



Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geología

Geología y Petrología de la Anortosita Cacaotepec, Complejo Oaxaqueño, Sur de México

Tesis para optar por el grado de:
Maestra en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Yuly Tatiana Valencia Morales

Tutor:

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez
(Instituto de Geología, UNAM)

Miembros del comité evaluador:

Dr. Peter Schaaf
(Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. Mariano Elías Herrera
(Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Bodo Weber
(Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada)

Dr. Luigi Solari
(Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla)

México, CDMX, Junio 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



**Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geología**

Geología y Petrología de la Anortosita Cacaotepec, Complejo Oaxaqueño, Sur de México

Tesis para obtener el grado de:
Maestra en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Yuly Tatiana Valencia Morales

Asesor:

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez

Comité evaluador

Dr. Peter Schaaf

Dr. Mariano Elías Herrera

Dr. Bodo Weber

Dr. Luigi Solari

2017

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas aquellas personas que han colaborado de manera directa o indirecta en el desarrollo de este trabajo, cuyo proceso ha conllevado mi crecimiento tanto en el ámbito académico como personal.

Empiezo por agradecer al Dr. Fernando Ortega por brindarme la oportunidad de desarrollar este maravilloso proyecto bajo su supervisión y por darme la libertad de profundizar en los aspectos de éste que para mí fueron los de mayor relevancia. Gracias también por los comentarios y sugerencias hechas al manuscrito y por las discusiones respecto al mismo.

Al Dr. Peter Schaaf muchas gracias tanto por el apoyo brindado en la realización de los isótopos presentados en este trabajo como las correcciones y sugerencias hechas a la tesis. A usted y a todo el equipo del LUGIS muchas gracias por tenerme en cuenta en las diferentes actividades llevadas a cabo en el laboratorio, siempre me hicieron sentir muy bienvenida.

A los Dr. Mariano Elías Herrera, Dr. Bodo Weber y Dr. Luigi Solari gracias por los comentarios y sugerencias hechos al manuscrito. Estos fueron de gran ayuda tanto para la mejora del trabajo como para mi aprendizaje.

Mil gracias Roberto Maldonado por todo tu apoyo y por tu compañía durante el camino que ha significado el desarrollo de esta tesis, me has ayudado a crecer tanto en el aspecto académico, como en el personal. Gracias por el tiempo, por los consejos, por las sonrisas, por mostrarme las cosas desde tu punto de vista y, sobre todo, gracias por los momentos y espacios compartidos. Finalmente, gracias por las correcciones y sugerencias hechas al texto.

A mi amigo y compañero de campo Guillermo Espejo, gracias por haber aguantado y llevado de manera tan tranquila y paciente mis cambios de humor durante el trabajo de campo, por hacer el café que tomábamos en las mañanas, por las discusiones acerca de lo observado en campo y de mis resultados. La hospitalizada, la esquirra en la mano y las espinadas en campo no hubieran sido lo mismo sin ti. Gracias también por todo tu apoyo, comprensión y consejos en los momentos difíciles

A Susana Osorio gracias por tu amistad, por tenerme en cuenta siempre y por tu apoyo incondicional en momentos buenos y malos. Gracias porque a pesar de la distancia siempre estabas ahí para mí.

A Mildred Zepeda gracias por ser una amiga incondicional, por tu permanente buen ánimo y sobre todo por estar ahí, ayudarme y acogerme en los momentos difíciles.

Por ser y estar ahí siempre como una amiga incondicional gracias Selene Olea.

A mis amigos Gerardo Arrieta, Daniel Villanueva y Alejandro Cisneros, gracias por el apoyo, las explicaciones brindadas y por los momentos compartidos.

A Carlos E. Gonzales, Nancy Trujillo, Fer Salazar y Fer Nuñez por su amistad y apoyo.

A mis todos mis amigos y compañeros de maestría con quienes he compartido no solo las aulas de clase y salidas de campo, sino también diversos momentos de esparcimiento y relajación: Charlie, Alexia, Eveling, Memento, Susy, Dani, Jerry, Sele, Mil, Rodrigo, Karina y Clemen. Su presencia en mi vida ha hecho aún más hermoso este proceso.

A mi familia, por su presencia a pesar de la distancia, por su amor y apoyo incondicional. Negrita hermosa mil gracias por estar tan pendiente durante todo este proceso.

Agradezco la colaboración y asistencia durante la molienda de las rocas y la separación de minerales de los Ing. Consuelo Macías Romo y Teodoro Hernández Treviño encargados de los talleres de molienda y laboratorios de separación de minerales de los institutos de Geología y Geofísica, respectivamente. Por la asistencia en el corte de muestras y elaboración de láminas delgadas a los técnicos Joaquín Aparicio Aparicio y Martha Guadalupe Lagunas de los talleres de laminación del Instituto de Geología. A Patricia Girón García y a Rufino Lozano Santacruz del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, al M.C. Ernesto Hernández Mendiola del laboratorio de Química Ultrapura e ICP-MS en el Instituto de geología y a la M.C. Ofelia Pérez Arvizú del laboratorio de Estudios Isotópicos en UNAM campus Juriquilla, por la preparación de las muestra y análisis de elementos mayores y/o trazas. Al Ing. Carlos Linares del Laboratorio de Petrografía Universitario por la asistencia en la medición de la química mineral. A la M.C. Gabriela Solís Pichardo y al M.C. Gerardo Arrieta del laboratorio de Geoquímica Isotópica en el Instituto de Geofísica por la asistencia en la separación de los elementos y en la medición de los isotopos. Al Dr. Carlos Ortega Obregón y al Dr. Luigi Solari por la medición y corrección de las edades U-Pb.

Por el financiamiento de las campañas de campo y los análisis realizados en este trabajo quiero agradecer a los proyectos CONACYT 164454 *Sistemas tectónicos de México, origen y evolución* y al PAPIIME PE101615 *Leyendo la historia de la tierra: el poder de la observación en el estudio de las rocas a macro y microescala*.

A la UNAM, al posgrado en Ciencias de la Tierra y al CONACYT.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
I. INTRODUCCIÓN	3
II. MARCO TEÓRICO: ANORTOSITAS DE TIPO MASIVO, ESTADO DEL ARTE EN SU ORIGEN Y EVOLUCIÓN	5
II.1. GENERALIDADES	5
II.2. ANORTOSITAS PROTEROZOICAS O DE TIPO MASIVO	5
II.3. RELACIÓN ENTRE LAS ANORTOSITAS DE TIPO MASIVO Y ROCAS ASOCIADAS.....	6
II.4. ESTRUCTURAS Y TEXTURAS	7
II.5. ORIGEN Y EVOLUCIÓN	7
II.5.1. Procesos Magmáticos Implicados en la Formación de los ATM	7
II.5.1.1. Cristalización fraccionada	7
II.5.1.2. Asimilación magmática	8
II.5.1.3. Mezclas de magmas	8
II.5.1.4. Fenómenos de inmiscibilidad	9
II.5.1.5. Emplazamiento	9
II.5.2. Fuentes de Magmas Parentales	9
II.5.3. Modelos Petrogenéticos Propuestos	10
II.5.3.1. Modelos basados en dos etapas de cristalización	10
II.5.3.2. Otros modelos	12
II.5.4. Ambiente Tectónico	13
III. MARCO GEOLÓGICO	17
III.1 OROGENO GRENVILLIANO	17
III.1.1. Montañas Adirondack (MA)	17
III.2. OAXAQUIA	18
III.2.1. Gneis Novillo	22
III.2.2. Gneis Huiznopala	23
III.2.3. Complejo Guichicovi	23
III.2.4. Otras Manifestaciones de Rocas Proterozoicas en Oaxaquia	24
III.2.5. Complejo Oaxaqueño	25
III.2.5.1. Sector Sur del Complejo Oaxaqueño (Área de Pluma Hidalgo, Oaxaca)	26
III.2.5.2. Sector Norte del Complejo Oaxaqueño (Ciudad de Oaxaca)	27
IV. PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS Y LOCALIZACIÓN DEL ÁREA	29
IV.1. JUSTIFICACIÓN Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	29
IV.2. OBJETIVOS	29
IV.3. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE INTERÉS	30
V. UNIDADES LITOLÓGICAS	31
V.1. META-ANORTOSITA Y META-LEUCOGRABROS	31
V.2. META-GABRONORITAS	32
V.3. META-GRANITOS (ORTOGNEISES GRANÍTICOS)	35
V.4. DIQUES ULTRAMÁFICOS	37
V.5. PARAGNEISES	37
V.6. RELACIONES DE CONTACTO ENTRE UNIDADES	39
V.7. OTRAS ROCAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO	40

V.7.1. Granito Etna	40
V.7.2. Diques Hipabisales	41
V.7.3. Secuencia Sedimentaria	41
V.7.4. Ignimbrita Etna	41
VI. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL	42
VI.1 PETROGRAFÍA	42
VI.1.1. Anortosita	43
VI.1.2. Leucogabro	44
VI.1.3. Gabronoritas Ricas en Óxidos de Fe-Ti y Apatito (OAGN – <i>Oxide-Apatite Gabbronorite</i>)	48
VI.1.4. Ortogneises Graníticos	49
VI.1.5. Diques Ultrabásicos	53
VI.1.6. Paragneises	55
VI.1.7. Otras rocas en el área de estudio	55
VI.1.7.1. Diques hipabisales	55
VI.1.7.2. Granito Etna	55
VI.2 QUÍMICA MINERAL	56
VI.2.1. Feldespato	57
VI.2.2. Piroxenos	58
VI.2.3. Óxidos de Fe-Ti	61
VI.2.4. Granate	64
VI.2.5. Anfíbol	64
VI.2.6. Apatito	66
VII. GEOCROLOGÍA	67
VII.1. Ortogneis granítico AC64-IV	71
VII.2. Ortogneis tonalítico con piroxeno y granate AC17	75
VII.3. Ortogneis granodiorítico con anfíbol AC23b	78
VII.4. Ortogneis granítico AC71	79
VIII. GEOQUÍMICA	84
VIII.1. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA	84
VIII.1.1. Diagramas de Clasificación	85
VIII.1.2. Diagramas de Variación	85
VIII.1.3. Tierras raras (REE)	92
VIII.1.4. Elementos incompatibles (diagramas multielementales)	96
VIII.1.5. Diagramas de Discriminación Tectónica	99
VIII.2. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	101
IX. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	105
IX.1. DISCUSIÓN	105
IX.1.1. Rocas de la Serie Anortosítica y Relaciones Petrogenéticas	105
IX.1.2. Ortogneises Graníticos Relacionados a las Rocas de la Serie Anortosítica y Contactos Entre Ambas Series	106
IX.1.3. Magmatismo Previo	107
IX.1.4. Edad de Emplazamiento de la Anortosita Cacaotepec y Rocas Asociadas	107
IX.1.5. Metamorfismo	108
IX.1.6. ¿Posee la Anortosita Cacaotepec Todas las Características de una Anortosita de Tipo Masivo?	109

IX.1.7. Consanguineidad y Posible Fuente de Magmas Parentales de las Series Anortosítica y Granítica	111
IX.1.8. Generación de la Anortosita Cacaotepec y Ortogneises Máficos y Félsicos Asociados en el Marco del Microcontinente Oaxaquia	116
IX.2. CONCLUSIONES	118
X. REFERENCIAS	121
ANEXOS	132

LISTA DE TABLAS

Tabla II.1	Comparación de los modelos de propuestos para la generación de las ATM. ...	15
Tabla VI.1.1.	Lista de muestras de anortosita y mineralogía correspondiente.	46
Tabla VI.1.2.a.	Lista de muestras de leucogabros y mineralogía correspondiente.	47
Tabla VI.1.2.b.	Lista de muestras de bolsones máficos y mineralogía correspondiente.	47
Tabla VI.1.3.	Lista de muestras de gabronoritas y su mineralogía correspondiente.	47
Tabla VI.1.4.a.	Lista de muestras de los ortogneises graníticos y mineralogía correspondiente.	52
Tabla VI.1.4.b.	Lista de posibles reacciones minerales que dieron lugar a la formación de texturas simplectíticas en los ortogneises graníticos del área de estudio.	54
Tabla VI.1.5.	Lista de muestras de los diques ultrabásicos y mineralogía correspondiente. ...	54
Tabla VI.1.6.	Lista de muestras de otras litologías presentes en el área de estudio y mineralogía correspondiente.	54
Tabla VI.2.0.	Resumen de litologías, claves de las muestras y minerales analizados en la química mineral.	56
Tabla VI.2.1.	Análisis químicos representativos del feldespato y formulas minerales.	57
Tabla VI.2.2.	Análisis de la química representativos del piroxeno y formulas minerales.	60
Tabla VI.2.3.	Análisis químicos representativos de los óxidos minerales y titanita y formulas minerales.	63
Tabla VI.2.3.b.	Reacciones que involucran el rompimiento de la ilmenita para producir rutilo o titanita.	63
Tabla VI.2.4.	Análisis químicos representativos del granate y formulas minerales.	65
Tabla V.2.5.	Análisis químicos representativos del anfíbol y formulas minerales.	65
Tabla VI.2.6.	Análisis químicos representativos del apatito y formulas minerales.	66
Tabla VII.0.	Resumen de los procesos que controlan la edad U-Pb en el zircón.	69
Tabla VII.1.	Análisis de U-Pb de los zircones de la muestra AC67-IV.	73
Tabla VII.2.	Análisis de U-Pb de los zircones de la muestra AC17.	77
Tabla VII.3.	Análisis de U-Pb de los zircones de la muestra AC23b.	81
Tabla VII.4.	Análisis de U-Pb de los zircones de la muestra AC71.	83
Tabla VIII.1.1.	Análisis geoquímicos de elementos mayores y mineralogía normativa.	87
Tabla VIII.1.2.	Análisis geoquímicos de elementos traza.	94
Tabla VIII.2.1.	Análisis isotópicos de Sr y Nd para las rocas de interés.	104

LISTA DE FIGURAS

Figura II.1.	Diagramas de clasificación de rocas gabróicas y charnockíticas.	5
Figura II.2.	Diagramas de modelos de dos etapas para la generación de las ATM.	14

Figura III.	Mapas que muestran el contexto geológico de complejo Oaxaqueño.	20
Figura IV.	Mapa de localización del área de estudio y vías de acceso locales.	30
Figura V.0.1.	Mapa geológico del área de estudio y secciones estructurales con orientación al NW-SE y al SW-NE.	33
Figura V.0.2.	Secciones representativas mostrando los contactos entre las unidades de interés	34
Figura V.1.1.	Fotografías de muestra de mano de las anortositas mostrando las variaciones texturales, cromáticas y de tamaño de grano.	34
Figura V.1.2.	Fotografías de afloramiento y muestra de mano de los meta-leucogabros y los óxidos de Fe-Ti y megacristales de piroxeno presentes en la meta-anortosita. .	35
Figura V.2.	Fotografías de afloramiento y muestras de mano del ortogneis gabróico.	36
Figura V.3.	Fotografías de afloramiento y muestra de mano de la variedad de ortogneises graníticos.	36
Figura V.4.	Fotografías de afloramiento y muestra de mano de los diques de piroxenita. ..	38
Figura V.5.	Fotografías de afloramiento de los paragneises.	38
Figura V.6.	Fotografías de afloramiento de los contactos entre las unidades de interés en la zona de estudio.	40
Figura VI.1.1.	Fotomicrografías de las anortositas.	43
Figura VI.1.2.	Fotomicrografías de los leucogabros.	45
Figura VI.1.3.	Fotomicrografías de las gabronoritas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito.	48
Figura VI.1.4.1.	Fotomicrografías de los ortogneises graníticos.	50
Figura VI.1.4.2.	Clasificación de las rocas graníticas asociadas espacialmente a la Anortosita Cacaotepec.	51
Figura VI.1.5.	Fotomicrografías de los diques ultrabásicos.	53
Figura VI.2.1.	Diagramas composicionales de los minerales analizados.	59
Figura VII.1.	Geocronología del ortogneis granítico AC67-IV.	72
Figura VII.2.	Geocronología del ortogneis granítico AC17.	76
Figura VII.3.	Geocronología del ortogneis granodiorítico AC23b.	80
Figura VII.4.	Geocronología del ortogneis granítico AC71.	82
Figura VIII.1.1.	Diagramas de clasificación geoquímica de las rocas.	86
Figura VIII.1.2.	Comparación de las rocas de la Unidad Huitzo en los diagramas TAS y AFM.	88
Figura VIII.1.3.	Diagramas de SiO ₂ vs los óxidos mayores.	90
Figura VIII.1.4.	Diagramas de SiO ₂ vs elementos traza.	91
Figura VIII.1.5.	Diagramas de FeOt+MgO+MnO+TiO ₂ vs óxidos mayores.	92
Figura VIII.1.6.	Comparación de las rocas de la Unidad Huitzo en diagramas de Al ₂ O ₃ vs SiO ₂ . .	93
Figura VIII.1.7.	Patrones de elementos de traza.	93
Figura VIII.1.8.	Comparación de los patrones de elementos de traza de las rocas estudiadas. .	98
Figura VIII.1.9.	Diagramas de discriminación tectónica.	100
Figura VIII.2.1.	Diagramas de composición isotópica de las rocas analizadas.	102
Figura VIII.2.2.	Comparación de las composiciones isotópicas.	103
Figura IX.1.	Diagrama de clasificación de las rocas graníticas asociadas temporal y espacialmente a la Anortosita Cacaotepec.	106
Figura IX.2.	Modelo de formación de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas en el marco de la evolución del microcontinente Oaxaquia.	117

