentran zonados, lo que indica que son heredados y se desarrollaron durante diferentes etapas de cristalización.

En cuanto a los circones separados de la Riolita Aserradero (Fig. 5.36 b), éstos se encuentran redondeados, con hábitos anhedrales, fracturados e incompletos, además de presentar zonamiento. Lo anterior indica también una procedencia de eventos anteriores de cristalización para estos cristales y probablemente un pobre desarrollo de éstos cristales durante el último evento de cristalización.

5.3.1 Edad de las unidades ígneas del AHP

Los resultados de las relaciones isotópicas corregidas de U-Pb con sus respectivos rangos de error se encuentran enlistados en la Tabla 5.9. Las edades corregidas con respectivos rangos de error y % de discordancia se encuentran enlistadas en la Tabla 5.10. Para la localización de cada análisis en los diferentes cristales véase ANEXO-2.

Tabla 5.9 Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error. Muestras con prefijo TPz pertenecen a la Tonalita Peregrina y las muestras FAz a la Riolita Aserradero.

Muestra	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$
TPz_01	0.0570	0.0066	0.5640	0.0600	0.0721	0.0017
TPz_02	0.0699	0.0051	1.0690	0.0860	0.1169	0.0050
TPz_03	0.0555	0.0090	0.5970	0.0780	0.0756	0.0030
TPz_04	0.0780	0.0062	1.6400	0.1200	0.1548	0.0052
TPz_05	0.0574	0.0037	0.5710	0.0320	0.0716	0.0012
TPz_06	0.0590	0.0049	0.5630	0.0430	0.0712	0.0022
TPz_07	0.0668	0.0032	1.1670	0.0500	0.1290	0.0022
TPz_08	0.0583	0.0037	0.5470	0.0330	0.0683	0.0008
TPz_09	0.0766	0.0041	1.9020	0.0910	0.1820	0.0031
TPz_10	0.0554	0.0053	0.5630	0.0470	0.0734	0.0021
TPz_11	0.0563	0.0042	0.5640	0.0380	0.0720	0.0016
TPz_12	0.0680	0.0042	1.2990	0.0780	0.1388	0.0031
TPz_13	0.0549	0.0037	0.5450	0.0330	0.0712	0.0012
TPz_14	0.0543	0.0039	0.5320	0.0330	0.0733	0.0015
TPz_15	0.0724	0.0028	1.6300	0.0580	0.1636	0.0018
TPz_16	0.0643	0.0038	0.8290	0.0480	0.0937	0.0035
TPz_17	0.0593	0.0045	0.5800	0.0400	0.0721	0.0014
TPz_18	0.0642	0.0044	0.8420	0.0660	0.0976	0.0035

Tabla 5.9 Continuación.

Muestra	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$
TPz_19	0.0674	0.0032	1.0830	0.0430	0.1183	0.0016
TPz_20	0.0545	0.0083	1.0200	0.1500	0.1379	0.0053
TPz_21	0.0593	0.0040	0.6480	0.0410	0.0801	0.0014
TPz_22	0.0770	0.0042	2.0100	0.1000	0.1892	0.0035
TPz_23	0.0579	0.0037	0.5870	0.0360	0.0757	0.0022
TPz_24	0.0779	0.0040	1.9520	0.0990	0.1821	0.0028
TPz_25	0.0572	0.0042	0.5940	0.0350	0.0736	0.0012
TPz_26	0.0565	0.0025	0.5590	0.0220	0.0719	0.0011
TPz_27	0.0757	0.0036	1.9560	0.0800	0.1881	0.0027
TPz_28	0.0564	0.0043	0.5930	0.0430	0.0759	0.0017
TPz_29	0.0703	0.0035	1.4270	0.0620	0.1497	0.0023
TPz_30	0.0528	0.0028	0.5230	0.0270	0.0716	0.0011
TPz_31	0.0776	0.0035	1.9540	0.0820	0.1840	0.0021
TPz_32	0.0610	0.0062	0.5860	0.0590	0.0728	0.0023
TPz_33	0.0683	0.0026	1.3500	0.0460	0.1433	0.0012
TPz_34	0.0716	0.0078	0.9400	0.0990	0.0970	0.0025
TPz_35	0.0571	0.0031	0.5900	0.0290	0.0753	0.0014
TPz_36	0.0580	0.0053	0.5920	0.0470	0.0730	0.0021
TPz_37	0.0560	0.0031	0.5790	0.0300	0.0756	0.0009
TPz_38	0.0757	0.0045	1.9100	0.1100	0.1813	0.0030
TPz_39	0.0547	0.0040	0.5450	0.0370	0.0706	0.0020
TPz_40	0.0549	0.0034	0.5480	0.0320	0.0718	0.0016
FAz_41	0.0801	0.0043	2.1700	0.1100	0.1987	0.0033
FAz_42	0.0801	0.0036	2.1460	0.0870	0.1967	0.0031
FAz_43	0.0752	0.0033	1.7570	0.0660	0.1692	0.0021
FAz_44	0.0781	0.0032	2.0260	0.0700	0.1874	0.0030
FAz_45	0.0732	0.0057	0.4400	0.0370	0.0441	0.0010
FAz_46	0.0853	0.0044	2.8000	0.1200	0.2366	0.0051
FAz_47	0.0826	0.0070	0.8140	0.0640	0.0716	0.0018
FAz_48	0.0686	0.0041	0.8550	0.0460	0.0915	0.0018

Tabla 5.9 Continuación.

Muestra	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$
FAz_49	0.0687	0.0027	1.3870	0.0470	0.1467	0.0014
FAz_50	0.0523	0.0032	0.3830	0.0210	0.0528	0.0009

Tabla 5.10 Relaciones isotópicas corregidas y rangos de error. Muestras con prefijo TPz pertenecen a la Tonalita Peregrina y las muestras FAz a Riolita Aserradero.

Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	Mejor Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Disc. %
TPz_01	449.0	10.0	450.0	38.0	570.0	110.0	449.0	10.0	0.22
TPz_02	712.0	29.0	733.0	42.0	940.0	110.0	712.0	29.0	2.86
TPz_03	470.0	18.0	469.0	49.0	490.0	140.0	470.0	18.0	-0.21
TPz_04	932.0	28.0	983.0	50.0	1122.0	86.0	1122.0	86.0	5.19
TPz_05	445.7	7.2	461.0	21.0	577.0	70.0	445.7	7.2	3.32
TPz_06	443.0	13.0	459.0	28.0	510.0	110.0	443.0	13.0	3.49
TPz_07	782.0	13.0	794.0	22.0	818.0	64.0	782.0	13.0	1.51
TPz_08	425.8	4.5	441.0	22.0	541.0	51.0	425.8	4.5	3.45
TPz_09	1078.0	17.0	1083.0	33.0	1104.0	63.0	1104.0	63.0	0.46
TPz_10	456.0	13.0	451.0	31.0	440.0	120.0	456.0	13.0	-1.11
TPz_11	448.0	9.9	456.0	24.0	608.0	92.0	448.0	9.9	1.75
TPz_12	838.0	17.0	840.0	34.0	911.0	66.0	838.0	17.0	0.24
TPz_13	443.6	7.5	440.0	22.0	438.0	92.0	443.6	7.5	-0.82
TPz_14	457.1	8.8	435.0	23.0	407.0	81.0	457.1	8.8	-5.08
TPz_15	976.4	9.8	981.0	22.0	1010.0	49.0	976.4	9.8	0.47
TPz_16	577.0	21.0	611.0	26.0	749.0	84.0	577.0	21.0	5.56
TPz_17	448.5	8.4	471.0	28.0	583.0	60.0	448.5	8.4	4.78
TPz_18	600.0	20.0	616.0	37.0	703.0	74.0	600.0	20.0	2.60
TPz_19	721.0	9.4	744.0	21.0	872.0	43.0	721.0	9.4	3.09
TPz_20	832.0	30.0	690.0	72.0	890.0	160.0	832.0	30.0	-20.58
TPz_21	496.8	8.6	505.0	25.0	591.0	92.0	496.8	8.6	1.62
TPz_22	1117.0	19.0	1118.0	35.0	1161.0	59.0	1161.0	59.0	0.09

Tabla 5.10 Continuación

Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	Mejor Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$	Disc. %
TPz_23	470.0	13.0	467.0	23.0	497.0	84.0	470.0	13.0	-0.64
TPz_24	1078.0	15.0	1096.0	34.0	1150.0	64.0	1150.0	64.0	1.64
TPz_25	458.7	7.5	474.0	23.0	525.0	63.0	458.7	7.5	3.23
TPz_26	447.5	6.4	451.0	14.0	483.0	47.0	447.5	6.4	0.78
TPz_27	1111.0	15.0	1098.0	28.0	1062.0	40.0	1062.0	40.0	-1.18
TPz_28	471.0	10.0	469.0	27.0	478.0	68.0	471.0	10.0	-0.43
TPz_29	899.0	13.0	899.0	25.0	914.0	58.0	899.0	13.0	0.00
TPz_30	446.0	6.6	425.0	18.0	372.0	91.0	446.0	6.6	-4.94
TPz_31	1089.0	12.0	1098.0	29.0	1125.0	58.0	1125.0	58.0	0.82
TPz_32	453.0	14.0	474.0	37.0	660.0	100.0	453.0	14.0	4.43
TPz_33	863.3	6.6	867.0	20.0	872.0	42.0	863.3	6.6	0.43
TPz_34	597.0	15.0	662.0	45.0	870.0	140.0	597.0	15.0	9.82
TPz_35	467.7	8.4	470.0	18.0	535.0	67.0	467.7	8.4	0.49
TPz_36	454.0	13.0	472.0	31.0	650.0	130.0	454.0	13.0	3.81
TPz_37	469.8	5.6	464.0	20.0	441.0	68.0	469.8	5.6	-1.25
TPz_38	1074.0	16.0	1093.0	34.0	1121.0	64.0	1121.0	64.0	1.74
TPz_39	440.0	12.0	443.0	24.0	560.0	85.0	440.0	12.0	0.68
TPz_40	447.0	9.7	442.0	21.0	484.0	71.0	447.0	9.7	-1.13
FAz_41	1168.0	18.0	1173.0	33.0	1207.0	59.0	1207.0	59.0	0.43
FAz_42	1157.0	17.0	1162.0	28.0	1200.0	36.0	1200.0	36.0	0.43
FAz_43	1007.0	12.0	1031.0	25.0	1082.0	53.0	1082.0	53.0	2.33
FAz_44	1107.0	16.0	1124.0	23.0	1160.0	52.0	1160.0	52.0	1.51
FAz_45	277.9	6.2	367.0	27.0	980.0	110.0	277.9	6.2	24.28
FAz_46	1368.0	26.0	1359.0	30.0	1340.0	57.0	1340.0	57.0	-0.66
FAz_47	446.0	11.0	601.0	35.0	1250.0	110.0	446.0	11.0	25.79
FAz_48	564.0	11.0	625.0	25.0	881.0	83.0	564.0	11.0	9.76
FAz_49	882.4	7.7	887.0	22.0	897.0	43.0	882.4	7.7	0.52
FAz_50	331.9	5.2	331.0	15.0	341.0	65.0	331.9	5.2	-0.27

Para el presente trabajo se utilizarán las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades corregidas < 1 Ga, mientras que para edades corregidas > 1 Ga se utilizarán las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, considerando el rango de incertidumbre individual. A partir de los resultados presentados en la Tabla 5.8 es posible generar diagramas de concordia (Wetherill, 1956; Fig. 5.37) y con esto, interpretar la edad de cristalización de este cuerpo intrusivo.

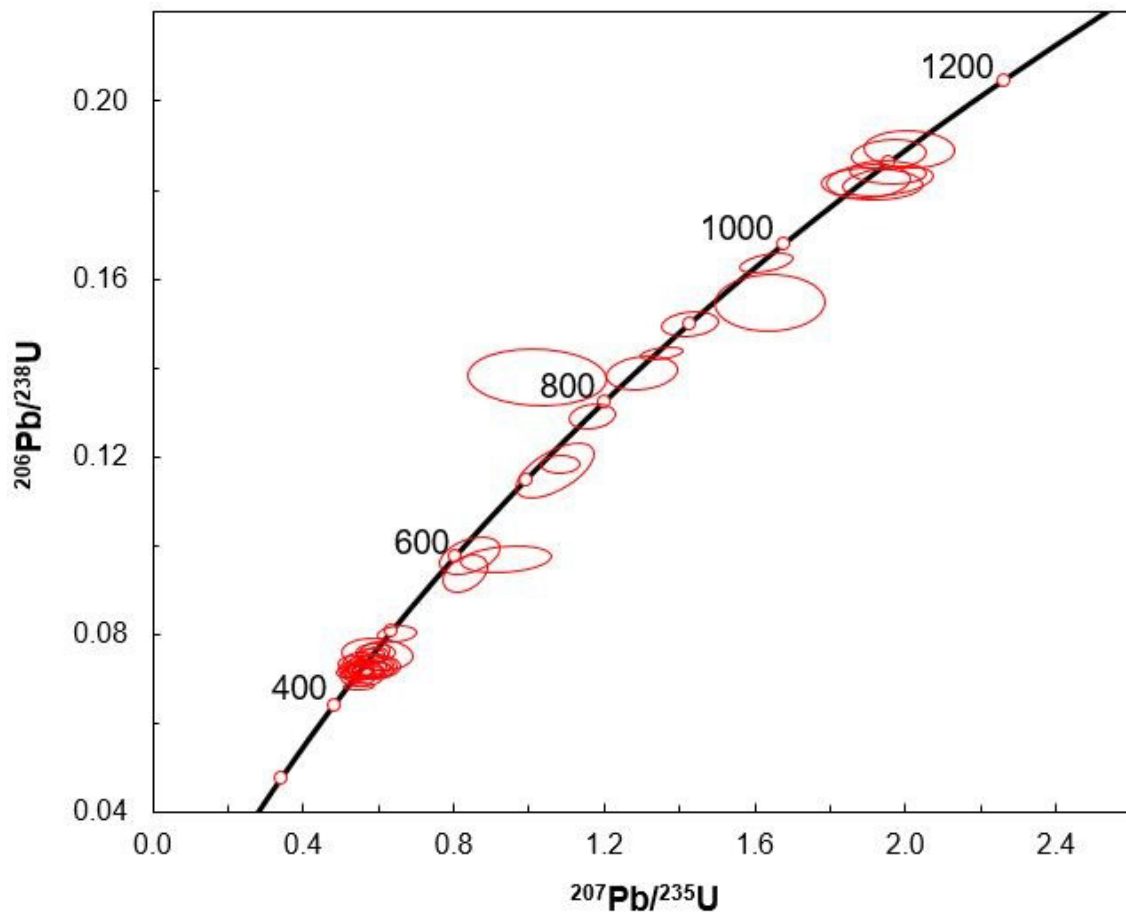


Fig. 5.37 Diagrama de concordia Wetherill para análisis de circones LA-ICP-MS de la Tonalita Peregrina. Las elipses indican un error de $\pm 2\sigma$.

En la Fig. 5.37 se graficaron los resultados obtenidos de los circones analizados de la Tonalita Peregrina. En primera instancia se observa cómo dentro de esta muestra existen circones con edades concordantes en su mayoría al menos en el rango de incertidumbre, que van de 1161 ± 59 Ma a 425.8 ± 4.5 Ma, dispuestos en diferentes poblaciones.

Para realizar una mejor identificación de las poblaciones presentes, se realizó un histograma que abarca el periodo de tiempo entre las muestras más antiguas (1161 ± 59 Ma) y las más jóvenes (425.8 ± 4.5 Ma; Fig. 5.38). Dado el amplio rango de edades en el que varían las muestras, se utilizó un bin de 100 Ma.