RESUMEN

La Anortosita Cacaotepec aflora en un área de $\sim 95 \text{ Km}^2$ en el sector norte del Complejo Oaxaqueño y consiste en un cuerpo de anortosita de tipo masivo con intercalaciones de leucogabros y gabronoritas (ricas o no en óxidos de Fe-Ti) hacia sus bordes. Adicionalmente, intrusiones máficas y ultramáficas menores, así como megacristales de piroxenos están asociados también con el cuerpo anortosítico. Por otro lado, volúmenes menores de charnockitas, opdalitas y cuarzo-mangeritas están relacionados espacialmente con la Anortosita Cacaotepec, mostrando relaciones intrusivas y aparentemente transicionales. Esta asociación litológica define en su conjunto una *suite* AMC (Anortosita-Mangerita-Charnockita). Este ensamble de rocas exhibe tanto rasgos estructurales y mineralógicos típicos del metamorfismo granulítico que caracteriza al Complejo Oaxaqueño, como evidencias de un reequilibrio por hidratación y retrogresión en facies de anfibolita y esquistos verdes. La geocronología U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de un ortogneis granodiorítico (opdalita), encontrado a modo de xenolito en el cuerpo anortosítico, resultó en una edad promedio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1013 \pm 34 \text{ Ma}$, la cual indica la edad mínima de cristalización de esta roca y a su vez se interpreta como la edad mínima de emplazamiento de la anortosita. Tanto las rocas de la serie anortosítica (anortositas, leucogabros y gabronoritas) como de la granítica (charnockitas, opdalitas y cuarzo-mangeritas) poseen afinidades toleíticas, sin embargo, muestran tendencias de diferenciación opuestas en diagramas de variación. Los patrones de elementos traza de las rocas de la serie anortosítica sugieren un origen comagmático y una evolución a partir de procesos de cristalización fraccionada, pero no proporcionan evidencias que las vincule genéticamente con las rocas de la serie granítica. Las composiciones isotópicas de Nd y Sr sugieren que las rocas de la serie anortosítica se derivaron a partir de una fuente mantélica empobrecida que habría sufrido diferentes grados de contaminación con una corteza juvenil, causando una disminución en $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+0.80, 0+.77 y -0.30) simultánea con un aumento en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0.703887, 0.703917 y 0.704159) y en las edades modelo de Nd (1.36, 1.51 y 1.52 Ga) a medida que la cristalización progresaba de anortosita y leucogabro a gabronorita rica en óxidos de Fe-Ti, respectivamente. Por otro lado, una muestra de la serie granítica posee valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+0.98) y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0.704011) mayores que los de la serie anortosítica, descartando su formación como producto tardío de la diferenciación de la serie anortosítica y sugiriendo un origen a partir de la fusión parcial de una corteza básica juvenil. Lo anterior está de acuerdo con los patrones de elementos incompatibles mostrados por la serie granítica, similares a los de la corteza inferior

ABSTRACT

The Cacaotepec Anorthosite crops out in a $\sim 95 \text{ Km}^2$ area in the northern Oaxacan Complex and consists in a body of massive type anorthosite with leucogabbros and gabbro-norites (Fe-Ti oxides-rich or not) intercalations towards its borders. In addition, minor mafic and ultramafic intrusions as well as pyroxene megacrysts are also associated with this anorthositic body. On the other hand, minor volumes of charnockites, opdalite and quartz-mangerites are spatially related with the Cacaotepec Anorthosite, showing intrusive and apparent transitional relationships. This lithologic ensemble defines a suite AMC (Anorthosite-Mangerite-Charnockite). This suite displays not only structural and mineralogical features that are typical of the granulite metamorphism exhibited by the Oaxacan Complex but also evidences of hydration and retrogression to amphibolite and greenschist facies re-equilibration. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of a granodioritic orthogneiss (opdalite), found as a xenolith in the anorthositic body, yielded a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of $1013 \pm 34 \text{ Ma}$, which indicate the minimum crystallization age of this rock and also constrains the minimum emplacement age of the anorthosite. The rocks of both anorthositic series (anorthosite, leucogabbros and gabbro-norites) and granitic series (charnockites, opdalite and quartz-mangerites) show tholeiitic affinities; however, display opposite differentiation trends in variation diagrams. Trace elements patterns of the anorthositic series rocks suggest a comagmatic origin and an evolution through fractional crystallization processes, but do not provide evidences of any genetic link with the granitic series. Nd and Sr isotopic compositions suggest that the anorthositic series rocks originated from a depleted mantle source that would have undergone variable degree of contamination with a juvenile crust, reflected in a decrease in $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+0.80, 0+0.77 y -0.30) simultaneous to an increase of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0.703887, 0.703917 y 0.704159) and in Nd model ages (1.36, 1.51 y 1.52 Ga) as crystallization progressed from anorthosite and leucogabbro to oxide-apatite gabbro-norite. On the other hand, a sample of the granitic series shows $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+0.98) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0.704011) greater than those of the anorthositic series rocks, ruling out an origin as a late differentiation product of the anorthositic series and suggesting a derivation from partial melting of a juvenile basic crust. The above is in accordance with the incompatible elements patterns of the granitic series rocks similar to those of the lower crust.

I. INTRODUCCIÓN

Las anortositas de tipo masivo se encuentran asociadas a cantidades menores de rocas básicas, rocas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito (rocas FTP, que incluyen las nelsonitas) y especialmente a rocas graníticas (Duchesne, 1984; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Ashwal, 2010). La ocurrencia de este conjunto litológico, llamado *suite* AMCG (Anortosita, Mangerita, Charnockita y Granito), juega un papel muy importante en el entendimiento de la génesis, evolución y procesos que dominaron la formación de la corteza proterozoica debido a su restricción a este Eón (principalmente entre 1700 y 900 Ma; Morse, 1982; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Ashwal, 2010). A pesar de su importancia, la relación genética entre las litologías que conforman la suite AMCG, su origen y evolución aún son temas controversiales (e.g. Ashwal, 1993).

Aunque se sabe que las rocas anortosíticas (anortosita *sensu-stricto*, los leucogabros, leuconoritas y leucotroctolitas), gabróicas y las rocas FTP están genéticamente asociadas (Ashwal y Seifert, 1980; McLelland y Whitney, 1990; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Maji *et al.*, 2010), su relación con las rocas graníticas es aún controversial. Algunos sugieren su derivación a partir de un solo magma parental derivado ya sea de la corteza o del manto (e.g. Middlemost, 1970; Demaiffe y Javoy, 1980; Philpotts, 1981; Duchesne *et al.*, 1999; Longhi *et al.*, 1999; Markl, 2001); mientras que otros sostienen que las rocas de la serie anortosítica y la granítica se derivan de magmas parentales diferentes con origen en el manto y en la corteza, respectivamente (e.g. Emslie, 1978; Ashwal y Seifert, 1980; Morse, 1982; Basu y Pettingill, 1983; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Maji *et al.*, 2010; McLelland *et al.*, 2010). Adicionalmente, aunque una composición de magma parental gabróica rica en Al es hasta ahora la más aceptada (e.g. Emslie, 1975; Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal, 1982; Scoates y Frost, 1996; Maji *et al.*, 2010), también han sido propuestas composiciones jotuníticas (Duchesne y Demaiffe, 1978; Demaiffe y Hertogen, 1981) y andesíticas (Philpotts, 1981). Respecto al ambiente de formación, unos autores sugieren ambientes anorogénicos (e.g. Emslie, 1978; Flower, 1984; Duchesne *et al.*, 1999), entre tanto otros sugieren ambientes relacionados a tectónica compresional (McLelland *et al.*, 2010; Bybee *et al.*, 2014).

En general existe un consenso en que la generación de las rocas de la serie anortosítica se dio en dos etapas de cristalización: la primera dada a profundidades del Moho, en donde la cristalización de cúmulos máficos a partir del magma primario, la asimilación de corteza máfica y nuevas inyecciones magmáticas enriquecen el fundido gabróico en Al, a partir del cual empieza a cristalizar plagioclasa; y la segunda etapa es dada por el ascenso diapírico de estos magmas a la corteza media-somera en donde estos magmas terminan de cristalizar generando las rocas de la serie anortosítica (Emslie, 1975, 1978; Duchesne, 1984; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; McLelland *et al.*, 2010).

En México, anortositas de tipo masivo se encuentran en el microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010), en los Gneises Novillo (Ortega-Gutiérrez, 1978) y Huiznopala (Lawlor *et al.*, 1999) y en los Complejos Guichicovi (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003), Macizo de Chiapas (Cisneros de León, 2015) y Oaxaqueño (Solari, 2001; Solari *et al.*, 2003; Schulze, 2011). La corteza proterozoica de Oaxaquia conforma las partes nororiental, central y

sur de México cubriendo un área $\sim 1.000.000 \text{ km}^2$ (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). Este basamento Grenvilliano registra en todas sus exposiciones secuencias depositadas en ambientes de margen pasivo o de rift continental ($\sim 1300\text{-}1150 \text{ Ma}$), magmatismo de arco oceánico de composición básica a félsica ($\sim 1230\text{-}1115 \text{ Ma}$), migmatización ($\sim 1150\text{-}1050 \text{ Ma}$), magmatismo AMCG ($\sim 1035\text{-}1010 \text{ Ma}$), un evento metamórfico granulítico ($\sim 1000\text{-}980 \text{ Ma}$) y una historia similar de enfriamiento y exhumación (979 y 550 Ma; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014).

La Anortosita Cacaotepec se localiza en el sector norte del Complejo Oaxaqueño, situado en el estado homónimo, al sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1981; Solari, 2001; Solari *et al.*, 2003). A pesar de que la historia de esta parte del Complejo ha sido generalmente reconstruida por estudios previos (Mora y Valley, 1985; Mora *et al.*, 1986; Solari, 2001; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Cameron *et al.*, 2004; Keppie y Dostal, 2007; Ramírez-Salazar, 2015; entre otros); poco se conoce sobre la estructura del cuerpo anortosítico, su relación con las rocas básicas y graníticas asociadas, el origen de su magma parental y su evolución.

Con el objetivo de esclarecer los anteriores interrogantes, se realizó tanto una cartografía en escala 1:75.000 de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas, la recolección de muestras y datos estructurales, así como el estudio petrográfico de las muestras recolectadas, la datación de cuerpos graníticos asociados espacialmente con la anortosita y la geoquímica de elementos mayores, trazas y de isótopos de las rocas AMC. Adicionalmente, la información geoquímica fue comparada tanto con datos de las rocas de estudio obtenidos previamente por Keppie *et al.* (2003), como con litologías similares en otros lugares del mundo.

Es así que a lo largo de este documento se presenta (1) una compilación bibliográfica tanto de lo que se conoce acerca del origen y evolución de la anortositas de tipo masivo y rocas asociadas, así como del microcontiene de Oaxaquia; (2) La descripción de campo y petrográfica de las unidades litológicas presentes en la zona de estudio; (3) los resultados geocronológicos de rocas graníticas en el área de interés; y (4) los resultados de los análisis geoquímicos realizados en estas rocas. La integración de esta información permitió la realización de inferencias acerca de su estructura, la relación genética que guardan las rocas de la serie anortosítica y granítica, de la posible fuente de sus magmas parentales y de los procesos que tomaron lugar en la formación de estas rocas, permitiendo plantear un modelo de su generación en el marco del conocimiento de Oaxaquia.

- Ashwal, L.D., (1982). Mineralogy of Mafic and Fe-Ti oxide-rich Differentiates of the Marcy Anorthosite Massif, Adirondacks, New York. *American Mineralogist*, 67(1-2): 14-27.
- Ashwal, L.D., (1993). *Anorthosites*. Berlin, Germany, 422 pp.
- Ashwal, L.D., (2010). The Temporality of Anorthosites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4): 711-728.
- Ashwal, L.D.y Seifert, K.E., (1980). Rare-Earth-Element Geochemistry of Anorthosite and Related Rocks from the Adirondacks, New York, and Other Massif-Type Complexes: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 91(2): 105-107.
- Basu, A.R.y Pettingill, H.S., (1983). Origin and Age of Adirondack Anorthosites Re-evaluated with Nd Isotopes. *Geology*, 11(9): 514-518.
- Bybee, G., Ashwal, L.D., Shirey, S., Horan, M., Mock, T.y Andersen, T., (2014). Pyroxene Megacrysts in Proterozoic Anorthosites: Implications for Tectonic Setting, Magma Source and Magmatic Processes at the Moho. *Earth and Planetary Science Letters*, 389: 74-85.
- Cameron, K.L., López, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Keppie, J.D.y Schulze, C., (2004). U-Pb Geochronology and Pb Isotopic Compositions of Leached Feldspars: Constraints on the Origin and Evolution of Grenville Rocks from Eastern and Southern Mexico. *Geological Society of America Memoirs*, 197: 755-769.
- Cisneros de León, O.A., (2015). Petrogénesis de la Anortosita Mariscal-Soconusco y Rocas Asociadas en el Complejo Macizo de Chiapas. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 179 pp.
- Demaiffe, D.y Javoy, M., (1980). $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Ratios of Anorthosites and Related Rocks from the Rogaland Complex (SW Norway). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72(3): 311-317.
- Demaiffe, D.y Hertogen, J., (1981). Rare Earth Element Geochemistry and Strontium Isotopic Composition of a Massif-Type Anorthositic-Charnockitic Body: the Hydra Massif (Rogaland, SW Norway). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(9): 1545-1561.
- Duchesne, J.C., (1984). Massif Anorthosites: Another Partisan Review. In: Brown, W.S. (Editor), Feldspars and feldspathoids. Springer, pp. 411-433.
- Duchesne, J.C.y Demaiffe, D., (1978). Trace Elements and Anorthosite Genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 249-272.
- Duchesne, J.C., Liégeois, J.P., Vander Auwera, J.y Longhi, J., (1999). The Crustal Tongue Melting Model and the Origin of Massive Anorthosites. *Terra Nova*, 11(2-3): 100-105.
- Emslie, R.F., (1975). Pyroxene Megacrysts from Anorthositic Rocks: New Clues to the Sources and Evolution of the Parent Magmas. *Canadian Mineralogist*, 13: 138-145.
- Emslie, R.F., (1978). Anorthosite Massifs, Rapakivi Granites, and Late Proterozoic Rifting of North America. *Precambrian Research*, 7(1): 61-98.
- Emslie, R.F., Hamilton, M.A.y Thériault, R., (1994). Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical Evidence from the Nain Plutonic Suite. *The Journal of Geology*, 102: 539-558.
- Flower, M.F., (1984). Anorthosite Genesis: The Mid-Ocean Ridge Analogue. *Geology*, 12(11): 651-654.
- Keppie, J.D.y Dostal, J., (2007). Rift-Related Basalts in the 1.2–1.3 Ga Granulites of the Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Evidence for a Rifted Arc on the Northwestern Margin of Amazonia. *Proceedings of the Geologists' Association*, 118(1): 63-74.
- Keppie, J.D.y Ortega-Gutiérrez, F., (2010). 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an Arc/Backarc on the Northern Margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 21-27.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F.y López, R., (2003). Geochronology and Geochemistry of Grenvillian Igneous Suites In The Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, 120(3): 365-389.

- Lawlor, P., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., López, R. y Sampson, D., (1999). U–Pb Geochronology, Geochemistry, and Provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1): 73-99.
- Longhi, J., Vander Auwera, J., Fram, M.S. y Duchesne, J.C., (1999). Some Phase Equilibrium Constraints on the Origin of Proterozoic (Massif) Anorthosites and Related Rocks. *Journal of Petrology*, 40(2): 339-362.
- Maji, A., Patra, A. y Ghosh, P., (2010). An overview on Geochemistry of Proterozoic Massif-Type Anorthosites and Associated Rocks. *Journal of Earth System Science*, 119(6): 861-878.
- Markl, G., (2001). REE Constraints on Fractionation Processes of Massive-Type Anorthosites on the Lofoten Islands, Norway. *Mineralogy and Petrology*, 72(4): 325-351.
- McLelland, J.M. y Whitney, P., (1990). Anorogenic, Bimodal Emplacement of Anorthositic, Charnockitic, and Related Rocks in the Adirondack Mountains, New York. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 246: 301-316.
- McLelland, J.M., Selleck, B.W., Hamilton, M.A. y Bickford, M.E., (2010). Late-to Post-Tectonic Setting of Some Major Proterozoic Anorthosite–Mangerite–Charnockite–Granite (AMCG) Suites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4): 729-750.
- Middlemost, E.A., (1970). Anorthosites: A Graduated Series. *Earth-Science Reviews*, 6(4): 257-265.
- Mora, C.I. y Valley, J.W., (1985). Ternary Feldspar Thermometry in Granulites from the Oaxacan Complex, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(2-3): 215-225.
- Mora, C.I., Valley, J.W. y Ortega-Gutiérrez, F., (1986). The Temperature and Pressure Conditions of Grenville-Age Granulite Facies Metamorphism Of The Oaxacan Complex, Southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 6(2): 222-242.
- Morse, S., (1982). A Partisan Review of Proterozoic Anorthosites. *American Mineralogist*, 67(11-12): 1087-1100.
- 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. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(1): 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1981). Metamorphic Belts of Southern Mexico and Their Tectonic Significance. *Geofísica Internacional*, 20(3).
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno-García, E., (1995). Oaxaquia, a Proterozoic Microcontinent Accreted to North America During the Late Paleozoic. *Geology*, 23(12): 1127-1130.
- Philpotts, A.R., (1981). A Model for the Generation of Massif-Type Anorthosites. *Canadian Mineralogist*, 19: 233-253.
- Ramírez-Salazar, A., (2015). Petrogénesis de las Granulitas del Complejo Oaxaqueño. Área Nochistlán-Telixtlahuaca. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de México, 96 pp.
- Scoates, J.S. y Frost, C.D., (1996). A Strontium and Neodymium Isotopic Investigation of the Laramie Anorthosites, Wyoming, USA: Implications for Magma Chamber Processes and the Evolution of Magma Conduits in Proterozoic Anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(1): 95-107.
- Schulze, C., (2011). Petrología y Geoquímica de las Rocas del Área de Pluma Hidalgo, Oaxaca e Implicaciones Tectónicas para el Proterozoico de Oaxaquia. Tesis de Doctorado, Universidad Autónoma Nacional De México, México, 311 pp.
- Solari, L.A., (2001). La Porción Norte del Complejo Oaxaqueño, Estado de Oaxaca: Estructuras, Geocronología y Tectónica. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City.

- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., López, R. y Hames, W., (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian Tectonothermal Events in the Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Roots of an Orogen. *Tectonophysics*, 365(1): 257-282.
- Weber, B. y Köhler, H., (1999). Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb Geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: Origin and Geologic History of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3): 245-262.
- Weber, B. y Hecht, L., (2003). Petrology and Geochemistry of Metagneous Rocks from a Grenvillian Basement Fragment in the Maya Block: the Guichicovi Complex, Oaxaca, Southern Mexico. *Precambrian Research*, 124(1): 41-67.
- Weber, B. y Schulze, C., (2014). Early Mesoproterozoic (> 1.4 Ga) Ages from Granulite Basement Inliers of SE Mexico and Their Implications on the Oaxaquia Concept—Evidence from U–Pb and Lu–Hf Isotopes on Zircon. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3): 377-394.
- Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K. y Ruiz, J., (2010). U–Pb and Lu–Hf Isotope Systematics of Lower Crust from Central-Southern Mexico—Geodynamic Significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, 182(1): 149-162.

II. MARCO TEÓRICO: ANORTOSITAS DE TIPO MASIVO, ESTADO DEL ARTE EN SU ORIGEN Y EVOLUCIÓN

II.1. GENERALIDADES

El término anortosita (*sensu stricto*) corresponde a una roca ígnea, intrusiva, gabrónica, compuesta por más del 90% de plagioclasa [An₂₀-An₁₀₀] y las rocas anortosíticas son aquellas que poseen entre 11 y 35% de minerales máficos (Fig. II.1.a; Streckeisen, 1976; Ashwal, 1993). Adicionalmente, Ashwal (1993) sugiere adicionar el apellido “rico en óxidos” cuando el porcentaje de óxidos de Fe-Ti supere el 10%.

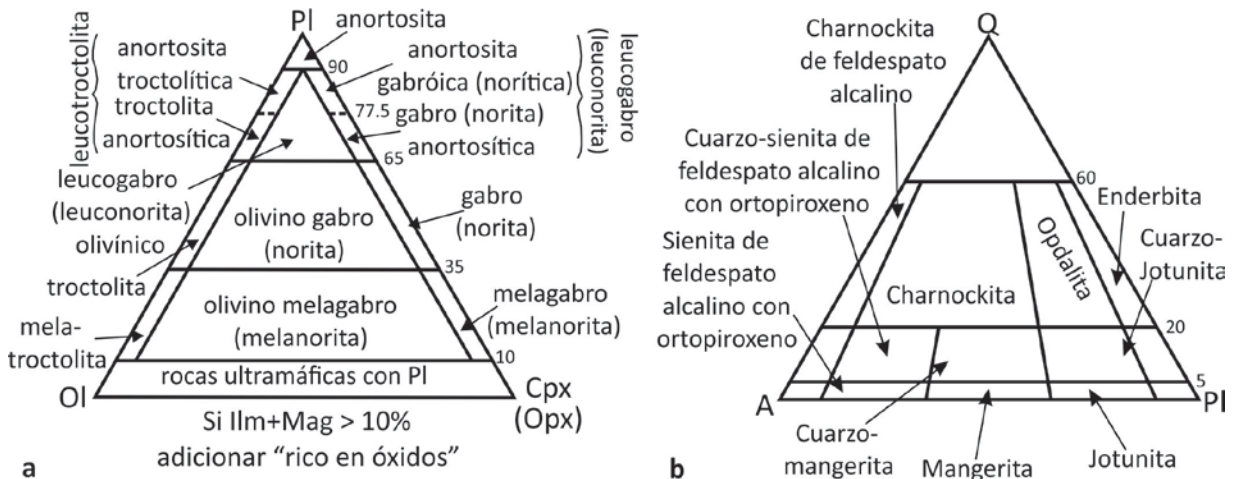


Figura II.1. Clasificación de rocas gabrónicas (Streckeisen, 1976). b. Clasificación de rocas charnockíticas (Streckeisen, 1976).

Varias clasificaciones basadas en la forma, litología y posible origen (e.g., Buddington (1939 y 1961), Boulanger (1957 y 1958) en Ashwal, 1993), así como en la ocurrencia espacial y temporal (e.g., Morse, 1982; Duchesne, 1984; Ashwal, 1993) de las anortositas han sido presentadas, siendo esta última la más aceptada. Ashwal (1993) propone 6 clases de anortositas correspondientes a anortositas del Arqueano, anortositas extraterrestres, lunares o primordiales, anortositas en intrusiones máficas estratificadas, anortositas de configuración oceánica, anortositas como inclusiones en rocas ígneas y anortositas de tipo masivo o proterozoicas.

II.2. ANORTOSITAS PROTEROZOICAS O DE TIPO MASIVO (ATM)

Corresponden a aquellas presentes en el cinturón grenvilliano, sus características más típicas, que pueden variar de un cuerpo a otro (Ashwal, 1993), se enlistan a continuación:

1. Las ATM corresponden a plutones individuales de tamaños batolíticos o a complejos intrusivos de miles de kilómetros cuadrados de extensión, conformados por varias masas plutónicas individuales (Emslie, 1978; Morse, 1982; Ashwal, 1993, 2010).

2. Litológicamente corresponden a anortositas, leucogabros, leuconoritas y/o leucotroctolitas¹ (Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994a; Ashwal, 2010).
3. Presentan manifestaciones menores de rocas máficas asociadas como noritas, gabros, troctolitas y rocas ricas en Fe-Ti-P (rocas FTP)², con casi total ausencia de rocas ultramáficas (Duchesne, 1984; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994a; Ashwal, 2010).
4. Un conjunto de rocas intrusivas ricas en potasio se encuentran espacialmente asociadas e incluyen mangeritas, charnockitas y granitos (que pueden o no tener textura rapakivi; Fig. 1b); éstas junto con las anortositas son conocidas como *suite* AMCG (Morse, 1982; Duchesne, 1984; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994a; Ashwal, 2010). A este conjunto de rocas graníticas, caracterizadas por contener ortopiroxeno y/u olivino y por la presencia de fases accesorias como óxidos de Fe-Ti y apatitos (Ashwal, 1993), se les conoce como “serie granítica”.
5. La plagioclasa es de composición intermedia (An₄₀-An₆₀), y puede alcanzar tamaños de megacristales de hasta 1 m de longitud (Ashwal, 1982; Morse, 1982; Duchesne, 1984; Ashwal, 1993; Loferski y Arculus, 1993; Ashwal *et al.*, 1998).
6. Presentan megacristales de piroxenos (individuales o en agregados, de tamaños entre 2-3 cm y 1 m), más comúnmente ortopiroxenos, los cuales son ricos en aluminio con concentraciones entre 3 y 12 wt% (Morse, 1982; Duchesne *et al.*, 1989; Ashwal, 1993, 2010). Se han interpretado como producto de la cristalización fraccionada de magmas basálticos ricos en Al a presiones entre 10 y 15 kbar (e.g. Emslie, 1975; Bybee *et al.*, 2014); o bien, como el producto de crecimiento rápido de este mineral a partir de magmas hiperaluminosos (e.g. Morse (1975) en Ashwal y Wooden, 1983; y en Ashwal, 1993).
7. Poseen edades del Proterozoico, principalmente en el intervalo entre 1700 y 900 Ma (Morse, 1982; Duchesne, 1984; Ashwal, 1993, 2010).

II.3. RELACIÓN ENTRE LAS ANORTOSITAS DE TIPO MASIVO Y ROCAS ASOCIADAS

Las anortositas, como ya se mencionó, se encuentran asociadas a rocas básicas, a rocas FTP y a rocas graníticas. En general, existe un consenso en que las rocas anortosíticas y las gabróicas son comagmáticas (Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal, 1982, 1993, 2010), por lo cual son referidas como “serie anortosítica”. Sin embargo, la relación genética que guardan las rocas FTP y las rocas graníticas con la serie anortosítica sigue siendo un tema controversial.

Algunos argumentan una relación genética, ya sea como productos de cristalización fraccionada y procesos de diferenciación (Middlemost, 1970; Demaiffe y Javoy, 1980; Markl, 2001) o como productos de la separación de líquidos inmiscibles (Philpotts, 1981). Sin embargo, Duchesne y Demaiffe (1978) sostienen, basados en la química de elementos traza, que un solo magma no podría generar toda esta gama de rocas. Por otro lado, hay quienes argumentan que las rocas FTP y la serie

¹ Este conjunto de rocas (anortositas, leucogabros, leuconoritas y leucotroctolitas) se encontrarán referidas en el texto como rocas anortosíticas. En los casos concretos en los que sea necesario hablar de una de ellas, será referida específicamente por su nombre.

² Dentro de las cuales se encuentran los depósitos de óxidos de Fe-Ti (incluyendo la nelsonita), así como las rocas conocidas en la literatura como ferrodiorita, ferrogabro, melafrogabro, ferrogabronorita, jotunita, monzonorita y dioritas, gabros, noritas o gabronoritas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatitos (Owens y Dymek, 1992; Ashwal, 1993).

anortosítica se derivan de un mismo magma, de origen mantélico, sin relación genética con las rocas graníticas, generadas por la fusión parcial de la corteza (Emslie, 1978; Ashwal y Seifert, 1980; Morse, 1982; Basu y Pettingill, 1983; Demaiffe *et al.*, 1986; Emslie *et al.*, 1994b; Maji *et al.*, 2010; McLelland *et al.*, 2010). Otros, por el contrario, argumentan que las rocas FTP y graníticas son comagmáticas pero que no se relacionan genéticamente con la serie anortosítica (Duchesne *et al.*, 1989; Owens y Dymek, 1992).

II.4. ESTRUCTURAS Y TEXTURAS

Aunque la expresión “*masivo*” se refiere a una estructura sin orientación cristalina preferencial o estratificación (Ashwal, 1993), estos complejos muestran estructuras bandeadas dadas por la orientación de plagioclasa, olivino y piroxeno (Romey, 1968; Philpotts, 1981; Ashwal, 1993; Scoates y Frost, 1996; Ashwal *et al.*, 1998). *Las estructuras en bloque*, consistentes en inclusiones de algún tipo de anortosita en otra, se interpretan como fragmentos erosionados de un techo anortosítico, o bien como bloques transportados durante recargas magmáticas (Ashwal, 1993; Scoates y Frost, 1996; Scoates, 2000). Por otro lado, *Las estructuras almohadilladas*, más comúnmente desarrolladas entre las rocas graníticas y las rocas FTP, indican mezcla de magmas y *mingling* (Morse, 1982; Ashwal, 1993). Finalmente, también es posible encontrar diques anortosíticos (e.g., Scoates y Frost, 1996).

Entre las texturas ígneas más comúnmente encontradas en estas rocas están: texturas cumúlíticas, tales como *texturas ofíticas* y *subofíticas* tanto en tamaños normales como en megacristales (Ashwal, 1982; Duchesne, 1984; Ashwal *et al.*, 1998); *texturas de Intercrecimiento* entre el apatito y óxidos de Fe-Ti (Ashwal, 1982); *texturas de exsolución* de plagioclasa y espinela en los megacristales de ortopiroxeno (Duchesne, 1984), de clinopiroxeno en ortopiroxeno (Bohlen y Essene, 1978) y entre hematita e ilmenita (Duchesne, 1970); y *texturas poikiliticas* de inclusiones de rutilo y zircón en la plagioclasa (Ashwal *et al.*, 1999). Por otro lado, entre las texturas metamórficas se encuentran *texturas coroníticas* que evidencian reacciones nuevas (Duchesne, 1970); y *texturas de recristalización* como rotación de subgranos y migración por bordes de granos (Lafrance *et al.*, 1996).

II.5. ORIGEN Y EVOLUCIÓN

El origen, la evolución y el ambiente tectónico en el cual se generaron las anortositas de tipo masivo han sido objeto de diversas opiniones. Esto es en parte debido a su naturaleza monominerálica, a la no existencia de equivalentes extrusivos, a las variaciones en la química de trazas e isótopos (tanto entre un mismo complejo como entre masivos) y a su restricción en el Proterozoico, de modo que no es posible resolver estos interrogantes por medio del uniformitarismo. A continuación, se tratan los procesos magmáticos implicados, las fuentes magmáticas y los modelos propuestos para su generación, así como los ambientes en que se pudieron haber originado.