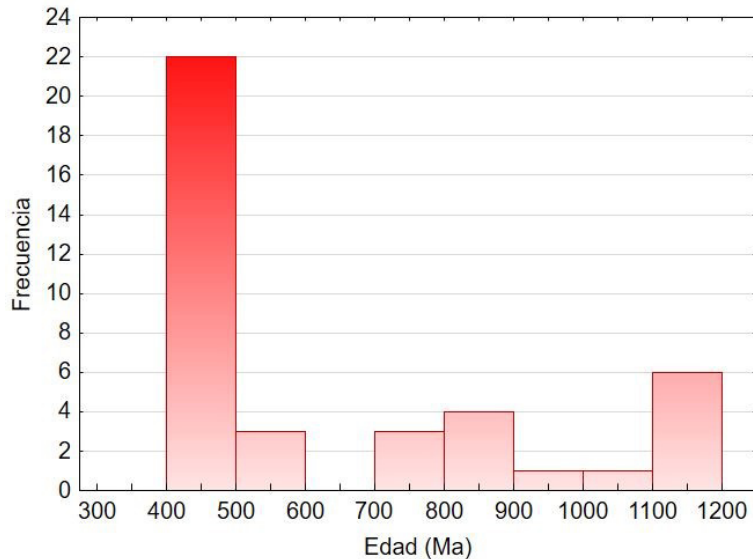


Fig. 5.38 Histograma de frecuencia para todos los circones analizados con LA-ICP-MS de la Tonalita Peregrina.

En el histograma de la Fig. 5.38 se aprecia como esta unidad presenta circones heredados con una población de seis circones de 1200-1100 Ma, una muestra para 1100-1000 y 1000-900 Ma respectivamente, cuatro muestras para el periodo de 900-800 Ma, tres circones de 800-700, 3 circones de 600-500 y 21 circones de 500-400. Con esto se definen las dos principales poblaciones, la más antigua pertenece al periodo Esténico del Mesoproterozoico (1.2 -1.1 Ga) y la segunda con más muestras dentro del periodo de 500-400 Ma, siendo estas últimas las muestras que pueden ser interpretadas como edad de cristalización.

Para identificar el comportamiento de las muestras que se encuentran dentro del intervalo de 500-400 Ma, éstas se graficaron en un histograma que contiene solo dichas muestras (Fig. 5.39), con intervalos de 10 Ma. A partir de este histograma se observa que la mayor cantidad de muestras (9) caen dentro del periodo de 440-450 Ma, seguido de 5 muestras para 550-560 y 4 para 460-470. Para los periodos de 420-430, 430-440, 470-480 y 490-500 se encuentran representados por una muestra respectivamente, mientras que para el periodo de 480-490 no se reporta ninguna.

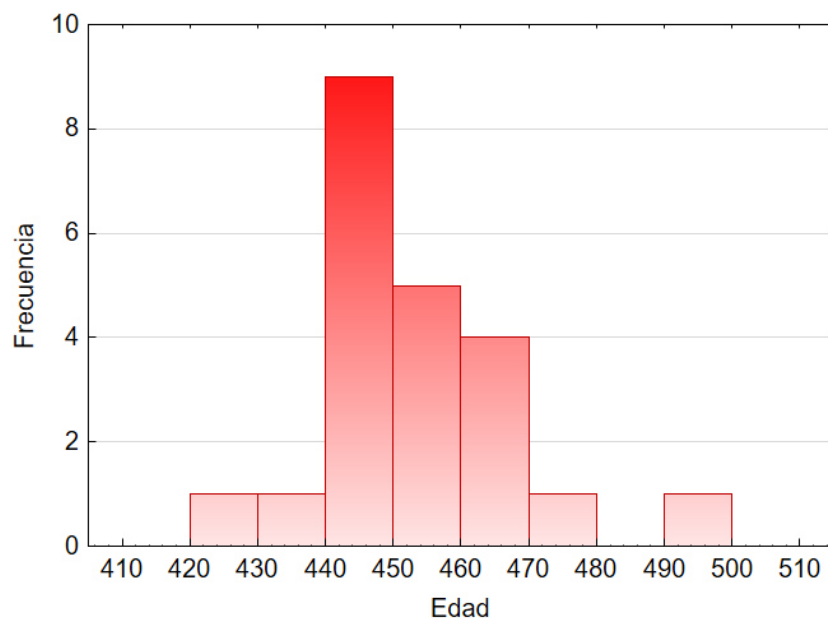


Fig. 5.39 Histograma de frecuencia para los circones analizados con LA-ICP-MS de la Tonalita Peregrina que arrojaron una edad de entre 400 y 500 Ma.

En base a este histograma (fig. 5.39) se calculó la media de los datos (Tabla 5.11) para posteriormente calcular la desviación estándar de los mismos (Tabla 5.12) y de esta manera identificar los valores más adecuados para tomar en cuenta en el momento de calcular el promedio de edad de cristalización de la Tonalita Peregrina.

Tabla 5.11 Datos extraídos de la Fig. 5.38 para el cálculo de la media para las muestras con edad entre 400 y 500 Ma.

Edad	Frecuencia (f)	Marca de clase (x)	f*x
421-430	1	425.5	425.5
431-440	1	435.5	435.5
441-450	9	445.5	4009.5
451-460	5	455.5	2277.5
461-470	4	465.5	1862
471-480	1	475.5	475.5
	$\Sigma(f)=21$		$\Sigma(f*x)=9485.5$

$$Media = \frac{\Sigma(f * x)}{\Sigma(f)} = 451.69 \text{ Ma}$$

Tabla 5.12 Cálculo de la desviación estándar de las muestras con intervalo de edad de entre 500 y 400 Ma (en orden ascendente) de la Tonalita Peregrina. x_i = muestra, \bar{x} = media, σ = desviación estándar.

Muestra	Edad	$x_i - \bar{x}$	$(x_i - \bar{x})^2$
TPz_08	425.8	-25.9	670.317
TPz_39	440.0	-11.7	136.667
TPz_06	443.0	-8.7	75.524
TPz_13	443.6	-8.1	65.456
TPz_05	445.7	-6.0	35.886
TPz_30	446.0	-5.7	32.382
TPz_40	447.0	-4.7	22.001
TPz_26	447.5	-4.2	17.560
TPz_11	448.0	-3.7	13.620
TPz_17	448.5	-3.2	10.179
TPz_01	449.0	-2.7	7.239
TPz_32	453.0	1.3	1.715
TPz_36	454.0	2.3	5.334
TPz_10	456.0	4.3	18.572
TPz_14	457.1	5.4	29.263
TPz_25	458.7	7.0	49.133
TPz_35	467.7	16.0	256.305
TPz_37	469.8	18.1	327.955
TPz_03	470.0	18.3	335.239
TPz_23	470.0	18.3	335.239
TPz_28	471.0	19.3	372.858
n=21			$\sum (x_i - \bar{x})^2 = 2818.441$
			$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} = 11.871$

En base a los valores obtenidos, se seleccionaron los datos que se encuentran dentro de $\pm 1\sigma$ a partir de la media, dejando las muestras que se encuentran entre 439.819 y 463.561 Ma. Lo anterior deja un total de 15 muestras en base a las cuales se calculó el promedio. Dicho promedio se encuentra representado en la Fig. 5.40 el cual da un resultado de 449.2 ± 2.9 Ma, y corresponde al Katiense del Ordovícico Superior. Este valor cambia los modelos existentes sobre el desarrollo geodinámico del AHP, en los que se relacionaba erróneamente el origen de esta unidad al arco del Carbonífero-Pérmico.

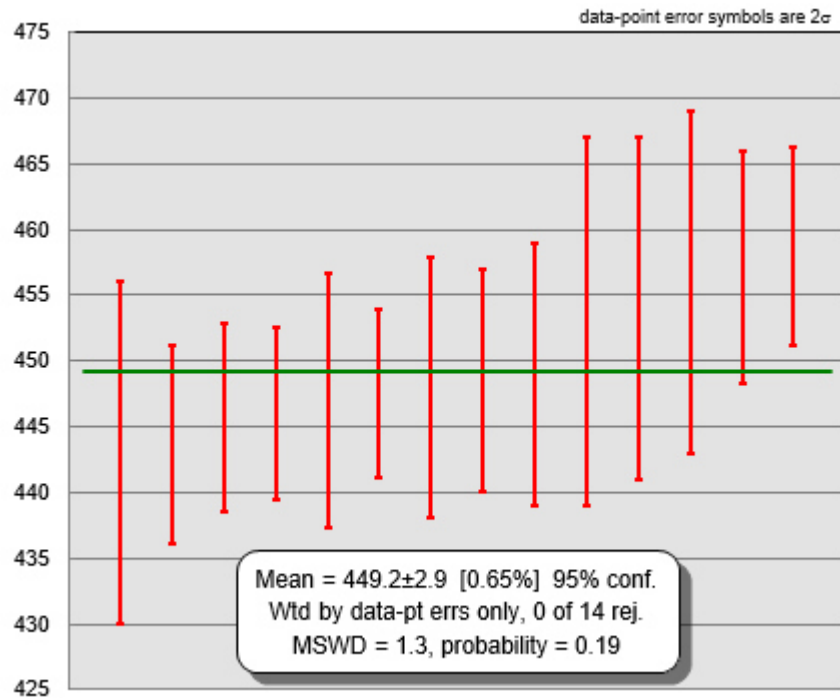


Fig. 5.40 Promedio de edades de las muestras de la Tonalita Peregrina = 449.2 ± 2 Ma.

En el caso de la Riolita Aserradero, las muestras analizadas arrojan edades que van de 1340 ± 57 Ma a 277.9 ± 6.2 Ma, como se puede observar en la Fig. 5.41. Debido a que el contenido de circones en esta unidad es muy bajo, no fue posible obtener datos suficientes para estimar la edad de cristalización de la roca.

Cabe destacar que los resultados de las muestras con edades superiores a 882.4 ± 77 Ma, así como la edad de 331.9 ± 5.2 Ma, son edades concordantes, mientras que las edades de 564 ± 11 , 446 ± 11 y 277.9 ± 6.2 Ma muestran un importante grado de discordancia.

Las edades de los cristales más antiguos puede ser interpretada como cristales heredados de eventos tectonotermiales anteriores, lo que es congruente con la forma redondeada de los núcleos de los cristales observada bajo catodoluminiscencia (Fig. 5.36 b). En cuanto a la edad de los cristales con edades más jóvenes, solamente el dato con edad corregida concordante de 331.9 ± 5.2 Ma podría ser considerado como edad de cristalización, pero este dato único no brinda información suficiente para sustentar dicha afirmación. En el caso de los cristales con edades discordantes, éstos no presentan un patrón claro de pérdida de Pb, lo que dificulta la interpretación de su edad, así como la de apertura del sistema.

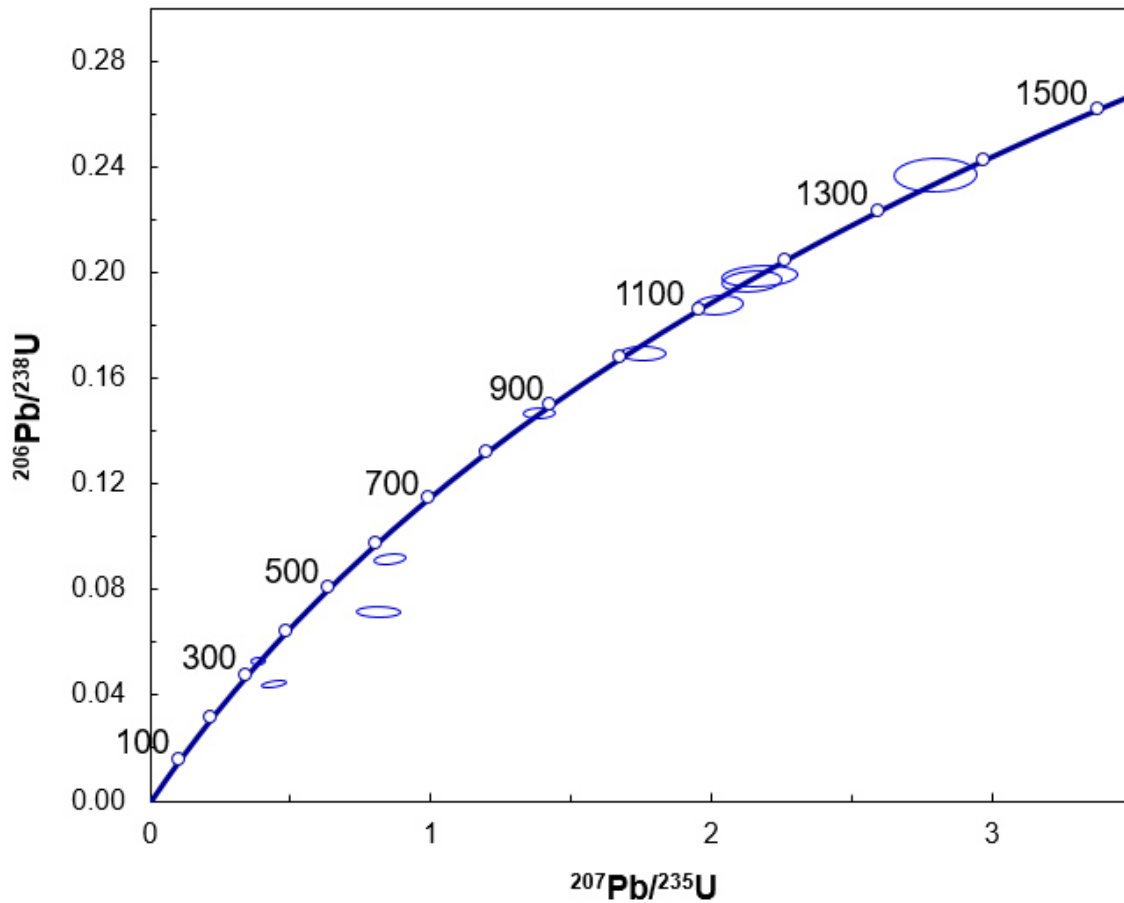


Fig. 5.41 Diagrama de concordia Wetherill para análisis de circones LA-ICP-MS de la Riolita Aserradero. Las elipses indican un error de $\pm 2\sigma$.

5.3.2 REE en circones

Se midieron las concentraciones de algunos elementos traza para cada sitio de análisis en los cristales, cuyos resultados, dada la cantidad de datos se encuentran enlistados en el ANEXO-3.

Con base en los resultados obtenidos se construyeron diagramas de REE normalizados contra valores de la condrita-C1 de McDonough y Sun (1995). Los patrones que se forman, en general presentan el patrón típico de REE generados durante una cristalización ígnea, el cual se caracteriza por tener una pendiente escalonada que asciende de los LREE a los HREE con anomalías positivas y negativas en Ce y Eu respectivamente (Hoskin y Schaltegger, 2003). Aun con lo anterior, las muestras presentan ligeras diferencias entre sí, y éstas representan las diferentes poblaciones dadas por la edad que poseen.

En la Fig. 5.42 se presenta el diagrama REE de las muestras que representan la edad de cristalización de la Tonalita Peregrina (400 – 500 Ma). En general estas muestras se agrupan de manera compacta y presentan el patrón típico de circones ígneos ya mencionado, con empobrecimientos significativos de La y Pr principalmente, en donde en muchas de las muestras estos elementos se encuentran por debajo del límite de detección y en las muestras que presentan baja concentración, ésta se encuentra entre 0.01 y 0.1 veces la concentración de la condrita. En cuanto a la anomalía positiva de Ce, ésta se encuentra representada por valores que van de 0.31 veces la concentración de este elemento en la condrita, en la muestra TPz_39 (440 ± 12 Ma) a 50.24 veces la concentración de la condrita en la muestra TPz_26 (447.5 ± 6.4 Ma).