II.5.1. Procesos Mágmaticos Implicados en la Formación de los ATM

II.5.1.1. Cristalización fraccionada: La cristalización y remoción de minerales máficos, tanto en las cámaras magmáticas como durante el ascenso al lugar de emplazamiento, juegan un papel

importante saturando el magma en aluminio; dicha saturación ocurre hasta que la nucleación y crecimiento de la plagioclasa impida el asentamiento de minerales máficos, los cuales para ese momento, representan un volumen del 30-40% del material cristalizado (Emslie, 1975; Ashwal, 1982; Morse, 1982; Arndt, 2013; Bybee *et al.*, 2014). Evidencias de un fraccionamiento previo a la cristalización de la plagioclasa corresponden a **(1)** la presencia de megacristales de piroxeno, formados a presiones entre 9 y 13.5 kbar y a temperaturas entre 1250° y 1350°C (Emslie, 1975, 1978; Ashwal, 1993; Bybee *et al.*, 2014); **(2)** diferencias en las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) y en los valores de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ entre los megacristales y las anortositas, lo cual sugiere que los primeros se habrían formado a partir de un magma parental no contaminado (Scoates y Frost, 1996); y a **(3)** las relaciones de hierro $[\text{Fe}^*/(\text{Fe}^*+\text{Mg})]$ y los valores del Mg# en las ATM (Emslie, 1975; Ashwal, 1982, 1993; Emslie *et al.*, 1994b). Finalmente, la cristalización de plagioclasa a altas presiones, su acumulación en *mushes* y su flotabilidad, producirían el ascenso y emplazamiento diapírico de estos cuerpos a lugares más someros de la corteza (Duchesne, 1984; Scoates y Frost, 1996).

II.5.1.2. Asimilación magmática: A grandes rasgos y teniendo en cuenta que los efectos de la contaminación varían dependiendo del tipo de contaminante, este proceso se ve reflejado en el aumento tanto en las concentraciones de Rb, U, REE, Zr, como de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ y de la actividad del sílice; mientras que los valores de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ tienden a disminuir (Ashwal y Wooden, 1983; Ashwal, 1993; Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994a; Frost *et al.*, 2010). Además Frost *et al.* (2010) sugieren que la asimilación de corteza continental controla la actividad del sílice, la fugacidad de oxígeno y la asociación mineral resultante en las anortositas. Scoates y Frost (1996) explican las diferencias en los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ y $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ entre las rocas más antiguas y las más jóvenes que componen el Complejo Anortosítico Laramie (LAC) en Wyoming (Estados Unidos) en términos de asimilación y maduración del conducto, en donde el ascenso continuo de magma habría aumentado la temperatura de fusión de la roca caja y junto con la cristalización de anortosita a lo largo del conducto se habría generado una reducción en la contaminación en los pulsos posteriores. Adicionalmente, variaciones en la composición isotópica de los ATM en relación a la cercanía con la roca caja, edad y naturaleza de ésta se han observado y explicado en términos de contaminación (e.g., Ashwal y Wooden, 1983; Ashwal *et al.*, 1986; Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994b; Scoates y Frost, 1996). Evidencias adicionales de contaminación corresponden a la presencia de xenolitos, tanto de roca caja dentro de las anortositas como de anortositas dentro de las rocas graníticas asociadas y viceversa (e.g., Ashwal y Wooden, 1983; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Gleißner *et al.*, 2010)

II.5.1.3. Mezclas de magmas: El hecho de que una ATM esté conformada por varios cuerpos anortosíticos, indica la ocurrencia de inyecciones nuevas de magma a la cámara magmática (Emslie, 1975, 1978; Morse, 1982; Ashwal, 1993, 2010). Dichas recargas no solo inducen la mezcla y enriquecen el magma en plagioclasa, sino que también, inducen variaciones en la composición isotópica de dichos cuerpos (Emslie, 1975, 1978; McLelland *et al.*, 2010). Basados en el contenido de An normativa respecto a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ en los sectores bandeados de la anortosita Poe Mountain (LAC, Wyoming, Estados Unidos), Scoates y Frost (1996) identifican pulsos magmáticos diferentes y procesos de mezcla ocurridos en dicho cuerpo.

II.5.1.4. Fenómenos de inmiscibilidad: Algunos autores argumentan que la formación de las rocas del ensamble AMCG se debe a fenómenos de inmiscibilidad. Por ejemplo, Philpotts (1981) propone que todas las rocas dentro de esta suite fueron originadas por la separación de líquidos inmiscibles a partir de un magma andesítico. Según el autor, el fundido rico en Fe generaría las rocas básicas, jotuníticas y los depósitos de Fe-Ti-P; mientras que el fundido rico en Si generaría las anortositas y las rocas graníticas. Adicionalmente, Chen *et al.* (2013) proponen que los depósitos de Fe-Ti-P del complejo anortosítico de Damiao (China) fueron formados por inmiscibilidad de magmas ferrodioríticos durante los últimos estadios de diferenciación favorecidos por las altas fugacidades de oxígeno y el contenido de fósforo en el magma. Bogaerts y Schmidt (2006) argumentan que en fundidos silicatados cantidades pequeñas de P_2O_5 y TiO_2 (<2.0 wt%) amplían los campos de estabilidad de la inmiscibilidad (*two-liquid field*) y que a su vez minimizan los efectos negativos causados por el MgO, el CaO y por el aumento en la presión; además, resaltan la importancia del grado de polimerización en el desarrollo de este proceso.

II.5.1.5. Emplazamiento: El ascenso diapírico de *mushes* de plagioclasa, debido a la flotabilidad de este mineral y a la menor densidad de estos *mushes* respecto a la roca que lo rodea, es el mecanismo propuesto para el emplazamiento de estas rocas a niveles de corteza media y somera (Emslie, 1975; Duchesne y Demaiffe, 1978; Duchesne, 1984; Ashwal, 1993; Bybee *et al.*, 2014). Evidencia de lo anterior lo da la presencia de **(1)** texturas intermedias entre protoclasticas y granoblásticas en un mismo cuerpo; **(2)** indicadores cinemáticos de deformación en la roca caja; **(3)** bloques anortosíticos y leuconoríticos fuertemente foliados inmersos en cuerpos anortosíticos, lo cual probaría que las partes marginales del intrusivo ya estaban formadas cuando otras partes del cuerpo aun podían intruir (Duchesne, 1984). Una evidencia adicional para este modelo es la ocurrencia de megacristales de orto- y clinopiroxeno encontrados tanto individualmente como en agregados subofíticos, cristalizados a profundidades del límite corteza-manto (Duchesne y Demaiffe, 1978; Ashwal, 1993; Scoates y Frost, 1996; Bybee *et al.*, 2014).

II.5.2. Fuentes de Magmas Parentales

Actualmente se sabe, a través de su mineralogía anhidra, bordes de enfriamiento de composiciones troctolíticas y noríticas, texturas y estructuras ígneas, valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (0.703-0.706; Heath and Fairbairn (1969) en Ashwal, 1993) similares a los de los basaltos continentales y al fraccionamiento de $\delta^{18}O$ en el rango de basalto y gabros (5.8-7.6 ‰; Taylor (1969) en Ashwal, 1993), que las anortositas cristalizan a partir de magmas secos y de alta temperatura (Emslie, 1978; Morse, 1982; Ashwal, 1993; Arndt, 2013). Sin embargo, el origen y la composición de dicho magma permanecen como temas controversiales debatiéndose entre:

- a. Magmas con composiciones gabróicas ricas en Al derivados del manto empobrecido, inferido de sus relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ y valores de $\epsilon_{Nd(i)}$, mostrando o no variaciones en dichas concentraciones por efectos de contaminación (Emslie, 1975, 1978; Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal, 1982; Ashwal y Wooden, 1983; Demaiffe *et al.*, 1986; Scoates y Frost, 1996; Ashwal *et al.*, 1998; Drüppel *et al.*,

2007; Maji *et al.*, 2010; Bybee *et al.*, 2014). Esta composición de magma parental es, hasta el momento la más aceptada.

- b. Magmas con composiciones jotuniticas generados a partir de fuentes heterogéneas del manto, los cuales poseen concentraciones variables en REE (Duchesne y Demaiffe, 1978; Demaiffe y Hertogen, 1981; Arndt, 2013).
- c. Magmas de composición jotunitica o gabrónica ricos en Al, pero que habrían sido derivados por fusión parcial de una corteza máfica (Bohlen y Essene, 1978; Simmons y Hanson, 1978; Duchesne *et al.*, 1999; Longhi *et al.*, 1999; Longhi, 2005).
- d. Magmas de composición andesítica (o basáltica con mucha contaminación), los cuales se derivarían del manto (Philpotts, 1981).

Los autores a favor de magmas parentales basálticos sugieren fuentes mantélicas con afinidades toleíticas (Emslie, 1975; Morse, 1982; Maji *et al.*, 2010); mientras que aquellos a favor de magmas parentales jotuniticos argumentan que estos poseen firmas de magmas calcialcalinas (Duchesne y Demaiffe, 1978). Adicionalmente, los valores positivos de $\epsilon_{Nd(t)}$ indican fuentes mantélicas tanto en anortositas como en megacrístales de piroxeno, los cuales habrían sufrido empobrecimiento de REE, reflejando también un poco los efectos de la contaminación (Emslie, 1975; Duchesne y Demaiffe, 1978; Emslie, 1978; Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal y Wooden, 1983; Demaiffe *et al.*, 1986; Emslie, 1991; Ashwal *et al.*, 1998; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010; Bybee *et al.*, 2014).

II.5.3. Modelos Petrogenéticos Propuestos

II.5.3.1. Modelos basados en dos etapas de cristalización: La mayoría de los modelos se basan en dos etapas de cristalización. Una primera etapa ocurre a presiones del límite manto-corteza, en donde se da un fraccionamiento previo del magma parental de las anortositas (generando megacrístales de olivino, piroxeno y plagioclasa) y enriquecimiento del fundido en aluminio. Una segunda etapa es dada por el ascenso y emplazamiento de forma diapírica a profundidades de la corteza media y somera, lugar en donde finaliza su proceso de cristalización (Emslie, 1975, 1978; Duchesne, 1984; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994b; Duchesne *et al.*, 1999; McLelland *et al.*, 2010). Sin embargo, existen algunas diferencias en los ambientes tectónicos propuestos, en la fuente de los magmas parentales, los procesos de generación de magmas, etc. A continuación se describirá brevemente los modelos vigentes, los cuales se comparan en la figura II.2 y en la tabla II.1:

- En su modelo **Emslie (1978)** propone que magmas de toleita olivínica, formados por plumas mantélicas bajo una corteza cratónica estable, se emplazan en el límite corteza-manto debido a la ausencia de fallas o fracturas que permitan su ascenso. Estos magmas sufrirían cristalización fraccionada de minerales máficos previa a la generación de los megacrístales de ortopiroxeno, que proporcionaría al magma composiciones gabrónicas ricas en Al_2O_3 (a partir del cual cristalizarían los megacrístales de ortopiroxeno). El calor de emplazamiento y la cristalización generan fusión parcial de la corteza inferior produciendo magmas graníticos. Finalmente, la flotabilidad de los magmas ricos en Al_2O_3 y el debilitamiento de la corteza por anatexis

permitirían el ascenso de los magmas y la descompresión subsecuente ocasionaría la cristalización de la plagioclasa y la formación de *mushes* cristalinos.

- **Ashwal (1993)** propone que magmas primarios, de composiciones entre gabrónica y picrítica derivados del manto empobrecido, son emplazados en el Moho (Fig. II.2.a-i). Una vez allí se da la cristalización fraccionada de olivino y piroxeno, generando tanto cúmulos máficos como magmas de toleitas basálticas enriquecidos en Al, Fe/Mg y REE, hasta que la plagioclasa se convierte en la fase *líquida* y empieza a cristalizar acumulándose en el techo por flotabilidad (Fig. II.2.a). La acumulación de plagioclasa genera *mushes* cristalinos, de menor densidad que el medio que los rodea, produciéndose una inestabilidad gravitacional y su ascenso (llevando consigo algunos megacrístales de piroxeno) a niveles medios o someros de la corteza (Fig. II.2.a). Por otro lado, el cúmulo máfico permanecería en la base de la corteza o se hundiría en el manto. Adicionalmente, el calor del magma primario sumado al calor latente generado por la cristalización del éste producirían la fusión parcial de la corteza, formando fundidos félsicos que ascienden para formar las rocas de la serie granítica y contaminan los magmas parentales de la serie anortosítica (Fig. II.2.a).
- En el modelo de **Duchesne et al. (1999)**, la formación de anortositas ocurre ya sea posteriormente a un evento de colisión asociada a la generación de fallas o a la reactivación de estas estructuras debido a magmatismo anorogénico/intraplaca el cual tendría la misma firma geoquímica. Así, este modelo se basa en cabalgamientos de la corteza inferior, en donde el bloque subyacente es llevado a profundidades entre 40 y 50 km (11-13 kbar), quedando en forma de “lengua” dentro del manto (Fig. II.2.b). Después de decenas de millones de años se produce la delaminación de la litósfera seguida por ascenso astenosférico, generando un aumento en las temperaturas y por ende la fusión parcial de la corteza media e inferior máfica. La anatexis de la corteza inferior generaría los magmas parentales de las anortositas, siendo éstos de composición basáltica rica en aluminio o de composición jotunítica. Por otro lado, la anatexis de la corteza media generaría los magmas parentales de las rocas graníticas, produciéndose de manera continua durante todo el proceso de formación y emplazamiento de las anortositas (Fig. II.2.b). En el lugar dejado por la corteza delaminada se forma una cámara magmática, en donde cristalizan tanto los cúmulos básicos (que después se hunden en el manto), como la plagioclasa, cuya acumulación en el techo de la cámara genera los *mushes* cristalinos. Posteriormente, dichos *mushes* ascienden de forma diapírica a través de zonas de cizalla o debilidades litosféricas (Fig. II.2.b).
- **Bybee et al. (2014)** proponen, basados tanto en las variaciones isotópicas entre los megacrístales de piroxeno y las anortositas, como en las dataciones de dichos megacrístales y de sus exsoluciones de plagioclasa, que los magmas de toleita basáltica ricos en aluminio, generados por fusión parcial del manto, se emplazan en el Moho debido a diferencias reológicas (Fig. II.2.c). Allí se produce la cristalización de olivino y piroxeno formando un cumulo máfico en el fondo de la cámara magmática que finalmente se hundiría en el manto (debido a su densidad) antes de que la cristalización de la plagioclasa empiece. El calor de emplazamiento y el producido a partir de la

cristalización del cumulo máfico generarían la anatexis de la corteza inferior, produciendo la contaminación del magma basáltico y los magmas parentales de las rocas graníticas. La cristalización de la plagioclasa formaría *mushes* cristalinos lo suficientemente flotantes para ascender a niveles someros o intermedios de la corteza (Fig. II.2.c). La diferencia de este modelo es que los megacristales de ortopiroxeno se habrían formado 100 Ma antes de su emplazamiento en los niveles más someros de la corteza en un ambiente de arco tipo andino, registrando cristalización fraccionada previa, contaminación y nuevas inyecciones magmáticas durante su formación.

- **McLelland et al. (2010)** proponen que la raíz de orógenos engrosados es removida por delaminación o por remoción convectiva (Fig. II.2.d). Esto genera diversos esfuerzos en la corteza que se compensan los unos a los otros, resultando en un equilibrio mecánico que, de manera simultánea, mantiene la topografía y permite el colapso del orógeno por medio de fallas normales de muy bajo ángulo. Seguido a la delaminación, el manto litosférico asciende y se funde por descompresión, produciendo magmas gabróticos que se acumularían en el límite corteza-manto (Fig. II.2.d). Tal equilibrio mecánico (que se mantendría entre 10 y 20 Ma) junto con condiciones anhidras permitirían, durante largos periodos de tiempo, el fraccionamiento, la asimilación de la corteza inferior y la mezcla de magmas generada por nuevos pulsos magmáticos. Así, se da la acumulación de material ultramáfico, que posteriormente se hundiría en el manto debido a su mayor densidad, junto con la producción de grandes cantidades de plagioclasa (Fig. II.2.d). Las rocas graníticas, se generarían por anatexis de la corteza debido al aumento en las temperaturas causadas por el emplazamiento de los magmas mantélicos y el calor de cristalización. Eventualmente, el ascenso tanto de los magmas graníticos como de los diapiros de *mushes* de plagioclasa podría darse a través de zonas cizalla a escala litosférica o zonas de sutura que habrían sido reactivadas (Fig. II.2.d).

II.5.3.2. Otros modelos: Modelos alternativos a aquellos de dos etapas también han sido propuestos, describiéndose a continuación.

- **Flower (1984)** basado en la comparación con dorsales oceánicas, propone que a presiones de corteza media y somera, magmas picríticos y de toleita-olivínica derivados del manto sufren cristalización fraccionada y acumulación tanto de plagioclasa como de minerales máficos. Nuevos pulsos magmáticos de muy altas temperaturas (1350-1400°C) causan la reabsorción de la plagioclasa, saturando progresivamente el magma en dicho componente. A partir de este nuevo magma, se generarían las anortositas, noritas y troctolitas. El calor de estos magmas causa la fusión parcial de la corteza, generando los magmas graníticos. Todo esto ocurriría en ambientes anorogénicos asociados a rifting continental.
- El modelo de **Arndt (2013)** propone que la formación de las anortositas se da a niveles de corteza media por el emplazamiento de un magma basáltico. Una vez allí, la plagioclasa cristaliza en las paredes y/o en el piso inclinado de la cámara magmática, mientras que el líquido residual migra hacia la base de ésta y posteriormente hacia la corteza inferior (debido a que su densidad es

mayor que la de la corteza media). Tanto la alta densidad como la alta presión de la corteza inferior causarían el aumento en la densidad del magma remanente, quedando estancado en el límite anfibolita-granulita o en el límite corteza-manto. En estos lugares, este magma cristalizaría y una vez solidificado se hundiría en el manto. Todo este proceso habría sido posible en el Proterozoico debido a que la corteza todavía habría sido lo suficientemente caliente y dúctil (a causa de una mayor producción de calor por decaimiento radiactivo para este tiempo) para permitir el descenso del magma más denso a niveles corticales inferiores y lo suficientemente rígido, como para retener los cúmulos de plagioclasa en la corteza media-somera.

II.5.4. Ambiente Tectónico

Debido a su restricción en el Proterozoico y al no existir análogos más recientes que por comparación permitan la deducción del ambiente tectónico en el que las ATM fueron formadas, se han propuesto diferentes modelos tectónicos para explicar su origen.

Los ambientes anorogénicos son muy citados para explicar la distribución geográfica y el magmatismo bimodal de los ensambles AMCG en el mundo; este ambiente implica regiones con muy poca extensión, extensión continental fallida y/o plumas mantélicas en cratones tectónicamente estables (Emslie, 1978; Flower, 1984; Ashwal, 1993; Duchesne *et al.*, 1999). Sin embargo, otros argumentan que aunque este ambiente explique la distribución geográfica, el lapso de tiempo geológico en el que las ATM fueron emplazadas (~800 Ma) es demasiado largo y es imposible que este mecanismo trabaje durante tanto tiempo sin iniciar la separación continental (Bybee, *et al.*, 2014; Ashwal, 1993). Adicionalmente, una pluma mantélica como generadora de los ATMs también es objeto de debate, ya que una sola pluma no podría explicar el desarrollo de tantas ocurrencias ni su disposición lineal (Ashwal, 1993; Bybee *et al.*, 2014). Debido a lo anterior, Emslie (1978) invoca la presencia de varias plumas que controlarían la formación de los cuerpos anortosíticos, lo que, según Ashwal (1993) requeriría que el continente estuviese fijo por el lapso del tiempo en el que las ATM fueron emplazadas.

Así mismo, se han propuesto ambientes relacionados a subducción, ya que éstos también podrían explicar la distribución lineal aparente que los ATMs poseen. Respecto a los ambientes de colisión continental, Ashwal (1993) y Bybee *et al.* (2014) rechazan esta idea, argumentando la corta vida magmática de dicho ambiente. Sin embargo, autores como Duchesne *et al.* (1999) y McLelland *et al.* (2010) sugieren delaminación de la corteza como mecanismo posterior al evento de colisión, lo que permitiría el ascenso de la astenosfera. No obstante, Bybee *et al.* (2014) argumentan que este mecanismo no explicaría la ocurrencia de ATM en los lugares en donde no hay evidencia de colisión continental, además del hecho que algunas ocurrencias anortosíticas anteceden el evento colisional por cientos de millones de años (Ashwal, 1993). Bybee *et al.* (2014) argumentan que los ambientes convergentes de tipo andino, además de explicar la disposición geográfica lineal, podrían ofrecer las condiciones adecuadas (grandes profundidades del Moho con muy altas temperaturas, altas presiones y largos periodos de tiempo) permitiendo la acumulación de minerales máficos en cámaras magmáticas en el límite corteza-manto. Sin embargo, argumentos en contra de esta configuración se basan en la carencia de rocas de composiciones intermedias en la suite AMCG, típicas de dichos ambientes (Ashwal, 1993).

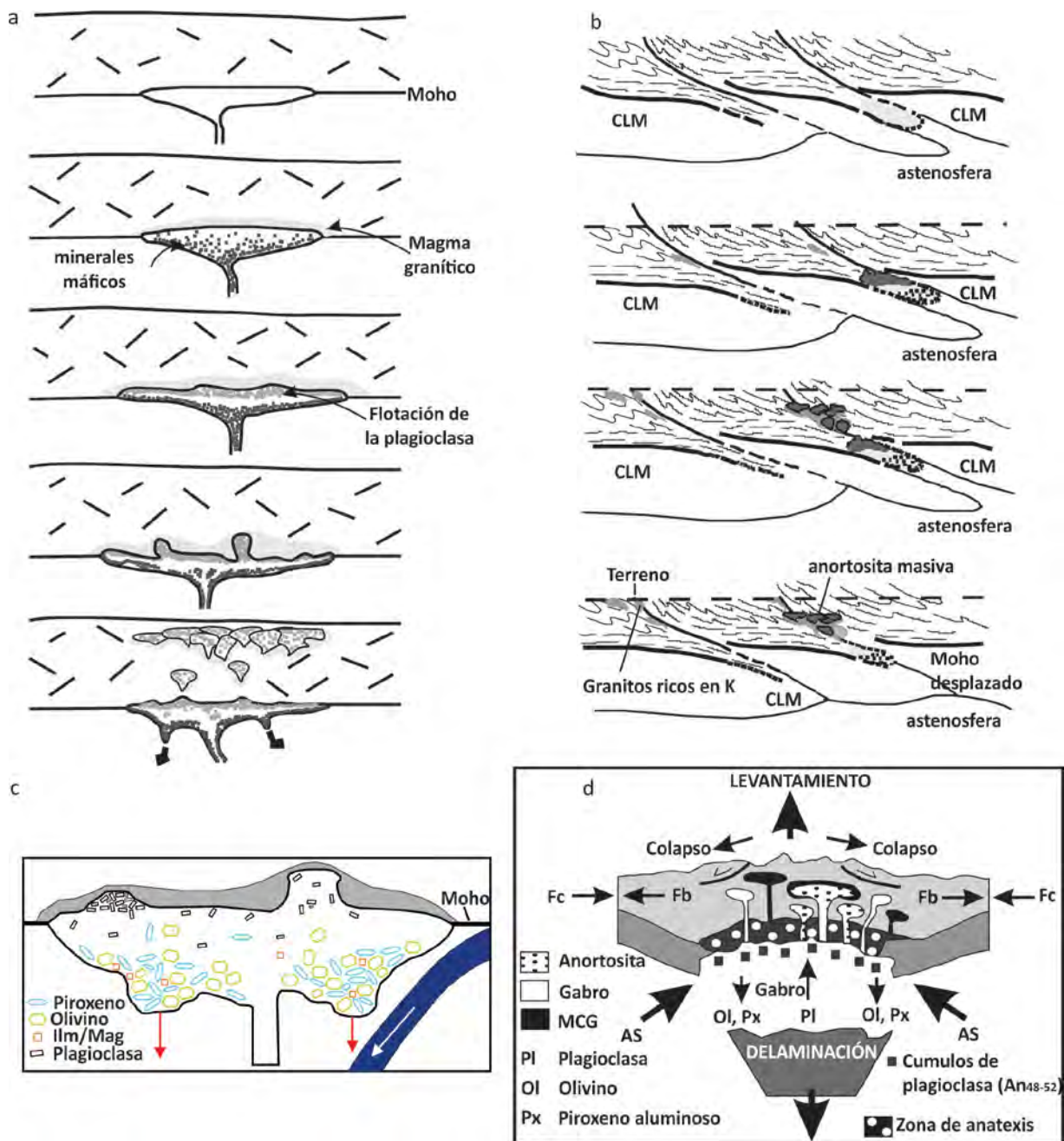


Figura II.2. Modelos de dos etapas propuestas para la generación de las ATM, explicados en el texto. **a.** Modelo de Ashwal (1993). **b.** Modelo de Duchesne *et al.* (1999); CLM: Manto continental litosférico. **c.** Modelo de Bybee *et al.* (2014). **d.** Modelo de McLelland *et al.* (2010); Fuerzas orogénicas contraccional con componente horizontal (Fc) y fuerza compensatoria (Fb); AS: Astenosfera que asciende y se funde debido a descompresión formando magmas gabróticos.

Autor	Tipo de modelo	Fuente de magma parental	Emplazamiento		Mecanismos de generación de magma	Composición de magma primario	Cristalización a altas presiones	Composición de magma parental
			Límite corteza-manto	Corteza media y somera				
Ashwal (1993)	Dos etapas	Manto	X	X		Gabróico o picrítico	Cúmulos tanto de Ol y Px como de Pl separados por densidad	Toleita basáltica rica en aluminio
Emslie (1978)	Dos etapas	Manto	X	X	Magmatismo anorogénico	Toleita olivínica	Cristalización fraccionada de máficos previa a la cristalización de los megacrístales de Opx	Magmas gabróicos ricos en aluminio
Bybee, et al. (2014)	Dos etapas	Manto	X	X		Toleita basáltica	Ol y Cpx cristalizarían antes que el Opx, formando cúmulos que se hundirían en el manto antes de la cristalización de la Pl	
Duchesne, et al. (1999)	Dos etapas	Corteza inferior	X	X	Aumento en las temperaturas por un ascenso astenosférico debido a delaminación de la corteza		Cúmulos máficos que se hundirían en el manto	Composiciones basálticas ricas en aluminio o jotuníticas
McLelland, et al., 2010	Dos etapas	Manto	X	X	Delaminación de la raíz de orógenos y descompresión del manto litosférico.	Gabróicas	Cúmulos de material ultramáfico (que por su densidad se hundiría en el manto) y de plagioclasa.	Magma enriquecido en Pl (a través de la reabsorción de cristales debido a nuevas inyecciones magmáticas, junto con la continua cristalización de máficos).
Flower (1984)	otros	Manto		X		Picríticos y de toleita-olivínica		
Arndt (2013)	otros	Manto		X				Gabróicas

Tabla II.1. Comparación de los modelos de formación. Abreviaciones: Pl-plagioclasa; Opx-ortopiroxeno; Cpx-clinopiroxeno; Ol-olivino

Autor	Mecanismos de ascenso magmático	Diversificación magmática	Mecanismo de generación de rocas graníticas	Cristalización a niveles medios de la corteza	Ambiente tectónico
Ashwal (1993)	<i>Mushes</i> de plagioclasa con alta flotabilidad y baja densidad.	Asimilación de roca caja y fundidos anatéticos.	Fusión parcial de la corteza debido al calor latente.	Finalización de la cristalización resultando en rocas anortosíticas, máficas y rocas FTP	
Emslie (1978)	Debilitamiento de la corteza por anatexis, flotabilidad del magma y descompresión permiten (la cristalización de la Pl y) el ascenso de <i>mushes</i> cristalinos.		El calor de emplazamiento y cristalización funden parcialmente la corteza inferior generando magmas graníticos.	Formación de rocas anortosíticas, máficas y rocas FTP	Plumas o procesos previos a un rift o rift abortado.
Bybee, et al. (2014)	<i>Mushes</i> de plagioclasa con flotabilidad alta y densidad baja.	Asimilación de roca caja y fundidos anatéticos	Fusión parcial de la corteza inferior debido al calor del magma emplazado y latente.	Formación de rocas anortosíticas, máficas y rocas FTP	Arco tipo andino
Duchesne, et al. (1999)	Ascenso diapírico de <i>mushes</i> de plagioclasa aprovechando zonas de debilidad estructural en la corteza.		Fusión parcial de la corteza media por aumento en la temperatura debido a un ascenso astenosférico.	Formación de rocas anortosíticas, máficas y rocas FTP	1) Asociado a fallas generadas por colisión continental (posterior al evento de colisión); o 2) magmatismo anorogénico o intraplaca debido a la reactivación de grandes estructuras.
McLelland, et al., 2010	Ascenso diapírico de <i>mushes</i> de plagioclasa aprovechando zonas de cizalla.	Asimilación de la corteza y mezcla de magmas.	Anatexis cortical por el aumento en las temperaturas debido al calor de emplazamiento de magmas mantélicos y el calor de cristalización de estos.	Formación de rocas anortosíticas, máficas y rocas FTP	1) Delaminación de corteza sobregrosada; 2) subducción plana (posiblemente acompañada de delaminación); 3) extensión de cuencas de retroarco; o 4) rompimiento de la placa en subducción.
Flower (1984)		Mezcla de magmas	Fusión parcial de la corteza debido al calor producido por los magmas primarios de la anortosita.	Formación de rocas anortosíticas, máficas y rocas FTP	Ambientes anorogénicos asociados a rifting continental.
Arndt (2013)	Cómo líquido y por menor densidad.	Cristalización de plagioclasa y separación del líquido residual, el cual descendería a niveles profundos de la corteza.		Formación de rocas anortosíticas, máficas y rocas FTP	

Tabla II.1. Comparación de los modelos de formación-continuación. Abreviaciones: Pl-plagioclasa; Opx-ortopiroxeno; Cpx-clinopiroxeno; Ol-olivino

III. MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se presenta una revisión amplia de lo que se sabe hasta ahora del origen y evolución de la corteza proterozoica en México. Esto con el fin de tener un marco de referencia y comparación que pueda ayudar a esclarecer la secuencia de eventos que preceden y toman parte en la formación de las rocas de interés.

III.1 OROGENO GRENVILLIANO

El cinturón orogénico grenvilliano, que se extiende desde la actual parte sur de Escandinavia, Escocia y las partes oriental de Groenlandia, Norte América y Sur América (Frisch *et al.*, 2010), es el resultado de los procesos de ensamble y engrosamiento cortical (magmatismo, deformación y metamorfismo) que dieron origen al supercontinente Rodinia entre 1300 y 900 Ma (Rivers, 1997; Tollo *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2008). McLelland *et al.* (1996) divide la orogenia grenvilliana en 2 pulsos orogénicos, el primero relacionado a la acreción de arcos de corteza juvenil entre 1.35 y 1.18 Ga, Orogenia *Elzevirian*, la cual fue seguida por la delaminación, colapso del orógeno y emplazamiento de *suites* AMCG (Anortosita-Mangerita-Charnockita-Granito). El segundo pulso, la orogenia *Ottawan*, está relacionado a una colisión continente-continente con pico orogénico entre 1.09 y 1.07 Ga, el cual causa una fuerte deformación y metamorfismo granulítico en las rocas preexistentes y cuyos efectos compresivos estarían vigentes hasta 1.03 Ga (McLelland *et al.*, 1996). Por su parte, Rivers (1997) redefine el concepto de orogenia grenvilliana excluyendo de éste los procesos de tectónica compresional arco-continente (orogenia *Elzevirian*, 1.25 - 1.19 Ga), relacionándolo exclusivamente a los eventos de colisión continente-continente ocurridos entre 1.19 y 0.98 Ga. Sugiere también que la orogenia grenvilliana estuvo conformada por 3 pulsos de cabalgamiento y metamorfismo: *Shawinigan* (ca. 1.19-1.14), *Ottawan* (1.08-1.02) y *Rigolet* (1.01-0.98 Ga), y que durante ésta se habrían dado periodos de extensión debido al colapso del orógeno, en dónde se habrían emplazado ensambles AMCG (Rivers, 1997). En el marco de los procesos ocurridos durante esta orogenia y ensamble de Rodinia se formarían las rocas objeto de este estudio.

III.1.1. Montañas Adirondack (MA)

Las Montañas Adirondack (Nueva York, E.E.U.U.), al sur de la Provincia Grenvilliana, es dividida topográficamente en las regiones de Lowlands y Highlands (McLelland *et al.*, 2004; Heumann *et al.*, 2006). La primera está constituida por plutones calcialcalinos (1210-1170 Ma) y rocas sedimentarias (con metamorfismo en facies anfíbolita), las cuales se encuentran en contacto tectónico con ortogneises de la región de Highlands a través de la zona milonítica (NE/~45°NW) de Carthage-Colton (McLelland *et al.*, 2004; Heumann *et al.*, 2006; McLelland *et al.*, 2010).