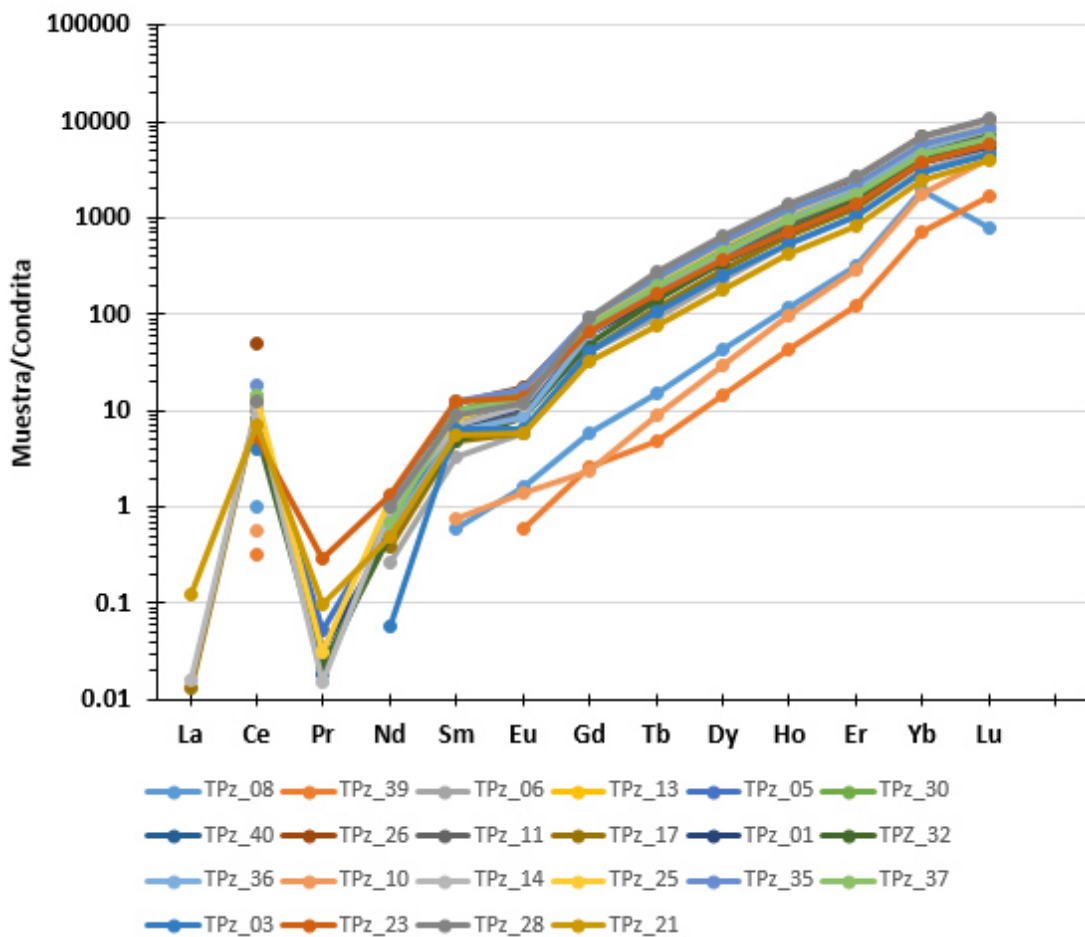


Fig. 5.42 Diagrama de REE de los circones con edades de 400-500 Ma, normalizados contra condrita C1, con valores de normalización tomados de McDonough y Sun (1995).

A partir de Nd (0.05 - ~1 veces la concentración de la condrita), las muestras generan la pendiente ascendente hacia los HREE hasta alcanzar una concentración de 10000 la de la condrita, con excepción del Eu, el cual muestra una concentración similar al Sm de ~5 -11 veces la concentración de la condrita. Lo anterior genera una muy ligera anomalía negativa de Eu.

Cabe destacar que las muestras más jóvenes TPz_08 (425.8 ± 4.5 Ma) y Tpz_39 (440 ± 12 Ma) junto con la muestra TPz_10 (453 ± 13 Ma) presentan un patrón ligeramente diferente al de las demás muestras graficadas en este diagrama, pues las concentraciones de los elementos Sm – Er son menos enriquecidas, pero dada la edad de éstas muestras, fueron incluidas en este diagrama.

En la Fig. 5.43 se encuentra el diagrama de REE perteneciente a las muestras con edades de 577-832 Ma. En este caso, las muestras se seleccionaron no solo en cuanto a su edad, sino al patrón en principio similar que muestran entre sí, así como la diferencia con el grupo anterior y al de los circones de mayor edad.

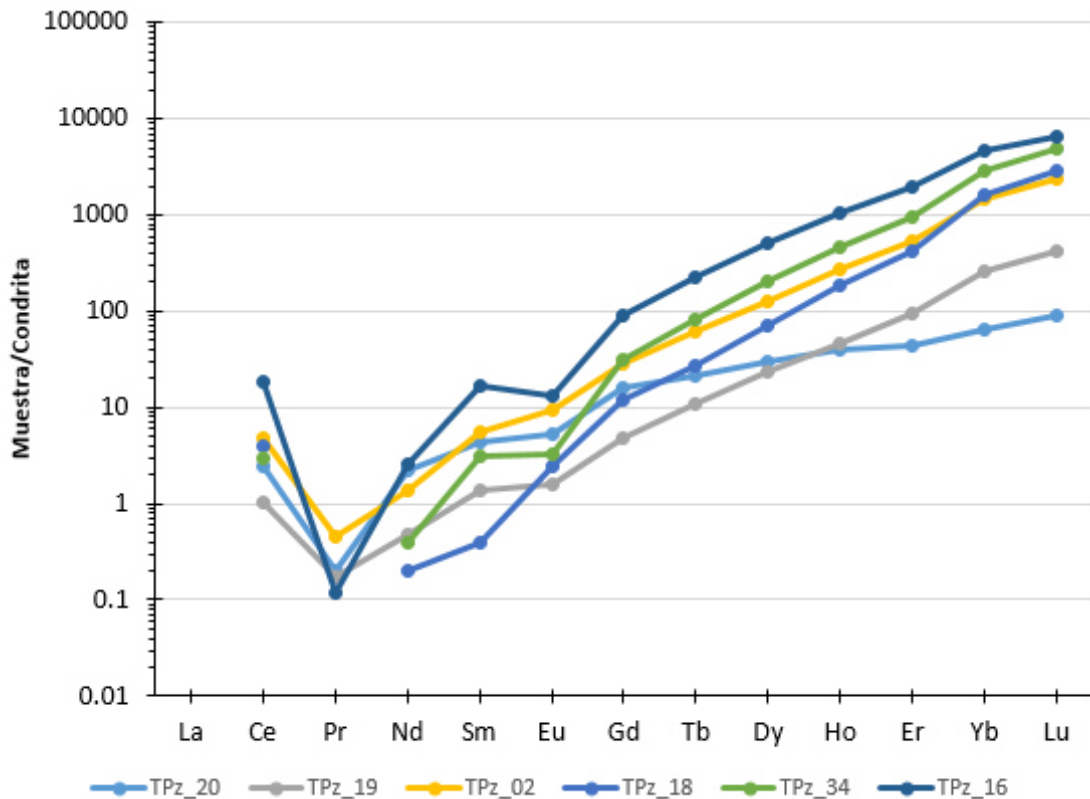


Fig. 5.43 Diagrama de REE de los circones con edades de 577-832 Ma, normalizados contra condrita C1, con valores de normalización tomados de McDonough y Sun (1995).

La forma del patrón generado por las muestras de la Fig. 5.43 es similar al del grupo anterior pero con sutiles diferencias, aparte del hecho de que éstas se agrupan de manera más dispersa. En este caso la concentración de Ce es similar a la del grupo anterior, mientras que el Pr se encuentra entre 0.1 y 0.5 en relación a la condrita (ligeramente menos empobrecido). El resto de los elementos genera la pendiente característica hacia los HREE, en este caso sin anomalía negativa de Eu claramente marcada. Cabe destacar la diferencia en enriquecimiento de las muestras TPz_19 (721 ± 9.4 Ma) y TPz_16 (577 ± 21 Ma) en los HREE con respecto a las otras muestras.

Las muestras de mayor edad pertenecientes a los circones analizados de la Tonalita Peregrina se encuentran graficadas en la Fig. 5.44

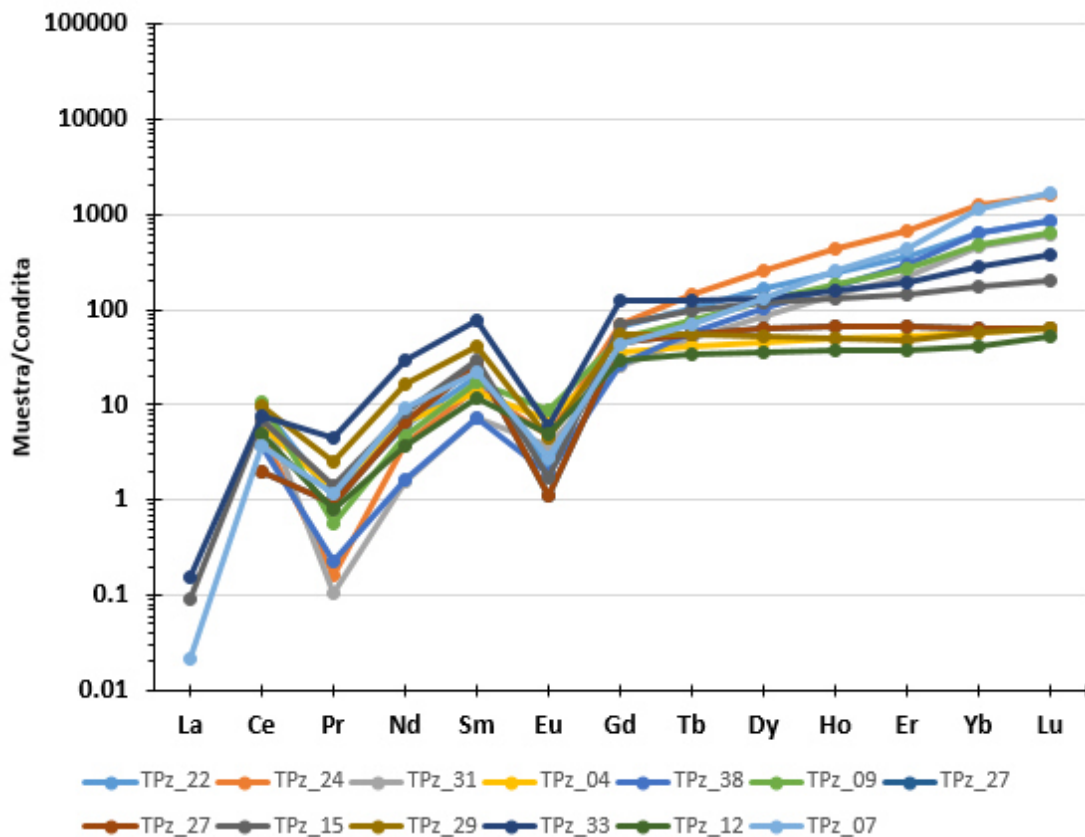


Fig. 5.44 Diagrama de REE de los circones con edades de 782-1161 Ma, normalizados contra condrita C1, con valores de normalización tomados de McDonough y Sun (1995).

Las muestras incluidas en la Fig. 5.44 poseen edades que van de 782 a 1161 Ma. Estas muestras presentan un patrón bastante diferente a los dos grupos anteriores. Los elementos La y Ce presentan comportamientos similares a los grupos anteriores, mientras que el Pr presenta

concentraciones de hasta 4.5 veces la de la condrita, esto seguido de una pendiente positiva en los elementos Nd y Sm, con concentraciones de hasta 79 veces la de la condrita. En este grupo de muestras, la anomalía negativa de Eu se presenta bien marcada con concentraciones de 1.1 a 5.93 veces la concentración de la condrita. Posterior a esto, el Gd presenta concentraciones de 29.8 a 122.1 veces la concentración de la condrita y a partir de éste elemento, la pendiente ascendente es muy ligeramente marcada, en comparación a los grupos anteriores, llegando a ser incluso planar para algunas muestras.

Finalmente, para el caso de los circones analizados para la Riolita Aserradero, los resultados se encuentran graficados en la Fig. 5.45. A pesar de que las muestras de dicho grupo poseen edades muy diferentes entre sí, los patrones de REE que presentan las muestras de esta unidad son muy coherentes entre sí.

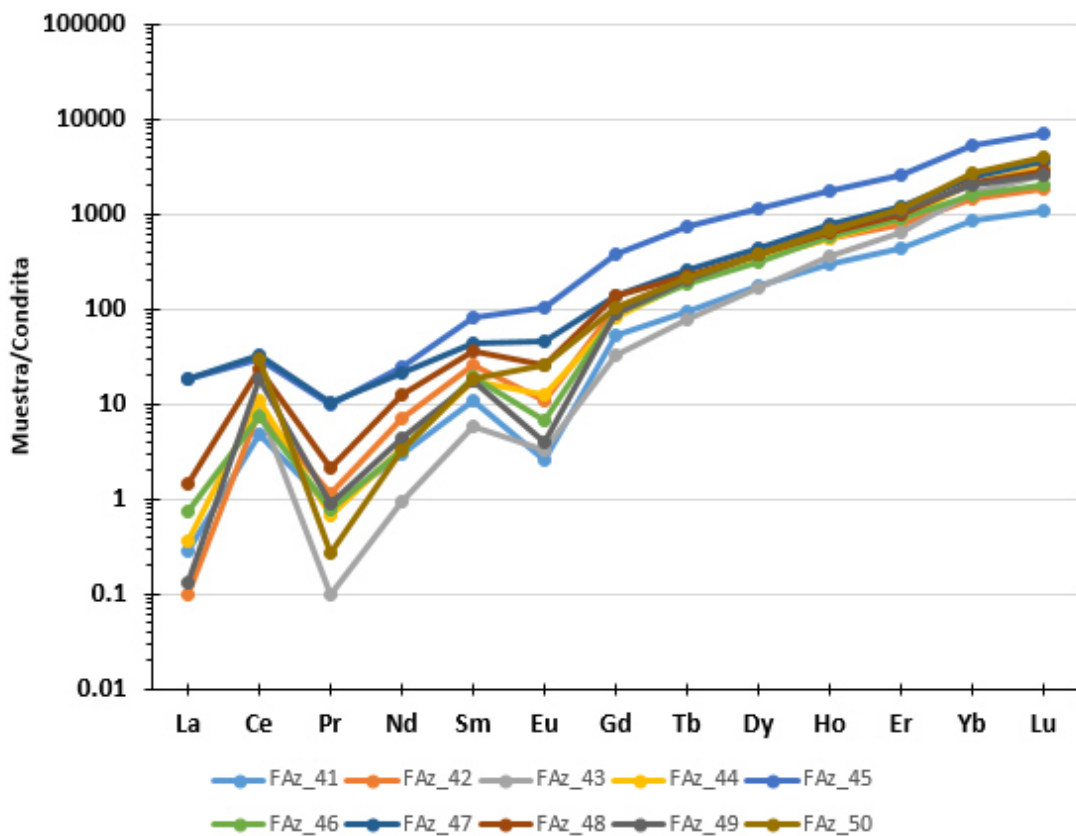


Fig. 5.45 Diagrama de REE de los circones de la Riolita Aserradero normalizados contra condrita C1, con valores de normalización tomados de McDonough y Sun (1995).

Al igual que todos los grupos ya descritos, este presenta concentraciones bajas de los elementos La y Pr con una anomalía positiva de Ce. En este caso se presenta una dispersión en la relación de los elementos Pr-Gd con respecto a las concentraciones de la condrita, al igual que en el segundo grupo descrito. La anomalía negativa de Eu se encuentra presente aunque no tan marcada como en los circones más antiguos de la Tonalita Peregrina. La pendiente positiva hacia los HREE se comporta de manera compacta al igual que en los circones más jóvenes de la Tonalita Peregrina y alcanza una concentración de hasta 7200 veces la de la condrita para el caso del Lu.