La *suite* AMCG, en la región de Highlands, está compuesta por los masivos anortosíticos de Marcy, Oregon y Snowy Mountain, los cuales están ya sea parcialmente o totalmente rodeados por las rocas de composición intermedia a ácida de los Complejos Tupper-Saranac, Diana y Stark-Santa Clara (McLelland y Whitney, 1990). Estas litologías guardan una relación intrusiva con gneises ferrodioríticos y ferrogabráulicos y diques ultramáficos de piroxenos (ricos en Fe), óxidos de Fe-Ti y

apatitos, los cuales representan productos residuales de la diferenciación del magma parental anortosítico (McLelland y Whitney, 1990). Hacia el centro de los masivos anortosíticos las rocas presentan composiciones más feldespáticas (con plagioclasa tipo andesina-labradorita); mientras que hacia los bordes se van enriqueciendo en minerales máficos adquiriendo composiciones leucogabróicas y noríticas (McLelland y Whitney, 1990; McLelland *et al.*, 2004). Las rocas de la serie granítica contienen orto-, clinopiroxeno y hornblenda, y muestran un aumento progresivo en el contenido de sílice en función de la distancia de los cuerpos anortosíticos, es decir, en cercanías a éstas rocas la serie ácida grada de gneises mangeríticos máficos, mangeríticos y charnockíticos (cuya ocurrencia litológica es la más frecuente), a gneises graníticos de hornblenda hacia las partes más alejadas (McLelland y Whitney, 1990).

Las rocas de la serie granítica se habrían emplazado entre 1176 y 1146 Ma, de manera previa y contemporánea al emplazamiento de los cuerpos anortosíticos (1165-1140 Ma) respecto a los cuales muestran relaciones intrusivas (McLelland y Whitney, 1990; McLelland *et al.*, 1996; McLelland *et al.*, 2004; Heumann *et al.*, 2006). En General, la formación de todas las rocas que conforman esta *suite* es contemporánea y posterior a los últimos estadios de la orogenia Shawinigan (ca. 1.19-1.14 Ga) y precede tanto al plegamiento isoclinal y recumbente como al metamorfismo en facies granulita (con pico a 750°-800°C y a 7.5-8 kbar; Bohlen *et al.*, 1985) ocurridos en el marco de la orogenia Ottawan (1090 y 1070 Ma; McLelland y Whitney, 1990; McLelland *et al.*, 1996; McLelland *et al.*, 2004; Heumann *et al.*, 2006; McLelland *et al.*, 2010).

Basados en la química de 339 muestras de la *suite* AMCG, McLelland y Whitney (1990) observan que ambas series muestran tendencias de evolución química opuestas en los diagramas de variación, argumentando a favor de su bimodalidad y pero no de su comagmatismo. Adicionalmente, sugieren que las afinidades toleíticas, patrones de HREE planos en ambas *suites* y otras tendencias químicas indican su posible formación en un ambiente anorogénico (McLelland y Whitney, 1990). Por otra parte, Seifert *et al.* (2010), argumentan que las rocas de este ensamble presentan afinidades tanto toleíticas como calcialcalinas (basados en la geoquímica de 700 muestras), lo que según los autores señala la contaminación de ambas series. Adicionalmente, isótopos de Nd y Hf indican una fuente de manto enriquecido para estas rocas (Seifert *et al.*, 2010 y referencias citadas).

III.2. OAXAQUIA

El microcontinente Oaxaquia, en el sentido de Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995), corresponde al basamento proterozoico que registra en todos sus afloramientos (Gneis Novillo, Gneis Huiznopala, Complejo Oaxaqueño y Complejo Guichicovi) secuencias metasedimentarias depositadas en ambientes de margen pasivo o de rift continental (~1300 y 1150 Ma), cuerpos ígneos de composición básica a félsica (~1230 y 1115 Ma) que indican magmatismo de arco oceánico, migmatización (en algún momento entre 1150 y 1050 Ma), emplazamiento de *suites* de AMCG (~1035-1010 Ma), un evento metamórfico en facies granulita (~1000-980 Ma) y una historia similar de enfriamiento y exhumación (979 y 550 Ma; Fig. III.a; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014). Dicha corteza

proterozoica conforma las partes nororiental, central y sur de México (con un área aproximada de 1.000.000 km²) constituyendo el basamento de los terrenos Oaxaca, Sierra Madre, Juaréz, Maya y Coahuila de Campa y Coney (1983), nomenclatura a la que Keppie (2004) modifica uniendo los terrenos Oaxaca y Sierra Madre bajo el nombre de Terreno Oaxaquia; o los equivalentes terrenos Zapoteco, Cuicateco, Tepehuano, Maya y Coahuiltecano de Sedlock *et al.* (1993). Adicionalmente, Oaxaquia se extendería al sur de México hasta el nororiente de Honduras abarcando al basamento precámbrico del bloque Chortis (Manton, 1996 en Keppie y Ortega-Gutiérrez (1999) y Keppie (2004)), conformando así el terreno Meso-América de Keppie (2004) (Fig. III.a).

El basamento proterozoico en México fue considerado como la extensión al sur del basamento grenvilliano de Laurencia en Estados Unidos y Canadá (de Cserna, 1971; Ruiz *et al.*, 1988; Lawlor *et al.*, 1999). Sin embargo, evidencias en contra de esta hipótesis fueron dadas por (1) la ausencia tanto de rocas del Arqueano y Proterozoico temprano en Oaxaquia, así como de *suites* AMCG y de metamorfismo en facies granulita en Texas (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999); (2) la edad de la orogenia grenvilliana y las edades de enfriamiento relacionadas a este evento son más jóvenes en Oaxaquia que en Laurencia (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999); (3) la fauna en la cobertura sedimentaria del Paleozoico temprano en Texas y Chihuahua poseen afinidad de Laurencia; entretanto la de Oaxaquia (en el Complejo Oaxaqueño y Gneis Novillo) posee afinidad gondwánica (Robinson y Pantoja-Alor, 1968; Boucot *et al.*, 1997; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999); (4) diferencias en la composición isotópica de Pb entre las rocas de Oaxaquia y las rocas de Texas y la Provincia Grenvilliana (Ruiz *et al.*, 1999; López *et al.*, 2001; Cameron *et al.*, 2004), siendo las composiciones de Oaxaquia más similares a las mostradas por las rocas del grenvilliano en Colombia (Amazonia; Ruiz *et al.*, 1999; López *et al.*, 2001); (5) edades Pan-Africanas (580 Ma, relacionadas al ensamble de Gondwana) en los cantos graníticos de la formación paleozoica las Delicias en Coahuila, cuya fuente detrítica principal corresponde a rocas graníticas de edades entre 1232±7 a 1214±2 Ma (López *et al.*, 2001).

Por otra parte, la coherencia de Oaxaquia como una sola pieza cortical proterozoica ha sido cuestionada por Ruiz *et al.* (1999) quienes argumentan que la composición isotópica de Pb del basamento grenvilliano en el sur de México (Complejos Oaxaqueño y Guichicovi) difiere de aquel aflorante en las partes norte y centro-oriente (Gneises Huiznopala, Novillo y guijarros del conglomerado La Uvas en Coahuila). Por lo anterior, los autores proponen que estos basamentos fueron acrecionados entre el Proterozoico y/o Paleozoico a través de una sutura localizada en la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Sin embargo, los afloramientos del Proterozoico en México poseen similitudes en litologías, en edades de cristalización, depositación y eventos tectonotérmicos, en composiciones isotópicas de Pb (en feldespatos y roca total), Hf y Nd y una cobertura sedimentaria con fauna de Gondwana (Ruiz *et al.*, 1988; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999; Cameron *et al.*, 2004; Weber *et al.*, 2010), las cuales argumentan en contra de la hipótesis de Ruiz *et al.* (1999).

Edades, concordantes y de intersección, obtenidas a través de ID-TIMS (*Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry*), de plutonismo félsico entre ~1150 y 1050 Ma asociadas a ambientes

de trasarco en el norte del Complejo Oaxaqueño (Keppie *et al.*, 2003), y de arco en el sur del Complejo Oaxaqueño (Keppie *et al.*, 2001), Gneis Huiznopala (Lawlor *et al.*, 1999) y Gneis Novillo (Cameron *et al.*, 2004), y de un evento de migmatización ~1100 Ma (Solari *et al.*, 2003) han sido reportadas; sin embargo, Weber *et al.* (2010) señala y Weber y Schulze (2014) recalcan, basados tanto en imágenes de catodoluminiscencia (CL) como en la comparación de edades de zircones obtenidas a través de LA-MC-ICPMS (*Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Mass Spectrometry*) y ID-TIMS, la complejidad de los zircones del basamento grenvilliano, y que las edades de U-Pb en zircón entre ~1150 y 1050 Ma deben ser tratadas con precaución ya que pueden corresponder a productos de mezcla debido a diferentes etapas de crecimiento, crecimiento continuo, recristalización y/o pérdida de Pb.

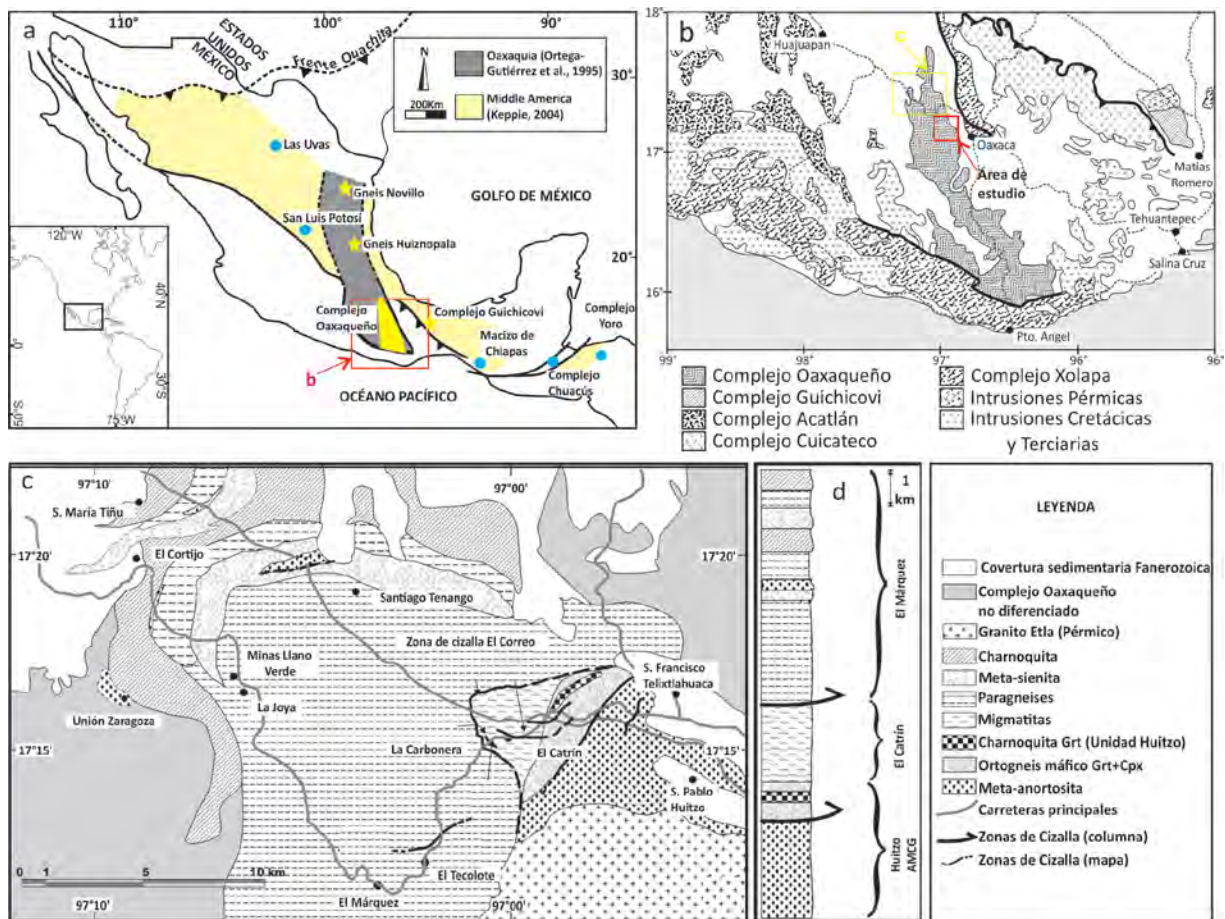


Figura III. Mapas que muestran el contexto geológico de complejo Oaxaqueño. **a.** Localización y extensión del microcontinente Oaxaquia de Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) y del terreno Meso-América de Keppie (2004). **b.** Mapa geológico del sur de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), mostrando la localización del Complejo Oaxaqueño y del área de estudio (recuadro rojo). **c.** Mapa geológico y columna litológico-estructural de la parte norte del Complejo Oaxaqueño, tomado de Solari *et al.* (2003); recuadro amarillo en la figura b) localizada al norte del área de estudio en este trabajo.

Con base en similitudes tanto isotópicas de Lu-Hf en zircones como en edades U-Pb y de isócrona Sm-Nd en roca total (de ~1.4 Ga) de ortogneisses de diferentes exposiciones de Oaxaquia, obtenidas tanto en su trabajo como en trabajos previos (e.g. Ruiz *et al.*, 1988; Lawlor *et al.*, 1999; Weber y Köhler, 1999; Solari *et al.*, 2003; Weber *et al.*, 2010), Weber y Schulze (2014) proponen la formación de

corteza juvenil en un ambiente de arco de islas oceánicas entre ~1.5 y 1.4 Ga. Este arco, llamado “Proto-Oaxaquia”, se habría generado a partir de un reservorio empobrecido, siendo un poco más enriquecido que el modelo del manto empobrecido de referencia o que habría asimilado sedimentos subducidos. Proponen también que el evento magmático, ampliamente registrado en todos los afloramientos de Oaxaquia de ~1.25 y 1.2 Ga fue generado por la fusión de la corteza inferior juvenil de Proto-Oaxaquia con mínima influencia del manto, adquiriendo así su misma firma isotópica (Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014). Este magmatismo de arco, referido como “Oaxaquia Típico” por Weber *et al.* (2010) (con $T_{DM(Hf)} \sim 1.5$ a 1.65 Ga, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.15$, $T_{DM(Nd)}=1.4$ a 1.6 Ga), se habría producido de manera posterior a la acreción de Proto-Oaxaquia a la margen noroccidental de Amazonia entre 1.25 y 1.2 Ga. Lo anterior es evidenciado tanto por núcleos de zircones heredados de ~2.0-1.7 Ga (indicando corteza continental) y ~1.4 Ga (corteza juvenil del arco) rodeados por sobrecrecimientos magmáticos de 1243 ± 7 Ma (en ortogneises del Gneis Huiznopala), como por composiciones isotópicas de Hf más bajas que las del Oaxaquia Típico (en ortogneises del Gneis Huiznopala y de los Complejos Oaxaqueño y Guichicovi) (Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014). La acreción entre estas masas corticales se habría producido debido al movimiento sinistral entre Amazonia y Laurentia (Keppie y Dostal, 2007; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Schulze, 2011; Weber y Schulze, 2014).

Adicionalmente, este magmatismo característico de Oaxaquia (1.25 y 1.2 Ga) constituyó la principal fuente detrítica de los metasedimentos de los Gneises Huiznopala y Novillo y los Complejos Oaxaqueño y Guichicovi (Schulze, 2011; Weber y Schulze, 2014), donde los dos últimos registran también la acreción entre Amazonia y Oaxaquia para ~1.25 Ga, ya sea por medio de núcleos heredados de ~1.5 Ga y/o composiciones isotópicas de fuentes continentales en los zircones detríticos (Weber y Schulze, 2014). La depositación de estos sedimentos fue seguida por un evento de migmatización, registrado en los Gneises Novillo (Ortega-Gutiérrez, 1978; Trainor *et al.*, 2011) y Huiznopala (Weber y Schulze, 2014) y tanto al norte (Solari, 2001; Solari *et al.*, 2003) como al sur del Complejo Oaxaqueño (Weber *et al.*, 2010; Schulze, 2011)]. Diferentes edades han sido reportadas para esta migmatización: mientras que en la parte sur del Complejo Oaxaqueño Weber *et al.* (2010) y Schulze (2011) reportan posibles edades de 1074 ± 17 Ma y de $\sim 1188 \pm 20$ Ma, respectivamente; en el norte del mismo Complejo Solari *et al.* (2003) proponen una edad de 1106 ± 6 Ga, en tanto Weber y Schulze (2014) de 1116 ± 14 Ma (que según los autores podría corresponder también a una edad de mezcla).