Capítulo VI. Discusión y Conclusiones

6.1 Integración Geológica

6.1.1 Comparación entre Riolita Aserradero y Tonalita Peregrina

Si bien la composición mineralógica de ambas unidades tiene cierta similitud, los datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos presentados en este trabajo, indican que no existe ninguna relación genética entre ambas unidades.

La similitud se encuentra sustentada en un ensamble mineralógico común entre ambas unidades en donde la Fm. Aserradero presenta una composición de Plg + Qz + AFs + Bt + Chl + Cal, mientras que la Tonalita Peregrina se encuentra compuesta por Plg + Qz + Chl + Opx + Bt + Cal + AFs + Zn + Tit. Geoquímicamente la similitud entre ambas unidades se puede observar únicamente en la concentración de SiO₂ con valores de entre ~70 y 80 %; mientras que se presentan diferencias sutiles pero significativas en concentraciones de Al₂O₃ que varían entre 18.35 y 12.79 % para la Tonalita Peregrina y entre 15.98 y 11.35 % para la Riolita Aserradero; y una diferencia aún más marcada en el contenido de K₂O de entre 0.38 y 2.04 % para la Tonalita Peregrina y entre 8.78 y 4.06 % para la Riolita Aserradero.

La relación de la mayoría de los elementos de los óxidos mayores y todos los elementos traza presentan un comportamiento totalmente diferente entre ambas unidades. Si bien pueden llegar a presentar tendencias similares en los diagramas de variación, éstos se agrupan de manera diferente sugiriendo la nula relación entre unidades, denotando de esta manera la diferencia geoquímica que existe entre ambas unidades tanto en elementos mayores como elementos traza.

En cuanto al patrón de REE normalizados versus condrita C1, ambas unidades muestran comportamientos sumamente diferentes. La Fm Aserradero muestra un comportamiento compacto y con un importante enriquecimiento en los elementos de LREE de hasta 100 veces la concentración de la condrita y ~10 veces la concentración de ésta en los MREE y HREE, y 3 muestras presentan una anomalía negativa de Eu. La Tonalita Peregrina muestra un comportamiento disperso entre sus muestras, dificultando la identificación de algún patrón; pero presenta una evidente anomalía positiva de Eu en todas sus muestras, contrastando de esta manera con la concentración de este elemento en la Riolita Aserradero. La diferencia en enriquecimientos de las LREE, dada la

concentración de SiO_2 (directamente relacionada con la diferenciación de las rocas) sugiere una diferente fuente para ambas unidades, más que un diferente grado de diferenciación.

En el diagrama multielementos, ambas unidades presentan un comportamiento paralelo entre sus muestras, y a diferencia del diagrama REE, ambas muestras presentan comportamientos similares, pero con diferentes grados de enriquecimiento en relación al N-MORB. Una de las características más importantes para ambas unidades es la anomalía negativa que presentan ambas unidades para los elementos Nb y Ta, firma característica para las rocas de arco magmático, pero con diferentes niveles de concentración. Otra similitud importante es la elevada relación que ambas unidades tienen de Pb, siendo de ~ 2 a 1000 veces la del N-MORB. Aunque esto en parte se debe a la normalización contra un basalto, una anomalía de esta naturaleza sugiere una probable fuente metamórfica de la corteza inferior, equivalente al Gneis Novillo. Esto debido a que durante la anatexis, este elemento es fraccionado fuertemente hacia la corteza superior (Marshall y Fairbridge, 1999). Por otra parte, este enriquecimiento, al igual de otros elementos (U, K, Rb, Cs) es típico para magmas influenciados por la presencia de fluidos derivados de la placa oceánica y sus sedimentos, en ambientes de zonas de subducción (Bebout, 2014).

El resto de los elementos en este diagrama se comportan de manera similar en ambas unidades, pero con algunas diferencias. El elemento Pr presenta una importante anomalía negativa en la Tonalita Peregrina, pero que se puede deber a problemas analíticos. Por otra parte el Sr muestra una anomalía positiva en la Tonalita Peregrina, por acumulación de plagioclasa. Nd y Sm se comportan de manera contrastante; en la Tonalita Peregrina presentan una anomalía negativa, aunque esto se puede deber asimismo a dificultades analíticas. En la Riolita Aserradero se observa una notoria anomalía negativa en Ti, presumiblemente debido a la fraccionación de óxidos de Ti o bien de Cpx.

Finalmente, la relación entre ambas unidades queda totalmente descartada al presentar edades considerablemente diferentes. La Tonalita Peregrina posee una edad de cristalización de 449.2 ± 2 Ma perteneciente al Ordovícico, mientras que la Fm. Aserradero, aunque su edad no se encuentra bien constreñida, sigue asignándosele una edad perteneciente al Misisípico. Esto indica que ambas unidades se formaron en tiempos muy diferentes y por lo tanto, probablemente en ambientes geodinámicos diferentes.

6.1.2 Origen de las unidades magmáticas del AHP

Se postula que la Tonalita Peregrina, de acuerdo con la firma geoquímica de los elementos traza y ambos grupos de diagramas de discriminación, se formó en un ambiente de Arco Magmático Continental. La edad promedio obtenida de 449.2 ± 2 Ma (Ordovício) modifica todos los modelos existentes tanto para el AHP como para la geología regional del Paleozoico en México, pues de acuerdo a la información existente previa a este trabajo, a esta unidad se le asignaba una edad perteneciente al Carbonífero (Dowe et al., 2005).

Con esta edad de 449.2 ± 2 Ma, se interpreta que, al menos durante el Katiense, en la margen gondwánica del océano Réico, durante el *rift* que separaba a Avalonia de Oaxaquia (Fig. 6.1), bajo este último se subducía la corteza oceánica recién generada, dando lugar al plutón de la Tonalita Peregrina (Fig. 6.2). Posteriormente este cuerpo granitoide debió haber estado expuesto en la superficie, ya que en el Esquisto Granjeno se detectaron circones precisamente con esta edad (Barboza-Gudiño et al., 2011). Esto implica que la Tonalita Peregrina formó parte de la región fuente de los metasedimentos que dieron lugar posteriormente al Esquisto Granjeno.

Posteriormente, el cuerpo tonalítico fue emplazado tectónicamente en su posición actual, entre el Gneis Novillo y el Esquisto Granjeno, posterior al evento metamórfico de esta última unidad. Es decir, este emplazamiento tectónico debe ser post-Carbonífero, en el tiempo en que se acrecionaron en el Carbonífero. Por otra parte, la secuencia sedimentaria paleozoica que se depositó sobre el Gneis Novillo culmina en el Pérmico. Por lo tanto, el amalgamiento de estas unidades, se llevó a cabo eventualmente a fines del Paleozoico.

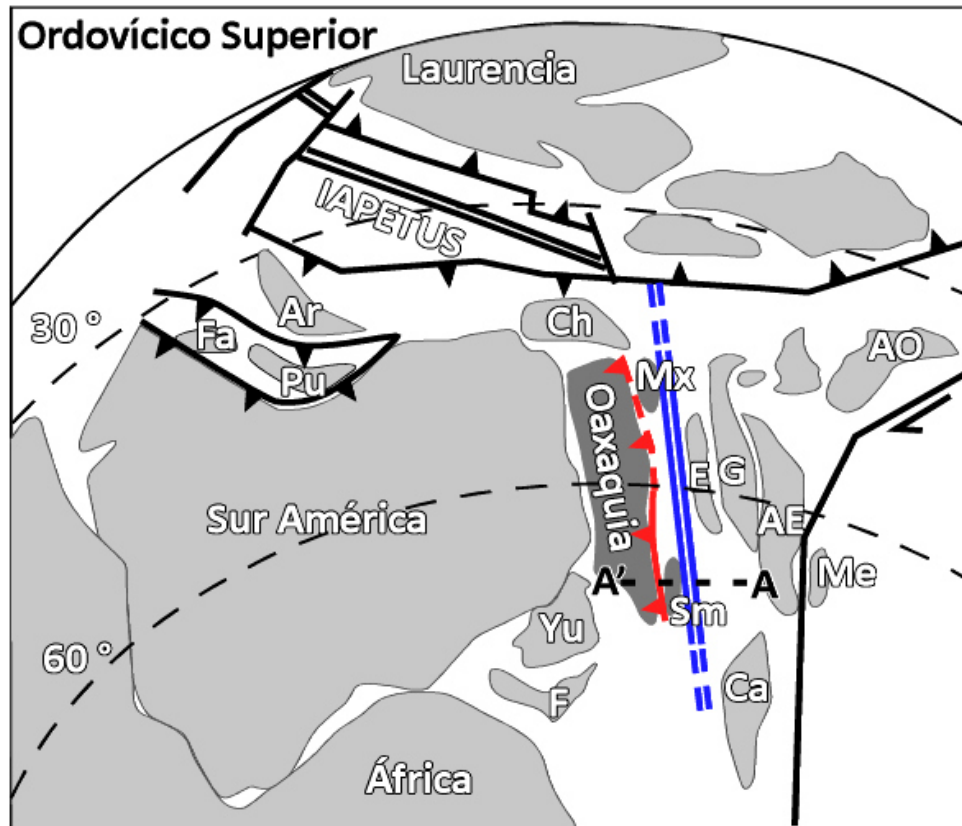


Fig. 6.1 Posible escenario paleogeográfico durante el Katiense (Ordovícico) con los elementos tectónicos requeridos para la generación de la Tonalita Peregrina. AE: Avalonia Este, AO: Avalonia Oeste, Ca: Carolina, Ch: Chortis, F: Florida, Fa: Fátima, E: Expolits, G: Gander, Me: Meguma, Pu: Puna, Yucatán. Modificado a partir de Ortega-Gutiérrez et al. (2009).

Lo anterior difiere con las interpretaciones existentes para los granitoides de edad similar presentes en el complejo Acatlán en el sur de México (Murphy et al., 2006; Miller et al., 2007; Ortega-Obregón et al., 2009), quienes relacionan el origen de éstos cuerpos con el *rift* que separaba a Avalonia de Oaxaquia. Estos autores atribuyen la generación de magmas graníticos a la interacción de los magmas máficos producto del *rift*, con la corteza continental (*underplating*). Cabe destacar que las interpretaciones hechas para los granitoides del sur de México se encuentran basadas fuertemente en las observaciones de campo y la información geocronológica U-Pb en circones, prestando menor atención a la información geoquímica que éstos cuerpos poseen.

Ordovícico Superior - Katiense

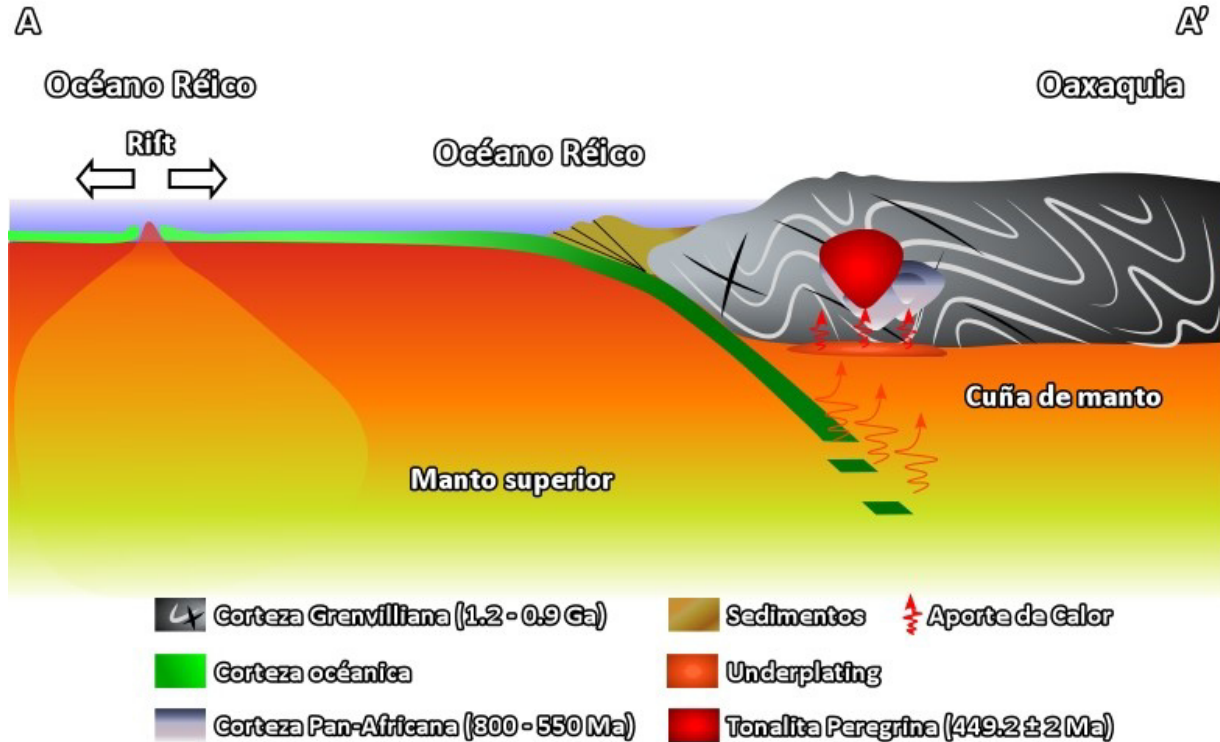


Fig. 6.2 Modelo tectónico esquemático para la generación de la Tonalita Peregrina.

A manera de modelo alternativo, se consideró la posibilidad de que al menos la Tonalita Peregrina estuviese genéticamente ligada a la Serpentinita Victoria, que también forma parte del basamento del AHP. Esta última se considera como una escama tectónica proveniente de una suite ofiolítica y que fue integrada a la secuencia metasedimentaria del Esquisto Granjeno (Alemán-Gallardo, 2012). En complejos de esta naturaleza, como las montañas Al Hajar de los Emiratos Árabes Unidos y Omán, se presentan pulsos magmáticos de composición plagiogranítica (Grimes et al., 2013; Goodenough et al., 2014), asociados a la fusión por deshidratación de protolitos máficos o bien a la cristalización fraccionada extrema de fundidos mantélicos. Sin embargo, el hecho de que la Tonalita Peregrina contenga circones de edades muy variadas, apunta a una fuente cortical metamorfizada, además que su emplazamiento es externo al Esquisto Granjeno. Tal fuente contiene poblaciones de circones heredados de diferentes procesos tectonotermales, correlacionables con el desarrollo de Oaxaquia. Así, se descarta la relación con el complejo ofiolítico mencionado.

El origen de la Riolita Aserradero no se resuelve directamente con la interpretación únicamente de los diagramas de discriminación, ya que estos discrepan entre sí. En todos los

diagramas de discriminación para granitos propuestos por Pearce et al. (1984), las muestras caen en el campo de granito de Granito de Arco Volcánico, mientras que en los diagramas de Verma et al. (2012) ésta unidad cae en el campo Colisional.

Esta discrepancia puede darse en el caso de que para esta formación, los diagramas de discriminación presentados por Verma et al. (2004) reflejen el carácter geoquímico de la fuente a partir de la cual se fundió la riolita. Lo anterior se respalda con la edad con la edad de U-Pb en circones de 334 ± 39 Ma (Misisípico Medio; Stewart et al., 1999), la edad concordante más joven presentada en este trabajo (331.9 ± 5.2 Ma; Misisípico Medio) y la edad relativa que representa la posición estratigráfica de la Fm. Aserradero sobre la Fm. Vicente Guerrero perteneciente al Mississípico Inferior. Estas edades, aunque no se encuentran bien constreñidas, posicionan el origen de la Riolita Aserradero en el Carbonífero, tiempo para el cual, según los modelos paleogeográficos existentes y la geología del AHP, la parte norte de Oaxaquia no se encontraba en una zona de colisión de continentes. Si se toma en cuenta la presencia del terreno Sierra Madre, hay que tomar en cuenta la naturaleza de éste pues se trata de sedimentos metamorfizados en un prisma de acreción, lo que respalda el modelo de arco magmático para el origen de la Riolita Aserradero (Fig. 6.3).

Carbonífero - Misisípico

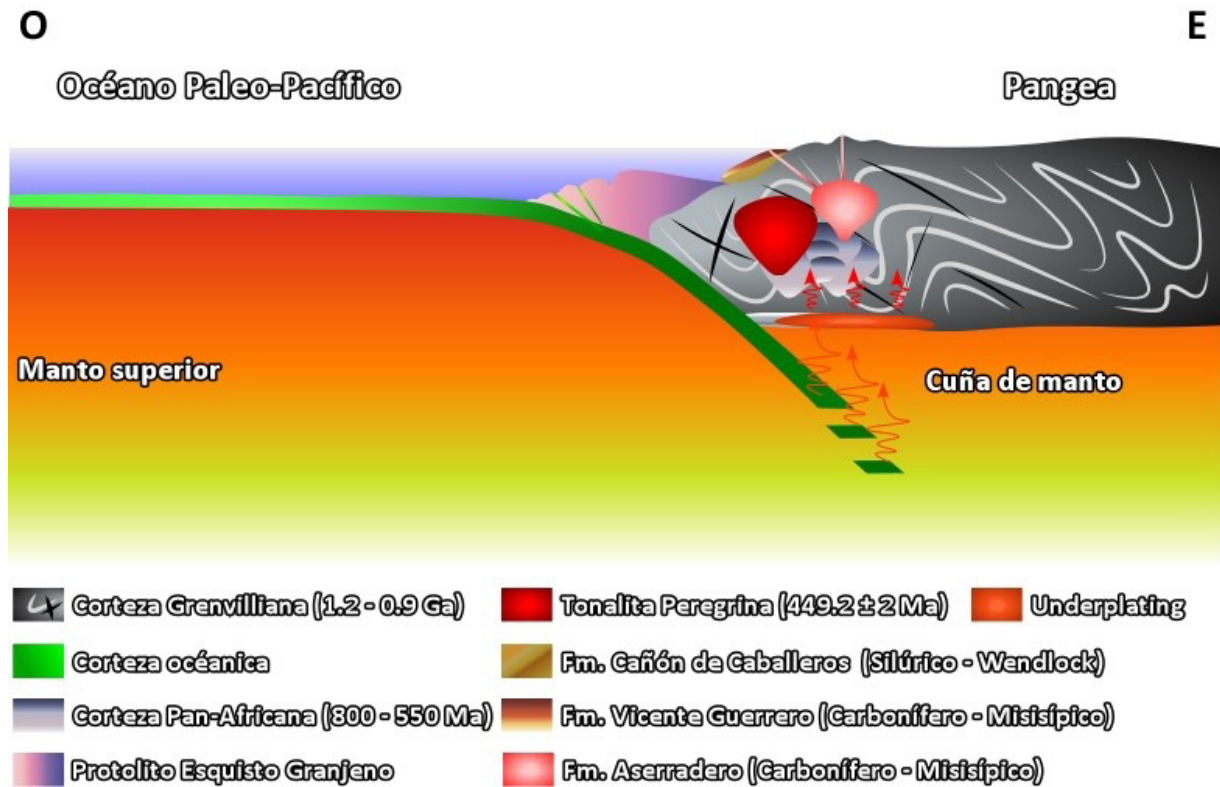


Fig. 6.3 Modelo tectónico esquemático para la generación de la Fm. Aserradero.

Una explicación alternativa para el origen de la riolita de la Fm. Aserradero, tomando en cuenta que los diagramas de Pearce et al. (1984) se construyen a partir de las concentraciones de elementos traza inmóviles, sean los que guardaron la firma geoquímica de la corteza a partir de la cual se fundió dicha riolita y sean los diagramas de Verma et al. (2012) los que, por estar contruidos en base a los óxidos mayores, expresen el origen de la unidad en cuestión, determinando el ambiente de formación como colisional. En este modelo, se considera que el evento tectonothermal al cual se atribuye el origen de la Fm. Aserradero es la zona de subducción responsable por el metamorfismo del Esquisto Granjeno (terreno Sierra Madre) ocurrió hace 300 Ma (Barboza-Gudiño et al., 2011; Torres-Sánchez et al., 2015), ~30 Ma después de la edad que se ha obtenido para la Fm. Aserradero. Tomando en cuenta las consideraciones anteriores, y los modelos paleogeográficos existentes, el evento colisional que dio origen a la Fm. Aserradero sería el que ocurrió entre Laurentia y Gondwana para formar Pangea. Esto implica que la Fm. Aserradero es, de alguna manera evidencia distal de

dicho evento y que la colisión entre ambos continentes se llevó a cabo en el Misisípico Medio (~330 Ma) al menos en lo que corresponde a la parte norte de Oaxaquia, en el margen NW de Gondwana.

Una de las principales desventajas del modelo anterior, es la falta de evidencia en campo que refleje la colisión entre ambos continentes, además de la gran distancia que se presenta entre el AHP y la zona de sutura en el cinturón Ouachita-Marathon. Tomando en cuenta que la principal desventaja del primer modelo es la diferencia en edades entre la edad de metamorfismo del Esquisto Granjeno y la edad de la Fm. Aserradero, siendo este último un dato poco constreñido, el primer modelo resulta más factible.

6.1.3 Interpretación de los núcleos de circones heredados

En ambas unidades objeto de esta tesis, se encontró evidencia de eventos magmáticos pertenecientes al Proterozoico. Estas evidencias constan de núcleos de cristales que poseen edades entre 1161 ± 54 Ma y 1082 ± 52 Ma, los cuales se interpretan como pertenecientes a la suite encajonante perteneciente al Gneis Novillo. Es importante destacar que no se encontraron circones con edades en el intervalo de 1,035 – 1,010 Ma (perteneciente a la suite AMCG, Trainor, 2010). Lo anterior implica dos cosas, 1) que tanto la Tonalita Peregrina como la Riolita Aserradero provienen de fundidos a partir de corteza perteneciente, o similar al Gneis Novillo y 2) que en base a la información obtenida, la zona de la corteza a partir de la cual se fundieron estas unidades no se encontraban presentes los plutones AMCG de dicha suite. Se obtuvo sólo un dato con edad de 976 ± 9.8 Ma en la Tonalita Peregrina, el cual puede ser atribuido al metamorfismo en facies de granulita del Gneis Novillo.

Se presenta también una población de cinco circones con edades de entre 899 ± 13 Ma y 832 ± 30 Ma en ambas unidades. Estas edades corresponden a núcleos de cristales pertenecientes probablemente a un evento magmático del cual, si bien existen evidencias en los circones heredados del Esquisto Granjeno (Barboza-Gudiño et al., 2011) y en el grupo Huizachal (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011), no se tiene bien documentado, aunque bien podrían ser etapas tardías del metamorfismo granulítico.

Los circones cuya edad se encuentra entre 782 ± 13 Ma y 564 ± 11 Ma son interpretados como pertenecientes a los eventos Pan-Africanos, en donde, por ser edades de bordes de cristalización y no de núcleos como en los casos anteriores, se interpreta que son producto directo de dichos eventos.

Finalmente, con la información recopilada se propone una nueva columna estratigráfica pre Mesozoica (Fig. 6.4) para el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, ubicando a la Tonalita Peregrina en el Ordovícico.

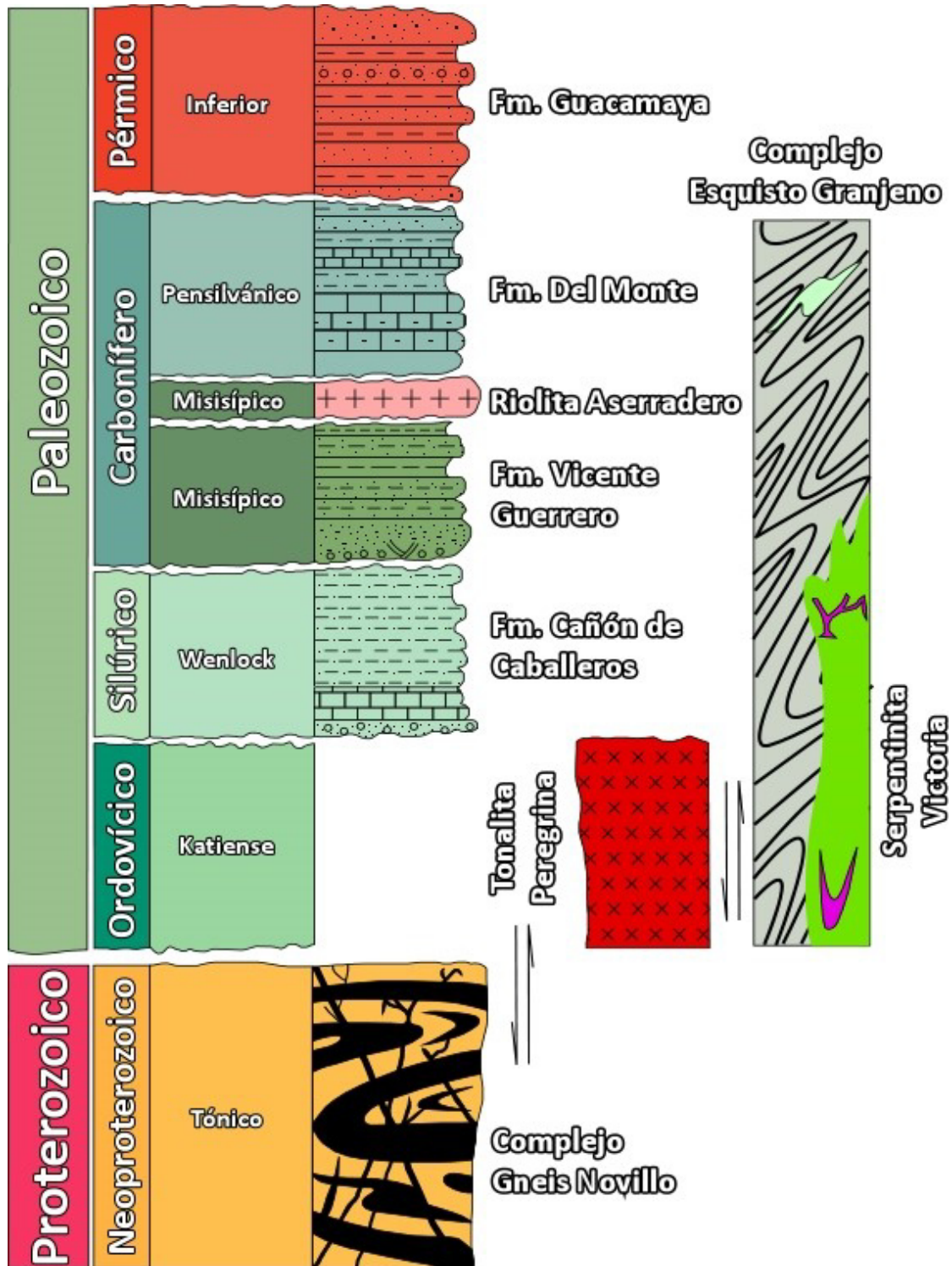


Fig. 6.4 Columna estratigráfica del Anticlinorio Huizachal-Peregrina.

En la Fig. 6.4 como ya se mencionó, se asigna la nueva posición estratigráfica de la Tonalita Peregrina y se resalta su intrusión controlada por tectónica entre ambas unidades metamórficas (Gneis Novillo y Esquisto Granjeno).

6.2 Conclusiones

1. Se refuta la hipótesis de que ambos cuerpos ígneos ácidos pertenecen al arco magmático del Carbonífero-Pérmico.
2. La relación entre ambas unidades es totalmente nula, ya que presentan características composicionales y edades diferentes, además de que provienen de eventos tectónicos diferentes.
3. Se obtuvo una edad promedio de cristalización U-Pb en circones de 449.2 ± 2 Ma (Ordovícico Superior – Katiense) para la unidad Tonalita Peregrina.
4. Se asigna un ambiente de Arco Magmático Continental para el origen la Tonalita Peregrina.
5. La información petrológica presentada para la unidad Tonalita Peregrina, modifica el modelo preexistente para la geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, y permite postular la presencia de un arco magmático para el Ordovícico del cual no se tenía evidencia en los trabajos previos.
6. La información geocronológica obtenida para la edad de la Riolita Aserradero no es concluyente, sin embargo se reporta una edad de 331.9 ± 5.2 Ma, lo que es concordante tanto con la edad relativa de la unidad por su posición estratigráfica como con la edad reportada previamente en la literatura.
7. Ambas unidades ígneas representan fundidos a partir de una corteza que ha sufrido diferentes eventos tectonomagmáticos, muy probablemente el Gneis Novillo (Oaxaquia). Los eventos involucrados incluyen la generación de la corteza hace ~ 1.1 Ga, metamorfismo hace ~ 0.9 Ga, un evento tectonotermal no identificado entre 900 y 800 Ma y el evento tectonotermal entre 800 y 550 Ma.

6.3 Recomendaciones

1. En los trabajos futuros analizar por separado ambas unidades ígneas.
2. Obtener más datos geocronológicos para constreñir con mayor precisión la edad de la Riolita Aserradero, por medio de un muestreo más exhaustivo y utilizando la misma metodología.
3. Realizar estudios isotópicos (p. ej. Sm/Nd) para generar interpretaciones más acertadas sobre la fuente de los magmas de ambas unidades.
4. Analizar a detalle la secuencia sedimentaria del Paleozoico del AHP (petrología, análisis de procedencia, análisis de cuenca, geología estructural, etc.) para postular un modelo integral para el desarrollo del basamento de la Sierra Madre Oriental.

Bibliografía

- Adkins W.S., 1921, Description of the section Victoria-Tula road, near El Huizachal, Tamaulipas: Informe geológico de Pemex, Inédito.
- Alemán-Gallardo E.A., 2012, Remanentes del piso oceánico en la secuencia paleozoica metamorfizada de la margen NW de Gondwana en el estado de Tamaulipas, NE de México: Serpentina Victoria: Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, 106 pp.
- Ashwal L.D., Cairncross B., 1997, Mineralogy and origin of stichtite in chromite-bearing serpentinites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 127, 75 – 86.
- Barbarin B., 1990, Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, *Geological Journal*, v. 25, 227 – 238.
- Barboza-Gudiño J.R., Ramírez-Fernández J.A., Torres-Sánchez S.A., Valencia V.A., 2011, Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, no.2, 201 – 216.
- Barboza-Gudiño J.R., Zavala-Monsiváis A., Venegas-Rodríguez G., Barajas-Nigoche L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, Geological Society of America, v. 6, 621 – 640 pp.
- Bebout G.E., 2014, Chemical and isotopic cycling in subduction zones, in Holland H.D., Turekian, K.K., eds., *Treatise on Geochemistry* (2nd ed.): Oxford, UK, Elsevier, 704 – 747.
- Bergantz G.W., 1989, Underplating and partial melting: Implications for melt generation and extraction, *Science*, v.245, 1093 – 1095.
- Boucot A.J., Blodgett R.B., Stewart J.H., 1997, European province Late Silurian from the Ciudad Victoria area, Tamaulipas, northeastern Mexico, *Geological Society of America, Special paper* 321, 273 – 293.
- Buddington A.F., 1959, Granite emplacement with special reference to North America, *Geological Society of America. Bull.* 70, 671 – 747.