Posteriormente, el arco habría sufrido un tiempo de relajación y extensión, bajo el cual se habría dado la fusión parcial de la corteza de Oaxaquia Típico originando los magmas formadores de las *suites* AMCG (Weber y Köhler, 1999; Weber *et al.*, 2010; Schulze, 2011). La cristalización de estos magmas (~1035-1010 Ma) precede de manera inmediata a la colisión de Amazonia-Oaxaquia (ya acrecionados) con Báltica (orogenia Zapoteca) causando el enterramiento y metamorfismo en facies granulitas de las rocas de Oaxaquia (~1000-980 Ma; Solari, 2001; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Weber *et al.*, 2010; Schulze, 2011). Durante la fragmentación de Rodinia, este microcontinente sufre enfriamiento y exhumación debido tanto al rifting entre Amazonia/Oaxaquia y Báltica (~710-760 Ma, exhumación del Complejo Oaxaqueño; Keppie *et al.*,

2004), como por el rifting entre Laurencia y Amazonia (~497 Ma, exhumación del Gneis Novillo; Keppie *et al.*, 2006) (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010).

III.2.1. Gneis Novillo.

El Gneis Novillo, el cual cubre un área de 35 km² al occidente de Ciudad Victoria, es la exposición de Oaxaquia localizada más hacia el norte del territorio mexicano (Fig. III.a; Keppie *et al.*, 2006; Trainor *et al.*, 2011). Conforman el núcleo del anticlinal Huizachal-Peregrina, en el frente de la Sierra Madre Oriental, y se encuentra en contacto tectónico con el Esquisto Granjero (Paleozoico) al occidente, contacto que es intruido por un leucogranito del Mississipico Inferior (Trainor *et al.*, 2011).

El Gneis Novillo se encuentra conformado por **(1)** *Metasedimentos* compuestos por gneises cuarzo-feldespáticos con granate y grafito, rocas calcisilicatadas y mármoles; **(2)** por una *suite ígnea más antigua*, con afinidad de arco y tras arco, compuesta por metagranitos con textura augen (definida por feldespato potásico y granates), gneises graníticos migmatíticos y granulitas gabróicas; y **(3)** por un ensamble de meta-anortosita, metagabros anortosíticos y gneises charnockíticos (Ortega-Gutiérrez, 1978; Cameron *et al.*, 2004; Trainor *et al.*, 2011). Finalmente, también existen dos generaciones de diques máficos que cortan las dos *suites* graníticas (Keppie *et al.*, 2006; Trainor *et al.*, 2011). Cameron *et al.* (2004) obtuvieron edades de emplazamiento para la *suite antigua* de 1175 ± 16 Ma en dos granulitas potásicas y de 1151 ± 2 Ma en una granulita máfica. En esta última, estos autores también obtuvieron una edad 1247 ± 48 Ma cuyo significado geológico no es argumentado (Cameron *et al.*, 2004), pero que según Weber *et al.* (2010) corresponde a la edad de cristalización basándose en una edad U-Pb similar (1220 ± 37 Ma) obtenida en un ortogneis granatífero. Según Trainor *et al.* (2011), el emplazamiento de estas rocas debió estar acompañado por un metamorfismo de alto grado responsable de la migmatización de los gneises graníticos. Adicionalmente, Cameron *et al.* (2004) reportan una edad de cristalización para la meta-anortosita y rocas asociadas entre 1033 ± 6 Ma y 1010 ± 1 Ma, obtenidas en una roca granítica y un dique de anortosita pegmatítica, respectivamente, las cuales coinciden con la edad de ~1030 ± 16 Ma obtenida por Weber *et al.* (2010) para esta misma *suite*.

Después del emplazamiento de la meta-anortosita y ortogneises asociados, la deformación bajo condiciones de facies granulita causó la foliación/bandeamiento, los pliegues isoclinales y pliegues en vaina presentes en estas rocas (Trainor *et al.*, 2011), emplazándose contemporáneamente un primer conjunto de diques máficos que corta los ortogneises graníticos (Keppie *et al.*, 2006). El pico del metamorfismo, 8.9-9.7 kbar y 730-775°C (Orozco, 1991 en Trainor *et al.*, 2011), habría ocurrido en condiciones estáticas en la raíz de un orógeno (~40 km de profundidad) generado por colisión o subducción (Trainor *et al.*, 2011). Posteriormente, entre 928 ± 2 y 697 ± 7 Ma una etapa de enfriamiento y exhumación tuvo lugar a una tasa de ~1.45 °C/Ma, la cual si fue continua habría llevado a las rocas del Gneis Novillo a la superficie a los ~497 ± 40 Ma (Keppie *et al.*, 2006), es decir ~200 Ma después que la exhumación del Complejo Oaxaqueño (Keppie, 2004).

III.2.2. Gneis Huiznopala

El Gneis Huiznopala, localizado en Molango (Hidalgo) y expuesto en 6 localidades diferentes en valles profundos que cortan los anticlinales de la Sierra Madre Oriental, es la exposición de Oaxaquia con menor área (~25 km²) y se encuentra cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas de edad pérmica a jurásica temprana (Fig. III.a; Patchett y Ruiz, 1987; Lawlor *et al.*, 1999).

Geológicamente, el Gneis Huiznopala se encuentra compuesto por: **(1)** La *unidad Supracortical* conformada por paragneises feldespáticos con granate, calcisilicatados y mármoles impuros, los cuales se encuentran bandeados; **(2)** La *Serie Anortosita-Gabro* que corresponde a meta-anortositas y a gneises gabróicos; **(3)** La *Serie Principal* que está compuesta por rocas charnockíticas y metatonalíticas (que gradan una dentro de la otra) y por gneises graníticos con granate (Lawlor *et al.*, 1999; Weber y Schulze, 2014). Las rocas de la Serie Principal registran dos eventos magmáticos, el más antiguo (~1.4 Ga, Proto-Oaxaquia) es registrado por migmatitas y charnockitas granatíferas con edades de cristalización del protolito magmático de 1411 ± 27 y 1412 ± 59 Ma, respectivamente; mientras que el evento más joven, correspondiente a un magmatismo de arco (Oaxaquia Típico), se encuentra restringido entre ~1200 y 1150 Ma (Lawlor *et al.*, 1999; Weber y Schulze, 2014). Edades más antiguas de núcleos heredados entre ~1.5-1.8 y ~2.0 Ga han sido reportadas en un ortogneis granatífero (MOL-2-86) por Weber *et al.* (2010) y en la charnockita granatífera (Mol9-5) mencionada anteriormente por Weber y Schulze (2014), respectivamente, reflejando la presencia de corteza continental más antigua adjunta al arco al momento del magmatismo de ~1.2 Ga (Weber y Schulze, 2014). Un evento migmatítico habría ocurrido en algún momento entre 1.2 y 1 Ga (Weber y Schulze, 2014) seguido por el magmatismo generador de la Serie Anortosita-Gabro. Según (Lawlor *et al.*, 1999) dicha serie se emplazaría entre 1020 y 1000 Ma, difiriendo de las edades de 1050 y 1038 Ma obtenidas en un enclave gabróico en la anortosita por Weber y Schulze (2014), las cuales, según los autores, podrían corresponder también a edades de mezcla debido un sistema isotópico parcialmente reiniciado. Un metamorfismo posterior en facies de granulita, con pico metamórfico a 725 ± 23 °C y 7.2 ± 0.3 kbar (Lawlor *et al.*, 1999), habría ocurrido entre 1015 ± 13 Ma y 950 ± 88 Ma (Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014), seguido por enfriamiento isobárico (Lawlor *et al.*, 1999) a una tasa de 4°C/Ma (Patchett y Ruiz, 1987).

III.2.3. Complejo Guichicovi

El Complejo Guichicovi conforma la parte sur del Macizo de la Mixtequita, localizado sobre el bloque Maya en la margen occidental del Istmo de Tehuantepec (Fig. III.a y b), cubriendo un área de ~800 km² (Weber y Hecht, 2003). Limita al norte con el batolito de la Mixtequita (Permo-Triásico y Jurásico), y al oeste con las rocas metamórficas de bajo grado del terreno Cuicateco, cuyo contacto tectónico es inferido, ya que se encuentra cubierto por lechos rojos y arcosas del Jurásico (Fig. III.b; Weber y Köhler, 1999).

La geología del Complejo Guichicovi se encuentra conformada por tres grandes unidades (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2000; Weber y Hecht, 2003): **(1)** *Unidad Metasedimentaria*, localizada al sur del Complejo, compuesta por gneises cuarzo-feldespáticos con granate y/o biotita, gneises con

grafito, mármoles impuros y gneises cuarzo-feldespáticos similares a leptinitas (interpretadas como unidades volcano-sedimentarias); **(2) Unidad Zacatal**, localizada hacia la parte central y suroccidental del Complejo, corresponde a gneises cuarzo-feldespáticos con granate, gneises félsicos con hornblenda y a charnockitas; y **(3) Unidad Guichicovi Norte**, al norte del Complejo, corresponde a gneises anortosíticos-tonalíticos, granulitas básicas, gneises de hornblenda con estructuras migmatíticas y a diques compuestos principalmente por magnetita. Estas litologías también se encuentran como diques o pequeños afloramientos hacia el sur del Complejo, guardando una relación intrusiva con las rocas de la unidad Zacatal y la unidad Metasedimentaria.

La unidad Zacatal, generada debido a un magmatismo de arco (~ 1.23 y 1.12 Ga) con fuente empobrecida, según valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ y $\epsilon Hf_{(t)}$, intruyó a la unidad Metasedimentaria a 1231 ± 43 Ma (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003; Weber *et al.*, 2010). Las rocas de la unidad Guichicovi Norte, con firmas de ambiente intraplaca, se habrían formado a partir de la fusión parcial de las rocas del arco magmático (Weber y Hecht, 2003; Weber *et al.*, 2010). Basados en una edad U-Pb concordante de una charnockita, Weber y Köhler (1999) proponen que la actividad magmática habría durado hasta 991 ± 4 Ma, señalando diferentes pulsos tectonotermales en Oaxaquia. Posterior a este evento, un metamorfismo en facies de granulita, con pico metamórfico de $837 \pm 59^\circ\text{C}$ y 7.4 ± 0.3 kb (Murillo-Muñetón y Anderson, 1994 en Weber y Köhler, 1999), tuvo lugar entre 996 ± 9 y 975 ± 36 Ma (Weber y Köhler, 1999; Weber *et al.*, 2010) recrystalizando toda la secuencia y generado, además, la migmatización de los gneises de hornblenda por deshidratación de biotita (Weber y Köhler, 1999). El pico metamórfico fue seguido por una etapa de enfriamiento lento entre ~ 990 y ~ 920 Ma, a una tasa de $1.5\text{-}2^\circ\text{C}/\text{Ma}$ a niveles corticales profundos, acompañada probablemente por la hidratación de las asociaciones debido a la introducción de fluidos provenientes de una zona de subducción (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003). Finalmente, a esta etapa le habría seguido una segunda de enfriamiento más rápido entre ~ 920 y ~ 870 Ma con una tasa de $\sim 8^\circ\text{C}/\text{Ma}$ (Weber y Köhler, 1999).

III.2.4. Otras Manifestaciones de Rocas Proterozoicas en Oaxaquia

Adicionalmente, López *et al.* (2001) obtienen edades de cristalización de 1232 ± 7 a 1214 ± 2 Ma en guijarros graníticos de un conglomerado paleozoico de la formación las Delicias, ubicado cerca de las Uvas en el estado de Coahuila, al norte de México (Fig. III.a). Dichas edades son características del magmatismo de arco reportado en los demás afloramientos en Oaxaquia, por lo cual el autor sostiene que dichas rocas se encuentran infrayacidas por este basamento del Proterozoico. Adicionalmente, estos autores encuentran un componente de zircón heredado de ~ 1.85 Ga en estas rocas, el cual estaría relacionado al cratón Amazónico de Suramérica.

Evidencias adicionales de basamento Proterozoico hacia la parte central de México, han sido proporcionadas por xenolitos de paragneises y granulitas de composición máfica a intermedia en el campo volcánico de San Luis Potosí (Fig. III.; Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994), para los cuales Schaaf *et al.* (1994) obtienen una edad de isócrona Sm-Nd en roca total de 1248 ± 69 Ma a partir de xenolitos de granulitas de composición intermedia a básica.

Corteza proterozoica también ha sido encontrada en el macizo de Chiapas, localizado al este del Istmo de Tehuantepec en la parte suroriental de México (Fig. III.a), el cual es cortado al sur por el sistemas de fallas Polochic-Motagua (Weber *et al.*, 2005). El Macizo de Chiapas se encuentra compuesto por cuerpos plutónicos del Permo-Triásico de composición granítica, diorítica y gabróica, que intruyen el basamento del macizo conformado por gneises migmatíticos, augen gneises, gneises miloníticos, metasedimentos pelíticos y silicatados y meta-anortositas (Weber *et al.*, 2005; Cisneros de León, 2015). Evidencias iniciales del basamento Proterozoico fueron dadas por Schaaf *et al.* (2002) quien reporta $T_{DM(Nd)} \geq 1.4$ en anfibolitas, las que son comparables con las reportadas para el resto de Oaxaquia (e.g. Patchett y Ruiz, 1987; Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994; Weber y Köhler, 1999; Schulze, 2011). Adicionalmente, edades de intercepción superior de 1017 ± 27 Ma y 1148 ± 260 Ma en ortogneis, migmatitas y augen gneis (con porfidoclastos de plagioclasa o feldespato potásico) junto con un análisis mineralógico, confirman una edad del Proterozoico para el basamento de este Macizo y llevan a Weber *et al.* (2005) a sugerir que estas rocas sufrieron un evento metamórfico de grado medio que borró la paragénesis de un metamorfismo previo en facies de granulita. Finalmente, Cisneros de León (2015) reporta un cuerpo de anortosita masiva (Complejo Anortosítico Mariscal-Soconusco) que habría sido desplazado y separado ~ 70 km debido al movimiento sinistral del sistema de fallas Polochic-Motagua, y sugiere que las edades U-Pb en zircón de 1026 Ma y 600 Ma obtenidas en la anortosita corresponden a la edad de un primer emplazamiento y posterior reactivación del magmatismo anortosítico.

Recientemente, Maldonado *et al.* (2016) reportan la presencia de corteza de edad Proterozoica en la parte central de Guatemala, en las rocas que conforman el límite entre las placas de Norte América y del Caribe (Fig. III.a), edades que, hasta ahora, solo han sido reportadas en zircones heredados o detríticos. Así pues, esos autores obtienen una edad U-Pb en zircón de 961.7 ± 9.5 Ma en un gneis granítico de alta presión perteneciente al Complejo metamórfico Chuacús (de edades del Ordovícico y del Triásico y con metamorfismo del Cretácico tardío; Maldonado *et al.*, 2016). Adicionalmente, en el NW de Honduras, una edad de U-Pb de 1000 Ma y una edad modelo de Nd 1.4 Ga fue obtenida en los gneises graníticos del Complejo Yoro por Manton (1996 en Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007; Fig. III.a). El Complejo Yoro, compuesto tanto por los gneises graníticos bandeados y masivos, como por metapelitas micáceas y granatíferas, estaría limitado por la falla Jocotán al sur y por la continuación inferida de la falla Aguán-Esperanza al norte (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007).