- Brown M., 2013, Granite: From genesis to emplacement, Geological Society of America Bulletin, v. 125, no. 7/8, 1079 – 1113.
- Brown M. Rushmer T., 2006, Evolution and Differentiation of the Continental Crust: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 562 p.
- Cameron K.L., López R., Ortega-Gutiérrez F., Solari L.A., Keppie J.D., Schulze C., 2004, U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constrains on the origin and evolution of Grenville rocks from Eastern and Southern Mexico. Geological Society of America Memoir, v. 197, 755 – 769.
- Campa M.F., Coney P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 31, 65–73.
- Carrillo-Bravo J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NE de Cd. Victoria, Tamaulipas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 13, 1 – 98.
- Casas-García R., 2012, Petrogénesis de los diques del complejo grenvilliano Gneis Novillo en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, 142 pp.
- Casas-García R., 2014, Caracterización petrológica de las nelsonitas precámbricas del complejo Gneis Novillo, NE de México, Tesis de Maestría en Ciencias, Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, 183 pp.
- Castillo-Rodríguez H., Cossio-Torres T., Gursky H.J., 1986, Rasgos litológicos del basamento cristalino de la Sierra Madre Oriental (Área de Ciudad Victoria, Tamaulipas, México). Actas Facultad de Ciencias de la Tierra. U. A. N. L., 1, 1 – 10.
- Chamberlain C.P., Sonder L.J., 1990, Heat-producing elements and thermal and baric patterns of metamorphic belts, Science, v. 250, 763 – 769.
- Chappell B.W., White A.J.R., 1974, Two contrasting granite types, Pacific Geology, v. 8, 173 – 174.
- Chen G.N. Grapes R., 2007, Granite genesis: In situ melting and crustal evolution, Dordrecht, Holanda, 278 pag.
- Clarke D.B., 1992, Granitoid Rocks, Gran Bretaña, Chapman & Hall, 283 pag.

- Cocks L.R.M., & Torsvik, T.H., 2002, Earth geography from 500 to 400 Ma: a paleomagnetic, faunal and facies review: *Journal of the Geological Society, London*, v. 159, pp. 631-644.
- Cossio-Torres T., 1988, Zur Geologie des kristallinen Grundgebirges der Sierra Madre Oriental – insbesondere des Novillo-Gneis-Komplex-im Südteil des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums (Raum Ciudad Victoria, Bundesstaat Tamaulipa, Mexiko), Diplom Thesis, Westfälischen-Wilhelms-Universität Münster, 99 pp.
- De Cserna Z., Graf J.L., Ortega-Gutiérrez F., 1977, Aloctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, estado de Tamaulipas. *Boletín del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 1, 33 – 43.
- De Cserna Z., Ortega-Gutiérrez F., 1978, Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas y Reinterpretación tectónica del Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas; Contestación. *Boletín del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 212 – 215.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. Marchal M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1,R2-diagrams and major element analysis – its relationship with current nomenclature, *Chemical geology*, v. 29, 183 – 210.
- De León-Barragán L., 2012, Magmatismo de arco del Carbonífero de la margen NW de Gondwana en el estado de Tamaulipas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, 153 pp.
- Denison R.E. Burke W.H. Jr., Hetherington E.A., Otto J.B., 1971, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico: in *The geologi framework of the Chihuahua Tectonic Belt*, Midland, West Texas Geological Society , 3 – 14.
- Díaz T. Humphrey W., 1953, Excursión geológica al Cañón de Peregrina Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Asociación de Geólogos Petroleros. Primera convención.*
- Dickinson W.R., Lawton T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentarion of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 133, no. 9, 1142 – 1660.

- Dowe D.S., Nance R.D., Keppie J.D., Cameron K.L., Ortega-Rivera A., Ortega-Gutierrez F., Lee J.W.K., 2005, Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints on the closure of the Rheic Ocean? *International Geology Review*, v. 47, 920 – 937.
- Elias-Herrera M. Ortega-Gutierrez F., Sánchez-Savala J.L., Macías-Romo C., Ortega-Rivera A., Iriondo A., 2005, La falla de Caltepec: Raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 57, no. 1, 83 – 109.
- Ehricke C., 1998, Mafische und ultramafische Gesteine des Novillo-Canyons, Sierra Madre Oriental, Mexiko, Diplom Thesis, Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., 93.
- Floyd P.A. y Winchester J.A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 22, 211 – 218.
- Floyd P.A., y Winchester J.A., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements, *Chemical Geology*, v. 21, 291 – 306.
- Fries C. y Rincón-Orta C. (1965): Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría, Univ. Nal. Mex., Inst. Geología, Bol., 73, 57-133 pp.
- Fries C. Schmitter E., Damon P.E., Livingston D.E., Erickson R., 1962, Edad de las rocas metamórficas en los cañones de La Peregrina y de Caballeros, parte centro occidental de Tamaulipas. *Boletín del Instituto de Geología UNAM*, v. 64, 55-69.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, v. 42, no. 11, 2033 – 2048.
- Frost B.R., Frost, C.D., Hulsebosch T.P., Swapp S.M., 2000, Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Wind River Range, Wyoming, *Journal of Petrology*, v. 41, 1759 – 1776.
- Fukuyuma M., Ogasawara M., Dunkley D.J., Hokada T., Lee D.C., 2009, The age of serpentinization by the SHRIMP dating of zircon from the metasomatic rocks in serpentinite. *Goldschmidt Conference Abstracts*, p. A402.

- García-Casco A., Haissen F., Castro A., El-Hmidi A., Torres–Roldán R.L., Millán G., 2003, Synthesis of staurolite in melting experiments of a natural metapelite: consequences for phase relations in low– temperature pelitic migmatites, *Journal of Petrology*, v. 44, pag. 1727 – 1757.
- Garrison J.R., 1978, Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno Shist, Ciudad Victoria, Tamaulipas, *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 2, no. 1, 87 – 89.
- Garrison J.R., Ramírez-Ramírez C., Long L.E., 198, Rb/Sr isotopic study of the ages and provenance of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, Mexico. In: symposium on the Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean, Pilger R.H., Louisiana State University: Baton Rouge, 37 – 49.
- Gilbert M.C., Helz R.T., Pop R.K., Spear F.S., 1982, Experimental studies of amphibole stability. En: Celben D.R., Ribbe P.H., (eds). *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*, *Rev. Mineral*, 9B:229-346, Min. Soc. Am.
- Gill R., 2010, *Igneous rocks and processes, a practical guide*, Wiley-Blackwell ed., 428 pp.
- Goodenough K.M., Thomas R.J., Styles M.T., Schofield D.I., MacLeod C.J., 2014, Records of Ocean Growth and Destruction in the Oman–UAE Ophiolite, *Elements*, v. 10, 109 – 114.
- Gursky H.J., 1996, Paleozoic stratigraphy of the Peregrina Canyon área, Sierra Madre Oriental, NE Mexico. *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, H. 7/8, 973 – 989.
- Gursky H.J., Michalzik D., 1989, Lower Permian turbidites in northern Sierra Madre Oriental, Mexico: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1*.H. 5/6, 821 – 838.
- Gursky H.J., Ramírez-Ramírez C., 1986, Notas preliminares sobre el descubrimiento de volcánicas ácidas en el Cañón de Caballeros (Núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, México). *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra U.A.N.L.* 11 – 22.
- Grimes C.B., Ushikubo T., Kozdon R., 2013, Perspectives on the origin of plagiogranite in ophiolites from oxygen isotopes in zircon, *Lithos*, v. 179, 48 – 66. Heim A., 1925, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental Mex.). *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 20, 313 – 362.

- Hatcher R.D., 2010, The Appalachian orogen: A brief summary, Geological Society of America, Memoir 206, 1 – 19.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., 2005, The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: implications for the geothermometry and Ti-substitution mechanisms, *Am. Mineral.* v. 90, 316 – 328.
- Holtz F., Johannes W., 1991, Genesis of peraluminous granites: I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities, *Journal of Petrology*, v. 32, 935 – 958.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, 27 – 62.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J., 1988 a, The generation of granitic magmas by intrusions of basalt into continental crust, *Journal of Petrology*, v. 29, 599 – 624.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J., 1988 b, The fluid dynamics of crustal melting by injection of basaltic sills. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Science*, v. 79, 237 – 243.
- Keppie J.D., 2004, Terranes of Mexico Revised: A 1.3 Billion years odyssey, Middle American terranes, potential correlatives and orogenic processes, 7 – 38.
- Keppie J.D., Dostal J., Nance R.D., Miller B.V., Ortega-Rivera A., Lee J.K.W., 2006, Circa 546 Ma plum-related dykes in the ~1 Ga Novillo Gneiss (east-Central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia. *Precambrian Research*, v. 147, 342 – 353 pp.
- Keppie J.D., Dostal J., Murphy J.B., Nance R.D., 2008, Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin, *Tectonophysics*, v. 461, 277 – 290.
- Keppie J.D., Miller B.V., Nance R.D., Murphy J.B., Dostal J., 2003, New U-Pb zircon dates from the Acatlan Complex, Mexico: Implications for the ages of tectonostratigraphic units and orogenic events (resumen), Geological Society of America.

- Keppie J.D., Ramos V.S., 1999, Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic Oceans during the Paleozoic, en Ramos V.S., y Keppie J.D., eds., *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper 336, 267 -276.
- Kilpatrick J.A., Ellis D.J., 1992, C-Type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents: *Transactions of the Royal Society of Edimburgo, Earth science*, v. 83, 155 – 164.
- Kirsch M., Keppie J.D., Murphy J.B., Solari L.A., 2012, Permian-Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, v. 124, no. 9-10, 1607 – 1628.
- Kroner U., Romer R.L., 2013, Two plates – Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered, *Gondwana Research*, v. 24, 298 – 329.
- Le Maitre R.W., Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre Le Bass MJ, Sabine PA, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Woolley AR, Zanettin B (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*, Blackwell, Oxford.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R., 2002, *Igneous Rocks. A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks: 2da Ed*, Cambridge, Cambridge University Press, 236 pp.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V., 2008, Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: a synthesis, *Precambrian Research* 160, 179-210.
- Loiselle M.C., Wones D.S., 1979, Characteristics and origin of anorogenic granites, *Geological Society of America*, v. 11, 468.

- López R., Cameron K.L., Jones N.W., 2001, Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico, *Precambrian Research*, v. 107, 195 – 214.
- López R., Jones N.W., Cameron K.L., 1996, The pre-Jurassic evolution of the Coahuila terrane, Mexico: No evidence of a major change in magmatic source during the course of the Ouachita orogeny, *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 77, no. 46, F759.
- Mainar P.D., Piccoli P.M., 1989, Tectonic discriminations of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, 635 – 643.
- Mashall C.P., Faibridge R.W., 1999, *Encyclopedia of geochemistry*, Kluwer Academic Publishers, 712 pp.
- McDonough W.F., Sun S.-s., 1995, The composition of the Earth, *Chemical Geology*, v. 120, 223 – 253.
- Meert J.G., Van der Voo R., 1997, The assembly of Gondwana 800 – 500 Ma, *Journal of Geodynamics*, v. 23, 223 – 235.
- Meert J.G., Van der Voo R., Ayub S., 1995, Paleomagnetic investigation of the Late Proterozoic Gagwe lavas and Mbozi complex, Tanzania and the assembly of Gondwana, *Precambrian Research*, v. 69, 113 – 131.
- Middlemost E.A.K., 1989, Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chemical Geology*, v. 77, 19 – 26.
- Middlemost E.A.K., 1994, Naming materials in the magma / igneous rock system, *Earth Science Review*, v. 37, 215 – 224.
- Miller B.V., Dostal J., Keppie J.D., Nance R.D., Ortega-Rivera A., Lee J.K.W., 2007, Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern México: Geochemical and geochronologic data and implications on the tectonics of the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. *Geological Society of America, Special Paper, No. 423: The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*, 465 – 475 pp.

- Murphy J.B., Fernández-Suarez J., Keppie J.D., Jeffries T.E., 2004, Contiguous rather than discrete Paleozoic histories for the Avalon and Meguma terranes based on detrital zircon data: *Geology*, v. 32, 585 – 588.
- Murphy J.B., Keppie J.D., Nance R.D., Miller B.V., Dostal J., Middleton M., Fernandez-Suárez J., Jeffries T.E., Storey C.D., 2006, Geochemistry and U-Pb protolith ages of eclogitic rocks of the Asís Lithodeme, Piaxtla Suite. Acatlan Complex, southern Mexico: Tectonothermal activity along the southern margin of the Rheic Ocean, *Journal of the Geological Society of London*, v. 163, 683 – 695.
- Nance R.D., Fernandez-Suárez J., Keppie J.D., Storey C., Jeffries T.E., 2007, Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, México: Detrital zircon U-Pb age constrains and implications for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean, *Geological society of America, Special Paper no. 423*, 453 – 464.
- Nance R.D., Linnenman U., 2008, The Rheic Ocean: Origin, Evolution and Significance: *GSA Today*, v. 18, no. 12, 1 – 12.
- Orozco-Esquivel M.T., 1990, Zur petrologie des kristallins im Huizachal-Peregrina-Fenster, Sierra Madre Oriental, Mexiko, Diplom Thesis, Institut für Petrographie und Geochemie der Universität Karlsruhe (TH), 133.
- Orozco-Esquivel T.M., 1991, Geotermobarometría de granulitas precámbricas del basamento de la Sierra Madre Oriental, Memoria de la Convención sobre la evolución geológica de México, 138 – 140.
- Ortega-Gutiérrez F., 1978, El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de la Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Instituto de Geología, Universidad Autónoma Nacional de México, v. 2, 19-30.
- Ortega-Gutiérrez F., Ruiz J., Centeno-García E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic, *Geology*, v. 23, 127 – 1130.
- Ortega-Obregón C., Keppie J.D., Murphy J.B., Lee J.K.W., Ortega-Rivera A., 2009, Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence

- for contiguity across extruded high-pressure belt and constrains on Paleozoic reconstructions, *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, no. 11/12, 1678 – 1694.
- Patiño-Douce A.E., Beard J.S., 1995, Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar, *Journal of Petrology*, v. 36, 707 – 738.
- Patiño-Douce A.E. Beard J.S., 1996, Effects of P, $f(O_2)$ and Mg/Fe ratio in dehydration melting of modal greynake, *Journal of Petrology*, v. 37, 999 – 1024.
- Patiño-Douce A.E., Humphreys E.D., Johnston A.D., 1990, Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North American, *Earth Planet Science Letters*, v. 97, 290 – 315.
- 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*, v. 25, 956 – 983.
- Peccerillo R., Taylor S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Lastamonu area, northern turkey, *Contr. Mineral. Petrol.* v. 58, 63 – 81.
- Petford N., Gallagher K., 2001, Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma, *Earth Planet Science Letters*, v. 193, 483 – 499.
- Pharaoh T.C., Brewer T.S., Webb P.C., 1993, Subduction related magmatism of late Ordovician age eastern England, *Geological Magazine*, v. 130, 647 – 656.
- Pickering J., Johnston A., 1998, Fluid-absent melting behavior of a two-mica metapelite: experimental constraints on the origin of Black Hills granite, *Journal of Petrology*, v. 39, 1787 – 1804.
- Pitcher W.S., 1983, Granite type and tectonic environment. En: Winter, J.D., 2001, *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, Prentice-Hall Inc.
- Pitcher W.S., 1993, *The nature and origin of granite*. Blakie, London.
- Ramírez-Fernández J.A., Alemán-Gallardo E.A., Cruz-Gámez E.M., 2016, Georrecursos en el sector norte de la Sierra Madre Oriental: serpentinita, talco y cuarcita del complejo Esquisto Granjeno, *Ciencia UANL*, No. 79, 45 – 50.

- Ramírez-Ramírez C., 1978, Reinterpretación tectónica del Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, v. 2, no. 1, 31 – 36.
- Ramírez-Ramírez C., 1992, Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of Eastern Mexico. Ph. Dr. Thesis, University of Texas at Austin, 317.
- Read H.H., 1948, Granites and Granites, Geological Society of America, Mem. 28, pag. 1 – 19.
- Rickwood P.C., 1989, Boudary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements, Lithos, v. 22, 247 – 263.
- Rollinson H.R., 1993, Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, Pearson – Prentice Hall, 352 pp.
- Rubio-Cisneros I.I., Lawton T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extention. Geosphere, Geological Society of America, v. 7, no. 1, 159 – 170.
- Rushmer T., 1991, Partial melting of two amphibolites: Contrasting experimental results under fluid-absent conditions, Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 107, 41 – 59.
- Schmittou M.B., 1926, The Jurassic and older formations of the Huizachal Valley. Informe geológico de Pemex. Inédito.
- Schmidt M.W. Poli S., 2004, Magmatic epidote. En: Liebscher, A., Franz, G., Rev. Mineral. Geochem. v. 56, 399 – 430.
- Schulze C.H., Keppie J.D., Ortega-Rivera A., Ortega-Gutierrez F., Lee J.K.W., 2004, Mid-Tertiary cooling ages in the Precambrian Oaxacan Complex of southern Mexico: indication of exhumation and inland arc migration, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas
- Seemes D.R., 1921, Cretaceous section exposed at El Huizachal, central Tamaulipas. Informe geológico de Pemex. Inédito.

- Sedlock R.L., Ortega-Gutiérrez F., Speed R.C. 1993, Tectono-stratigraphic Terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 278, 153.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D., 1996, Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in deep to very deep continental crust and active continental margins, *Journal of petrology*. v. 37, 661 – 691.
- Solari L.A., Keppie J.D., Ortega-Gutierrez F., Cameron K.L., López R., Hames W.E., 2003, 900 Ma and 1,100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxaca Complex, Southern Mexico: Roots of an orogeny, *Tectonophysics*, v. 365, 257 – 282.
- Solari L.A., Ortega-Gutierrez F., Elias-Herrera M., Gómez-Tuena A., Schaaf P., 2010, Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA-ICPMS, and tectonic implications, *International Geology Review*, v. 52, no. 9, 977 – 998.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., 1999, P –T paths from anatectic pelites: Contributions to mineralogy and petrology, v. 134, 17 – 32.
- Stampfil G.M., Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic ocean isochrons, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, 17 – 33.
- Stephens G., Clemens, J.D., Droop G.T.R., 1997, Melt production during granulite facies anatexis: experimental data from ‘primitive’ metasedimentary protoliths, *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 128, 352 – 370.
- Stern R.J., 1994, Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African orogeny: Implications for the consolidation of Gondwanaland. *Earth Planet Science Letters*, v. 22, 319 – 351.
- Stewart J.H., Blodgett R.B., Boucot A.J., Carter J.L., Lopez R., 1999, Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. Laurentia-Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336, 227 – 252.
- Streckeisen A.L., 1976, Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of enquiry), *N. Jb Mineral. Abh.* 136: 169 – 206.

- Sun S., McDonough W.F., 1989, Chemical and isotopic composition of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society of London, Special Papers*, v. 42, 313 – 145.
- Teyssier C., Whitney D.L., 2002, Gneiss domes and orogeny, *Geology*, v. 30, 1139 – 1142.
- R., Ruíz J., Patchett P.J., Grajales J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Geological Society of America, Special Paper No. 340*, 191 – 196 pp.
- Thompson A.B., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids, *American Journal of Science*, v. 282, 1567 – 1595.
- Thompson A.B., Tracy R.J., 1979, Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system CaO-KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, 429 – 438.
- Torres R., Ruiz J., Patchett P.J., Grajales J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in Eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, *Geological Society of America Bulletin, Special Paper 340*, 190 – 197.
- Torres-Sánchez S.A., 2010, Petrología e interpretación geodinámica del Esquisto Granjeno en el Cañón de Caballeros, Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, 186 pp.
- Torres-Sánchez S.A., Augustsson C., Barboza-Gudiño J.R., Jenchen U., Ramírez-Fernández J.A., Abratis M., Scherstén A., 2015, Magmatic source and metamorphic grade of metavolcanic rocks from the Granjeno Schist: was northeastern Mexico a part of Pangea? *Geological Journal*, Publicado en línea en Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com), 19 pp.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2004, Earth geography from 400 to 250 Ma: a paleomagnetic, faunal and facies review, *Journal of the Geological Society*, v. 161, 555 – 572.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J., 1996, Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Review*, v. 40, 229 – 258.

- Trainor R., 2010, Structural/kinematic and metamorphic analysis of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss, Tamaulipas, México, M. S. Thesis, University of Ohio, 117 pp.
- Verma S.P., Torres-Alvarado I. S., Sotelo-Rodríguez Z. T., 2002, SINCLAS: Standard igneous norm and volcanic rock classification system, *Computers & Geosciences*
- Verma S.K., Pandarinath K., Verma S.P., 2011, Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discrimination-function-based-multi-dimensional diagrams for acid rocks, *International Geology Review*, v. 54, no. 3, 325 – 347.
- Vielzeuf D., Montel J.M., 1994, Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships, *Contributions to mineralogy and petrology*, Vol. 117, pag. 375 – 393.
- Vigneresse J.L., 1995, Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma, *Tectonophysics*, v. 249, 187 – 202.
- Vielzeuf D., Schmidt M.W., 2001, Melting relations in hydrous systems revisited: applications to metapelites, metagreywackes and metabasalts, *Contrib. Mineral. Pet.* 141:251 – 267.
- Villeneuve M., Cornée J., 1994, Structure, evolution and paleogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic, *Precambrian Research*, v. 69, 307 – 327.
- Weber B., Scherer, E.E., Schulze C., Valencia V.A., Montecinos P., Mezger K., Ruiz J., 2010, U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico – Geodynamic significance of Oaxaquia in Rodinia Realm, *Precambrian Research*, v. 182, 149 – 162.
- Wedepohl K.H., 1991, Chemical composition and fractionation of the continental crust, *Geologische Rundschau*, v. 80, 207 – 223.
- Wetherill G.W., 1956, Uranium-Lead ages, I, *American Geophysical Union, Transactions*, v. 37, no. 3, 320 – 326.
- White A.J.R., 1979, Sources of granitic magma, *Resúmenes de la 15va Conferencia Anual V.M. Goldschmidt, Moscú, Acta 67, A84.*
- Wilson T.J., Grunow A.M., Hanson R.E., 1997, Gondwana assembly: The view from southern Africa and east Gondwana, *Journal of Geodynamics*, v. 23, no. 3/4, 263 – 286.
- Winter J.D., 2001, *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, Pearson, 687 pp.

**Anexo 1 Datos utilizados para la normalización de datos de los diagramas REE (fig. 5.25),
 Múltiple elementos (fig. 5.26) y REE de circones (fig. 5.42 – 5.45).**

Autor	Sun y McDonough (1989)	Sun y McDonough (1989)	Sun y McDonough (1995)
Diagrama	REE	Múltiple elementos	REE en circones
Fuente	Condrita	N-MORB	Condrita C-1
Cs		0.007	
Rb		0.56	
Ba		6.3	
Th		0.12	
U		0.047	
Nb		2.33	
Ta		0.132	
K		600	
La	0.2370	2.5	0.237
Ce	0.6120	7.5	0.613
Pb		0.3	
Pr	0.0950	1.32	0.0928
Sr		90	
P		510	
Nd	0.4670	7.3	0.26006
Zr		74	
Hf		2.05	
Sm	0.1530	2.63	0.148
Eu	0.0580	1.02	0.0563
Gd	0.2055		0.199
Ti		7600	
Dy	0.2540	4.55	0.246
Ho	0.0566		0.0546
Er	0.1655		0.16
Tm	0.0255		0.0247
Y		28	
Yb	0.1700	3.05	0.161
Lu	0.0254	0.455	0.0246

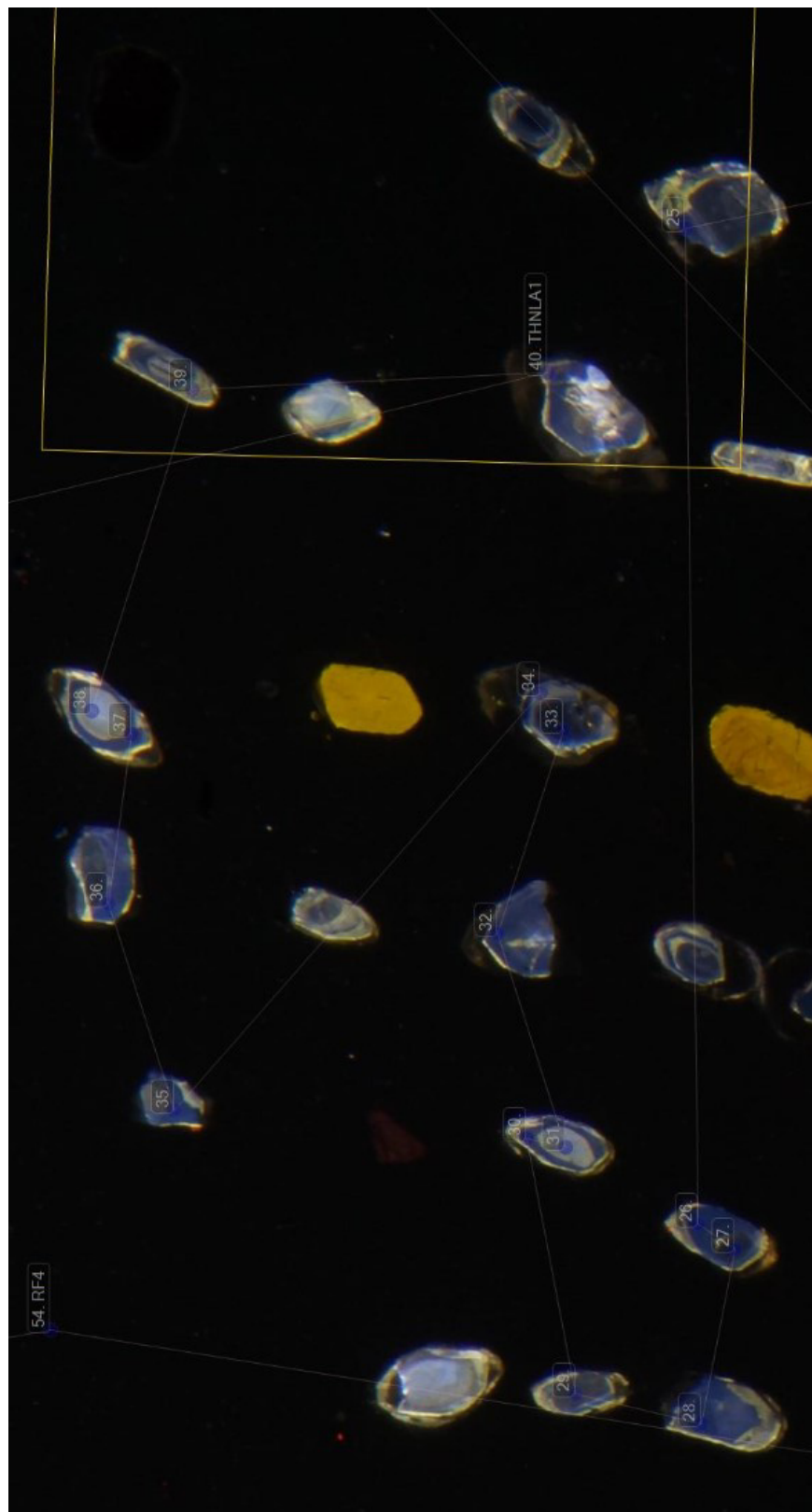
ANEXO 2. Localización de análisis LA-ICP-MS en la Tonalita Peregrina. Spot del análisis: 23 μm



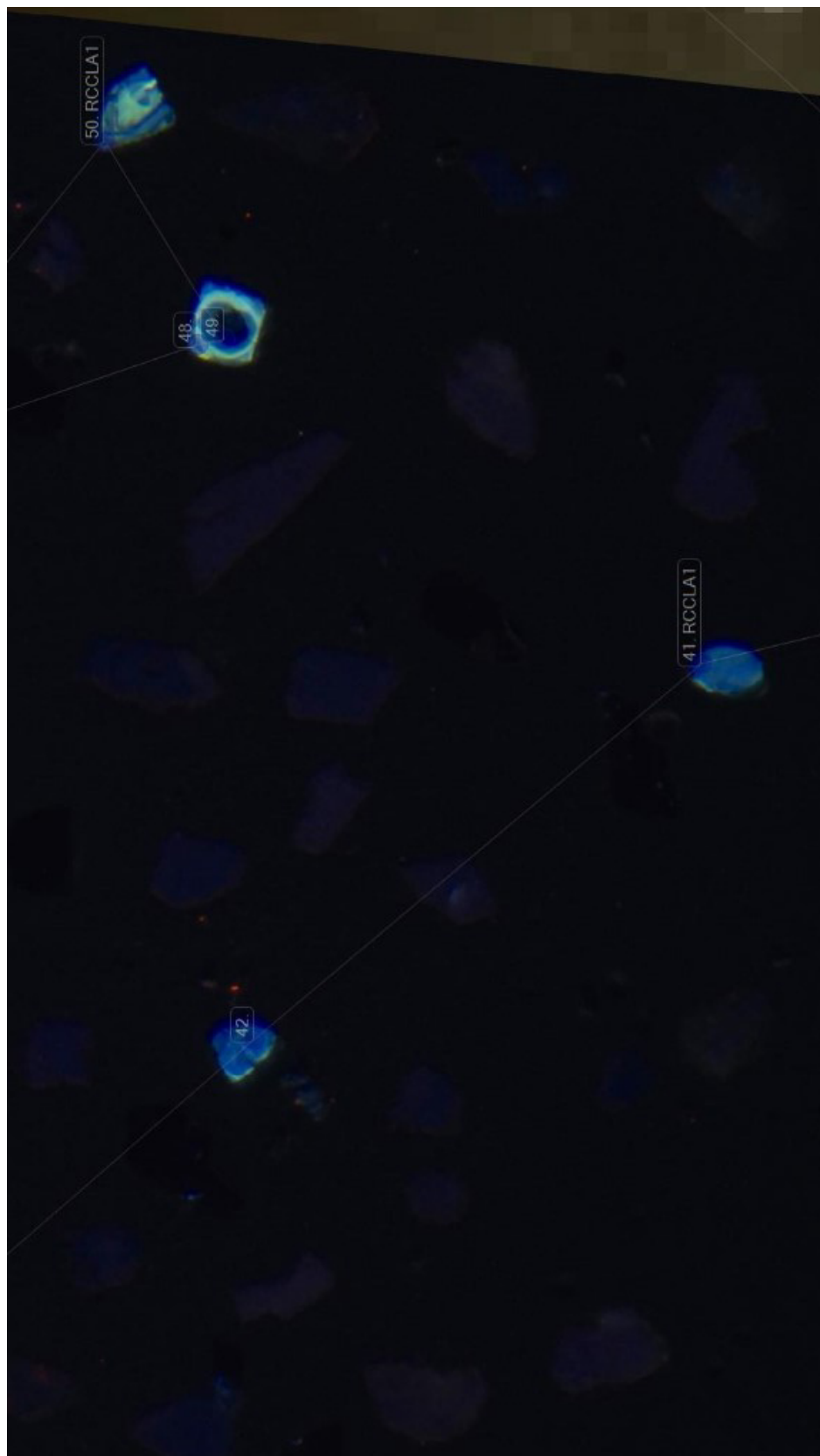
ANEXO 2. Localización de análisis LA-ICP-MS en la Tonalita Peregrina. Spot del análisis: 23 μm



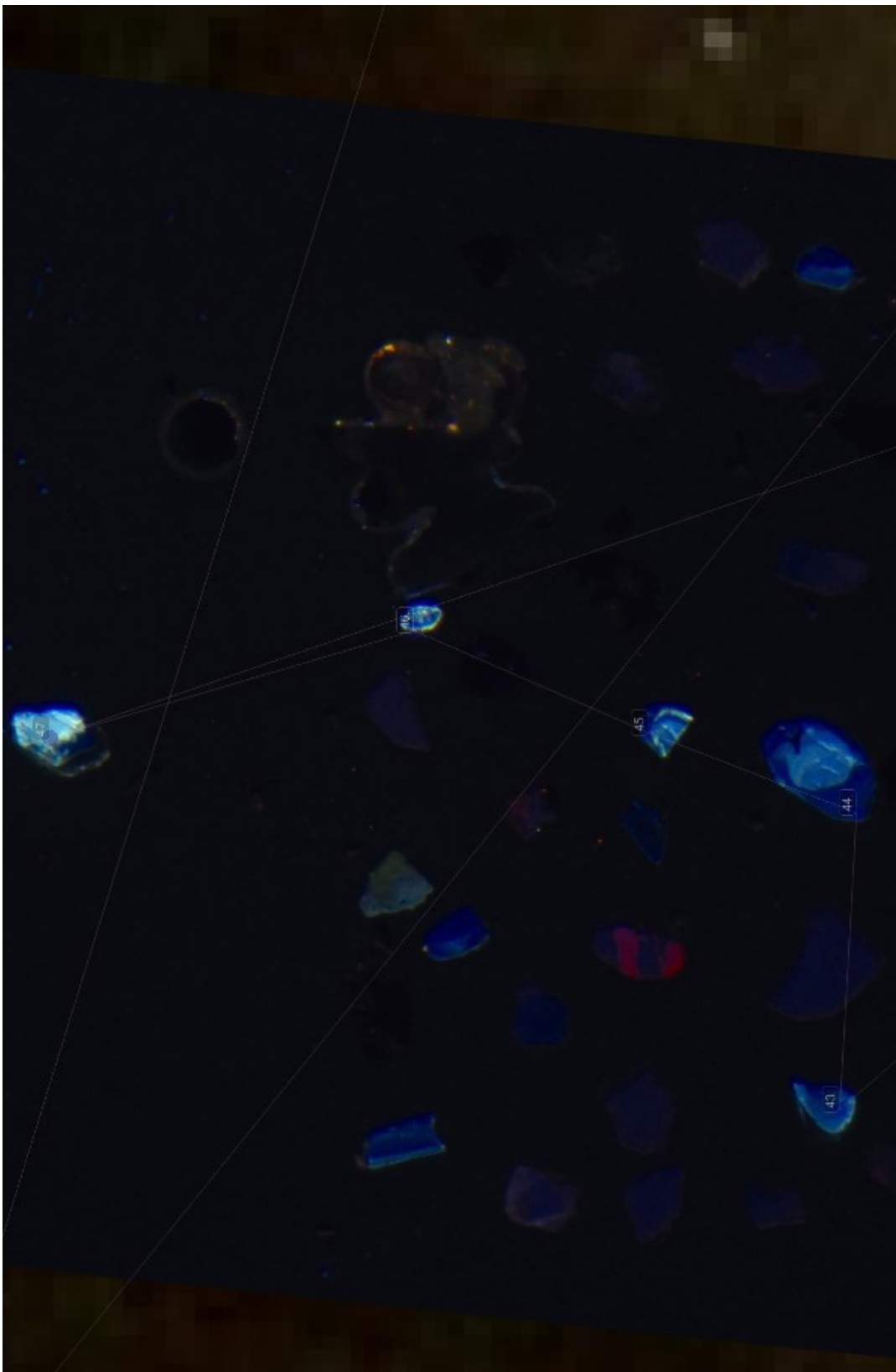
ANEXO 2. Localización de análisis LA-ICP-MS en la Tonalita Peregrina. Spot del análisis: 23 μm



ANEXO 2. Localización de análisis LA-ICP-MS en la Fm. Aserradero. Spot del análisis: 23 μm



ANEXO 2. Localización de análisis LA-ICP-MS en la Fm. Aserradero. Spot del análisis: 23 µm



Anexo 3 Concentración de elementos traza en circones de la Tonalita Peregrina medidos por el método de LA-ICP-MS.

	TPz_01	TPz_02	TPz_03	TPz_04	TPz_05	TPz_06	TPz_07	TPz_08
P	-1240	-1110	-1050	-890	-700	310	390	-800
Ti	4.25	7.12	4.48	14.7	6.16	3.38	10.21	3.77
Y	1338	516	998	79.8	2118	985	411	287
Nb	1.43	0.88	1.01	1.44	3.63	1.31	0.61	0.67
La	0	0	0	0	0	0	0.005	0
Ce	4.4	3.01	2.42	3.6	6.4	2.97	2.25	0.61
Pr	0.0031	0.043	0	0.121	0.0048	0	0.11	0
Nd	0.136	0.36	0.015	1.72	0.208	0.07	2.42	0
Sm	0.98	0.81	0.94	1.98	1.25	0.5	3.26	0.089
Eu	0.6	0.53	0.366	0.383	0.68	0.331	0.154	0.092
Gd	12.31	5.55	8.2	7.03	15.5	8.1	8.68	1.14
Tb	5.42	2.22	3.83	1.47	7.98	3.37	2.52	0.54
Dy	87.8	30.6	61.9	11.03	132.3	57.4	32.7	10.6
Ho	39.8	15.2	29.9	2.77	64	29.4	13.97	6.3
Er	219	85	168.6	8.43	361	168	70.7	50.5
Yb	609	241	472	9.36	955	499	186.6	308
Lu	138.2	58	110.9	1.6	219.1	122.1	41.9	127
Hf	12490	11200	11130	10350	10290	11450	12300	18480
Pb	4.9	6.3	3.0675	2.53	8.275	5.075	18.225	15.8
Th	3.67	15.5	1.47	5.38	5.43	2.72	23.4	1.01
U	69.8	57.2	39.2	15.9	111.3	67.5	129.4	228

Anexo 3 Concentración de elementos traza en circones de la Tonalita Peregrina medidos por el método de LA-ICP-MS.

	TPz_09	TPz_10	TPz_11	TPz_12	TPz_13	TPz_14	TPz_15	TPz_16
P	-370	-850	30	-270	-410	-380	-360	-1440
Ti	13.1	3.3	4.44	15	5.33	6.3	25.6	9.78
Y	305	271	1626	63.2	1930	2185	237	1880
Nb	1.78	0.424	2.17	0.96	3.94	3.16	0.79	4.5
La	0	0	0	0	0	0.0038	0.022	0
Ce	6.62	0.347	4.94	3.11	7.25	6.6	4.35	11.09
Pr	0.052	0	0	0.073	0	0.0014	0.131	0.011
Nd	1.21	0	0.126	0.95	0.126	0.237	2.21	0.68
Sm	2.54	0.11	0.9	1.78	1.09	1.04	4.45	2.42
Eu	0.487	0.078	0.531	0.281	0.636	0.646	0.095	0.74
Gd	9.87	0.48	12.7	5.94	13.52	16.21	14.08	17.6
Tb	2.79	0.326	6.01	1.25	6.95	8.18	3.54	8.26
Dy	30.9	7.4	100.9	8.8	121.7	133.5	29.4	125.9
Ho	9.96	5.27	47.8	2.02	57.8	65.3	7.17	57.7
Er	43.8	46.6	272	5.91	324	362	23.4	306
Yb	77.5	281	734	6.56	844	977	28	756
Lu	15.7	102.3	174	1.3	193.8	228	4.96	164
Hf	10190	18170	10820	11710	11240	10160	12020	12520
Pb	9.975	8.5	6.225	5.6925	7.675	6.3	53.5	20.05
Th	34.8	0.646	4.11	41.1	4.95	4.17	175.3	43.8
U	52.1	121	82.2	39.8	100.5	85.1	308	215

Anexo 3 Concentración de elementos traza en circones de la Tonalita Peregrina medidos por el método de LA-ICP-MS.

	TPz_17	TPz_18	TPz_19	TPz_20	TPz_21	TPz_22	TPz_23	TPz_24
P	-570	-540	-770	-450	1160	-710	-620	480
Ti	4.99	3.01	4.68	11.16	7.6	12.18	3.88	13.6
Y	1220	410	88.7	62.9	803	404	1344	726
Nb	2.92	0.86	0.369	0.8	1.8	2.18	1.22	0.85
La	0.0031	0	0	0	0.03	0	0	0
Ce	6.3	2.41	0.636	1.531	4.27	6.01	3.2	3.06
Pr	0	0	0.016	0.0187	0.009	0.1	0.027	0.015
Nd	0.101	0.051	0.124	0.59	0.126	1.58	0.35	1.03
Sm	0.71	0.059	0.199	0.63	0.83	2.99	1.81	2.25
Eu	0.325	0.136	0.091	0.297	0.327	0.13	0.77	0.264
Gd	8.1	2.42	0.95	3.22	6.31	13.5	13.4	14.2
Tb	4.26	0.98	0.397	0.755	2.77	3.7	5.94	5.29
Dy	70.7	17.7	5.66	7.34	44.4	40.1	89.1	63.4
Ho	35.9	10.06	2.46	2.15	22.9	13.53	39.8	24.1
Er	206	68.2	14.8	7.06	130.6	58	220	110
Yb	606	258	41.5	10.14	394	105	600	199
Lu	149.2	71	10.5	2.23	97	20.9	143.6	39.6
Hf	12290	13220	6890	9360	12270	10650	11790	8550
Pb	8.875	8.75	15.675	1.1025	9.725	9.95	6.5	34
Th	7.6	3.79	23.8	2.84	8.11	15.8	5.74	56.3
U	113	89.6	125.9	7.77	117.4	48.1	88.1	176

Anexo 3 Concentración de elementos traza en circones de la Tonalita Peregrina medidos por el método de LA-ICP-MS.

	TPz_25	TPz_26	TPz_27	TPz_28	TPz_29	TPz_30	TPz_31	TPz_32
P	280	380	-170	-310	-30	500	-320	-330
Ti	5.89	5.69	24.9	6.64	18.4	6.23	17.9	4.61
Y	2104	2560	117	2597	87	1949	248.8	1411
Nb	3.13	9.54	0.179	4.07	0.18	4.36	0.68	1.69
La	0	0	0	0	0	0	0	0
Ce	8.55	30.8	1.22	7.71	6.02	8.62	5.84	3.68
Pr	0.0029	0	0.085	0	0.229	0	0.0097	0.0021
Nd	0.31	0.31	1.74	0.267	4.37	0.288	0.4	0.132
Sm	1.19	1.74	3.89	1.3	6.24	1.44	1.1	0.7
Eu	0.78	0.98	0.063	0.66	0.251	0.91	0.213	0.489
Gd	16.36	17.6	9.19	18.3	10.77	16.33	5.08	10.03
Tb	8.37	8.98	2.01	9.78	1.99	7.86	1.77	5.24
Dy	135	138.8	15.9	158.9	13.2	124.4	21.1	84.6
Ho	64.2	72	3.68	77.3	2.79	59.6	8.05	41.9
Er	354	416	10.55	433	7.75	327	36.4	241.8
Yb	922	1113	10.04	1144	9.46	862	74.1	695
Lu	211.6	257	1.55	265	1.58	197.8	15.26	168.7
Hf	9720	11810	11730	10200	11100	10240	10190	10510
Pb	7	27.3	31.2	8.125	25.125	10.5	33	3.9
Th	8.99	52.6	475	5.66	9.36	14.84	43.6	2.18
U	93.1	361	156.7	103.1	162.6	142.8	167	52.5

Anexo 3 Concentración de elementos traza en circones de la Tonalita Peregrina medidos por el método de LA-ICP-MS.

	TPz_33	TPz_34	TPz_35	TPz_36	TPz_37	TPz_38	TPz_39	TPz_40
P	-10	260	-20	-980	-200	-10	-540	-180
Ti	18	3.97	5.6	5.3	4.69	15.3	3.47	4.61
Y	257	847	2130	1769	1712	290	108.5	1759
Nb	0.358	2.09	4.83	2.25	4.51	0.61	0.23	4.4
La	0.037	0	0	0	0	0	0	0
Ce	4.66	1.82	11.28	4.24	8.66	2.29	0.194	7.83
Pr	0.421	0	0	0	0	0.021	0	0.0017
Nd	7.82	0.104	0.31	0.151	0.179	0.43	0	0.167
Sm	11.7	0.46	1.84	0.9	1.45	1.07	0	1.11
Eu	0.334	0.188	0.94	0.49	0.742	0.108	0.033	0.675
Gd	24.3	6.2	18.2	12.69	15.47	5.39	0.52	13.51
Tb	4.49	2.94	8.75	6.59	7.12	2.11	0.175	6.67
Dy	31.8	50.1	136	106	110.9	25.4	3.63	110.7
Ho	8.64	24.7	65.1	53.9	53	9.37	2.37	52.4
Er	30.3	151	352	308	288	47.8	20.13	288
Yb	46.2	460	916	868	735	104.5	113	748
Lu	9.44	117.6	208	206.4	164.8	21.4	40.6	172.4
Hf	10950	12810	10890	10000	10520	10740	15090	10410
Pb	67.5	9.775	11.75	4.89	13.1	12.525	6.6	11
Th	149.3	11.6	16.35	3.14	10.88	31.2	0.456	9.94
U	458	90	155.9	66.1	168	64.5	89.3	143.3

Anexo 3 Concentración de elementos traza en circones de la Fm. Aserradero medidos por el método de LA-ICP-MS.

	FAz_01	FAz_02	FAz_03	FAz_04	FAz_05	FAz_06	FAz_07	FAz_08	FAz_09	FAz_10
P	210	-250	460	-90	210	-390	-30	310	870	-120
Ti	5.44	4.19	5.47	5.43	15.9	7.2	29.9	9.1	8.96	4.58
Y	489	908	616	944	3040	918	1300	1069	1185	1184
Nb	1.35	2.55	0.737	11.69	11.5	2.19	3.78	2.24	8.67	3.6
La	0.069	0.024	0	0.086	4.3	0.174	4.48	0.34	0.032	0
Ce	2.95	5.14	5.42	6.6	18.1	4.56	19.8	14.1	11.21	17.91
Pr	0.077	0.108	0.0093	0.062	0.92	0.072	0.97	0.196	0.082	0.025
Nd	0.78	1.83	0.24	0.89	6.3	0.84	5.45	3.3	1.12	0.86
Sm	1.58	3.88	0.87	2.62	12.2	2.87	6.61	5.45	2.65	2.69
Eu	0.147	0.62	0.184	0.7	5.85	0.387	2.62	1.45	0.227	1.48
Gd	10.5	20.7	6.69	16.1	74	17.6	27.1	27.2	18.3	20.3
Tb	3.39	7.42	2.87	6.88	27.3	6.61	9.44	7.93	7.22	7.67
Dy	44	83.2	42	83.7	281	78.6	108	93.3	93.7	93.8
Ho	16.09	30.4	19.5	31	94.3	31.2	41.8	35	38.2	37.4
Er	71.5	126.9	101.6	146.9	406	142.9	194	156.6	171.5	183.2
Yb	137.6	230.2	274	348	859	263	403	336	334	426
Lu	27.09	44.4	63.6	76.5	177	50.9	87.8	69.6	63.8	97
Hf	9260	9350	11640	15230	10910	9410	6190	12360	11590	10150
Pb	12.375	26.025	26.75	57.5	14.825	23.275	9.425	14.45	138.25	15.6
Th	17.12	43.9	43	38.6	126	29.1	50.8	76.8	115.5	211.4
U	59.9	128	156.1	301	317	91.2	136	163.1	914	282.6