III.2.5. Complejo Oaxaqueño

La exposición más grande del basamento proterozoico en México corresponde al Complejo Oaxaqueño, el cual se encuentra localizado en la parte central del estado de Oaxaca, definiendo un cinturón con tendencia norte-sur que se extiende desde el sur de Puebla hasta la Sierra Madre del Sur (Fig. III.a y b; Ortega-Gutiérrez, 1981; Morán, 1986). Dicho Complejo conforma el basamento del terreno Zapoteco (o terreno Oaxaca de Campa y Coney, 1983) limitado al norte por las rocas de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Sedlock *et al.*, 1993). Su contacto occidental con los metasedimentos, metagranitos y eclogitas paleozoicas del Complejo Acatlán del Terreno Mixteco está representado por la Falla de Caltepec (Fig. III.b; Sedlock *et al.*, 1993; Elías-Herrera *et al.*, 2005). Al sur limita con los orto-

y paragneises migmatíticos del Complejo Xolapa del terreno Chatino (o terreno Xolapa de Campa y Coney, 1983) a través de la falla Juchatengo - Chacalapa (Fig. III.b; Sedlock *et al.*, 1993; Tolson, 2005). Su límite oriental con las rocas de corteza oceánica y de arco-magmático (Jurásico-Cretácico) del terreno Cuicateco (o terreno Juárez de Campa y Coney, 1983) se encuentra dado por el Complejo Milonítico Sierra Juárez a través de la falla Oaxaca, cuyo nombre cambia al sur a Falla Donají (Fig. III.b; Sedlock *et al.*, 1993; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994). Para su descripción y con fines prácticos, el Complejo Oaxaqueño es dividido en los sectores Sur (área de Pluma Hidalgo, Oaxaca) y Norte (centrado en la ciudad de Oaxaca).

III.2.5.1. Sector Sur del Complejo Oaxaqueño (Área de Pluma Hidalgo, Oaxaca)

En el área de Pluma Hidalgo, Schulze (2011) divide las rocas aflorantes en cinco grupos: **(1) Arco Magdalena** corresponde a ortogneises de composición diorítica a granodiorítica ($\sim 1.380 \pm 45$ Ma) calcialcalinos, emplazados en un ambiente de arco volcánico que a los ~ 1.35 Ga cambia a un régimen de tras-arco con magmatismo toleítico, cuya actividad finaliza a los $\sim 1311 \pm 44$ Ma. **(2) Arco Copalita**, está compuesto por ortogneises granodioríticos a cuarzomonzoníticos (1.311 ± 41 Ma), meta-granitos bandeados y milonitizados (1232 ± 23 Ma) y ortogneises monzodioríticos a monzoníticos y gabróticos a leucogabróticos, que se habrían originado en un evento magmático toleítico seguido por otro de composición alcalina en un ambiente de arco. **(3) Las Paramigmatitas San Pablo** corresponden a rocas de origen volcanosedimentario y metasedimentos (psamíticos, pelíticos y calcosilicatados) formadas entre 1.4 y 1.2 Ga con aporte clástico solo de los arcos Magdalena y Copalita. Posteriormente, tanto las rocas del arco Copalita como estos metasedimentos sufrieron migmatización en el marco de un primer evento metamórfico de alto grado ($\sim 1188 \pm 20$ Ma) asociado a la colisión entre Oaxaquia y Amazonia. **(4) Los Metasedimentos la Unión**, compuestos por cuarcitas y por gneises cuarzo-feldespáticos, calcisilicatados y pelíticos, fueron depositados entre 1.11 y 1.03 Ga. **(5) La suite AMCG de Pluma Hidalgo**, con afinidad entre calci-alcalina y toleítica, se habría formado a partir de la anatexis (a $\sim 1300^\circ\text{C}$) de una corteza inferior gabrótica a leucogabrótica rica en aluminio, debido al aumento en las temperaturas causadas por la delaminación del arco y posterior ascenso astenosférico.

El origen de la *suite* AMCG de Pluma Hidalgo por fusión parcial de la corteza es apoyado por Weber *et al.* (2010) quienes sugieren la fusión del arco juvenil (formado a partir de una fuente empobrecida) basada en edades modelo $T_{\text{DM(Hf)}} = 1.44$ a 1.63 Ga y en valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ tanto en rocas de la *suite* AMCG (+2.6 a +3.5) como en ortogneises migmatíticos de ~ 1.2 Ga (+5.1 a +7.0), a los cuales éstas intruyen. Adicionalmente, Weber *et al.* (2010) sugieren una relación genética entre las rocas del ensamble AMCG según sus $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ de 0.28222-0.28224 y 0.28223-0.28224 obtenidas en zircons de las rocas graníticas y roca total de anortosita, respectivamente. Según Schulze (2011) el emplazamiento de la *suite* AMCG, entre las rocas de los arcos de Magdalena y Copalita, iniciaría con un pulso granítico a los 1014 ± 15 Ma (*gneises granodioríticos a tonalíticos Cuajinicuil*), seguido por la intrusión de cuerpos anortosíticos, leucogabróticos, gabróticos, ferrodioríticos y nelsoníticos a los 1008 ± 2.7 Ma (*Ensamble de Anortositas Apanguito*), culminando con la intrusión de más rocas graníticas a los 998 ± 3.3 Ma (*ensamble de mangeritas, enderbitas, trondhjemitas y charnockitas*

Cafetitlán). Posteriormente, estos cinco grupos litológicos habrían sufrido tanto metamorfismo en facies de granulita entre los 995 y 985 Ma acompañado por migmatización (con un pico metamórfico entre 813-942°C y 8.1- 8.6 kbar) en el marco de la orogenia Zapoteca, como el emplazamiento de diques pegmatíticos antes, durante y después del metamorfismo granulítico.

III.2.5.2. Sector Norte del Complejo Oaxaqueño (Ciudad de Oaxaca)

En su sector norte, localizado hacia el occidente de la falla de Oaxaca y de la ciudad homónima, Solari (2001) y Solari *et al.* (2003) dividen las litologías aflorantes en tres unidades estructurales, Huitzo, el Catrín y Márquez (Fig. III.b, c y d). De base a techo, la primera unidad estructural y la más joven corresponde a la unidad Huitzo que, conformada por una *suite* anortosítica, es cortada por una falla que pone por encima a ortogneises de composición máfica y charnockítica de la misma *suite* (Fig. III.c y d). Keppie *et al.* (2003) sugieren que (1) estas rocas se habrían formado a partir de un magma derivado de un manto enriquecido, que habría sufrido fraccionamiento de olivino y piroxeno previo a la formación de estas rocas; y (2) que la generación de este ensamble, ocurrido a los 1012 ± 12 Ma (edad U-Pb en zircones del gneis máfico), pudo haberse dado en tres posibles ambientes: rift intra-arco, rift de trasarco y “*slab-window rift*”.

La *suite* anortosítica intruye a la unidad el Catrín, la más antigua con una edad de cristalización U-Pb de 1444 ± 54 Ma (Weber y Schulze, 2014), correspondiendo a gneises migmatíticos con protolitos gabróticos a dioríticos, los cuales son cortados por una segunda zona de cizalla (Fig. III.c y d). Hacia su techo, la unidad el Catrín se encuentra en contacto con la unidad Márquez a través de una tercera zona de cizalla dúctil (Fig. III.c y d). Ésta tercera unidad se encuentra compuesta tanto por paragneises cuarzo-feldespáticos, calcisilicatados, pelíticos y mármoles, como por ortogneises charnockíticos, sieníticos y gabróticos (Solari, 2001; Solari *et al.*, 2003) que varían en composición entre toleítica y alcalina y que se habrían formado en una configuración de rift (Keppie *et al.*, 2003; Keppie y Dostal, 2007). Su parte metasedimentaria se habría depositado antes de ~ 1157 Ma, momento en el cual ocurre el emplazamiento de los ortogneises que componen esta unidad ($\sim 1157 \pm 54$ y 1131 ± 10 Ma; Keppie *et al.*, 2003).

Según Solari (2001) y Solari *et al.* (2003) estas rocas fueron afectadas por dos eventos tectonotérmicos distinguidos con base en estructuras de campo. El más antiguo, el evento Olmeca (1106 ± 6 Ma) habría causado la migmatización de la unidad el Catrín, el bandeamiento en la unidad Márquez y pliegues isoclinales similares en ambas unidades. Sin embargo, Weber y Schulze (2014) señalan que debido a que estas edades fueron obtenidas por medio de la técnica ID-TIMS, esta edad podría corresponder al producto de la mezcla de diferentes etapas de crecimiento y/o pérdida de Pb. El segundo evento, la Orogenia Zapoteca (entre 1004 y 979 ± 3 Ma), habría causado la granulitización de toda la secuencia, una foliación que buza ligeramente al NW y lineación y pliegues intrafoliales (inclinados al norte) con inmersión al NW. El pico metamórfico granulítico ($836 \pm 25^\circ\text{C}$ y de 7.6 ± 1.6 kbar; Ramírez-Salazar, 2015), fue seguido por el emplazamiento de abundantes pegmatitas graníticas (~ 982 -978 Ma) junto con hidratación y retrogresión a facies anfibolita (Solari, 2001). El Evento Zapoteco se daría en el marco de la colisión de Amazonia y Oaxaquia (ya acrecionadas) con Báltica

(Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014). Subsecuentemente, una primera etapa de enfriamiento rápido habría tomado lugar entre 978 y 945 Ma a una tasa de ~ 11.7 °C/Ma (Keppie *et al.*, 2004; Ramírez-Salazar, 2015), exhumándose ~ 15 km, a una velocidad entre 0.33 y 0.49 mm/año, en el marco de un cambio de régimen de subducción de alto ángulo a una subducción plana (Keppie *et al.*, 2004). A esta etapa le habría seguido otra de enfriamiento lento con una tasa de 2 °C/Ma marcada por el comienzo de la ruptura de Rodinia. De esta manera, la parte norte del Complejo Oaxaqueño habría alcanzado la superficie hacia los 760-710 Ma (Keppie *et al.*, 2004).

IV. PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS Y LOCALIZACIÓN DEL ÁREA

IV.1. JUSTIFICACIÓN Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La mayoría de los trabajos existentes en el sector norte del Complejo Oaxaqueño se han hecho al noroeste del municipio de Huitzo, siendo enfocados principalmente en cartografía regional (Ortega-Gutiérrez, 1981; Solari, 2001; Solari *et al.*, 2003), geocronología y evolución estructural (Fries *et al.*, 1966; Solari, 2001; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003), determinación de las condiciones del pico metamórfico en facies granulita, historia de retrogresión y exhumación (Mora y Valley, 1985; Mora *et al.*, 1986; Keppie *et al.*, 2004; Ramírez-Salazar, 2015); geoquímica de elementos mayores y trazas de todas las litologías presentes (Keppie *et al.*, 2003; Keppie y Dostal, 2007) e isotopía de Hf en una muestra de la migmatita El Catrín y en un paragneis de la unidad Márquez (Weber y Schulze, 2014) así como de Nd (Patchett y Ruiz, 1987), pero donde las litologías de algunas muestras no fueron especificadas (e.g. Ruiz *et al.*, 1988). Basados en estos trabajos y junto con otros de carácter más regional (que incluyen al sur del complejo Oaxaqueño, el complejo Guichicovi y los gneises del Novillo y Huiznopala), modelos de la génesis y evolución tectónica de estas rocas en el marco de un microcontinente llamado Oaxaquia han sido propuestos (e.g. Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2003; Keppie y Dostal, 2007; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014).

A pesar de los estudios mencionados anteriormente, la unidad Huitzo ha sido pobremente descrita y estudiada, particularmente en sus sectores sur y poniente, conociéndose hasta ahora sólo su posición estructural respecto a litologías más antiguas presentes en esta área (Solari, 2001; Solari *et al.*, 2003) y la edad de cristalización de una granulita máfica y de una charnockita que se encuentran asociadas a la anortosita Cacaotepec (Keppie *et al.*, 2003). Por lo anterior, se conoce poco sobre (1) la estructura del cuerpo anortosítico y los tipos de contactos con las rocas asociadas; (2) la evolución química de estas rocas; (3) Si componen una suite Anortosita-Mangerita-Charnockita-Granito (AMCG) completa; (4) su origen ígneo, es decir, si son el producto de la fusión parcial de la corteza del terreno Oaxaquia o del manto bajo este micro-continente en el marco de un ambiente compresivo o extensional y (5) su evolución tectónica dentro del Complejo Oaxaqueño y micro-continente Oaxaquia.

IV.2. OBJETIVOS

- Realizar la cartografía de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas en el área al sur del poblado de Huitzo y al norte de la ciudad de Oaxaca (estado homónimo) que permita la obtención de datos geológicos y estructurales a fin de dilucidar la estructura del cuerpo anortosítico y sus contactos con litologías leucogabráulicas, gabronoríticas y graníticas asociadas y, finalmente generar el mapa geológico de dicha área en escala 1:75.000.
- Obtener las edades U-Pb de las rocas asociadas a la Anortosita de Cacaotepec en el área de estudio, a fin de restringir su emplazamiento y relaciones petrogenéticas y temporales.

- Procesar y analizar la información petrográfica y geoquímica de elementos mayores, trazas e isótopos de Sr y Nd de las rocas de interés, a fin de evaluar y determinar si corresponden o no a una *suite* AMCG completa, así como la relación petrogenética existente entre la *suite* anortosítica y las rocas graníticas y la posible fuente de magma parental y ambiente de formación.
- Generar un modelo que integre y explique el origen y la evolución de la Anortosita Cacaotepec y las rocas asociadas, enmarcado en el conocimiento actual tanto de anortositas de tipo masivo como del Complejo Oaxaqueño y más ampliamente de Oaxaquia.

IV.3. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE INTERÉS

La zona de interés, en el sector norte del Complejo Oaxaqueño, se encuentra localizada al sur de México en el estado de Oaxaca, comprendiendo un área total aproximada de 260 km² ubicada al suroeste del poblado de Huitzo y al noreste de la ciudad de Oaxaca. Esta zona fue escogida debido que en ella la Anortosita Cacaotepec posee la mayor extensión de área aflorante continua con ~65 km². Las vías de acceso a la zona de estudio corresponden a la carretera federal 135, entre la caseta de Huitzo y Oaxaca y a las carreteras y caminos que comunican entre sí a los municipios en la zona estudiada correspondientes de Santa María de Atzompa, San Felipe Tejalapam, San Lorenzo Cacaotepec, San Andrés Zautla y Nazareno de Etla.

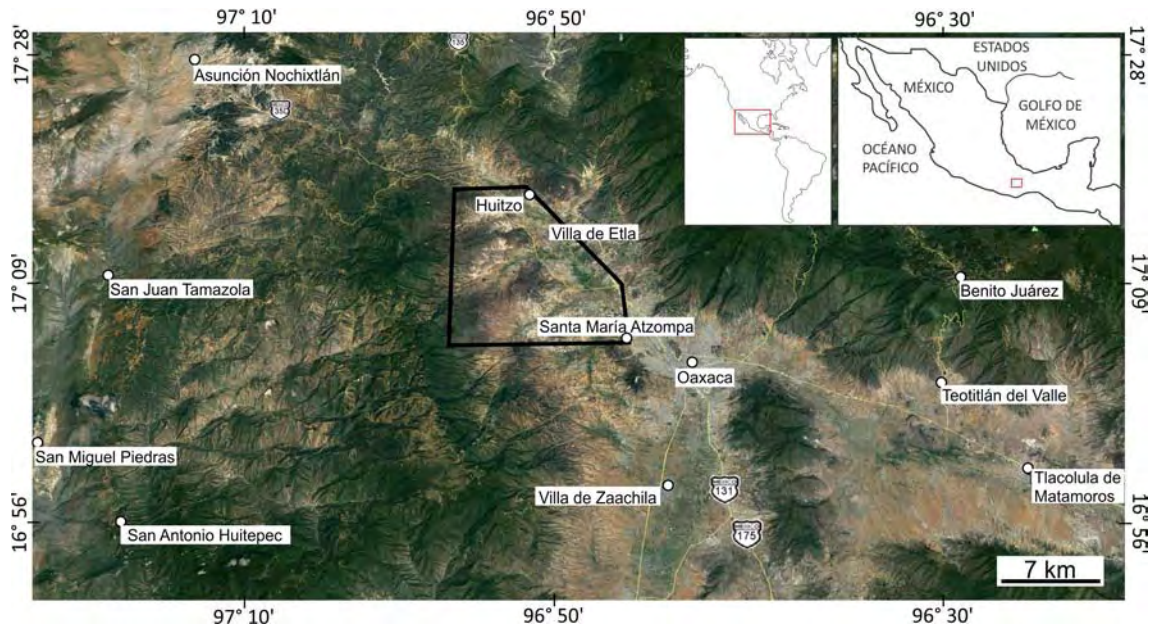


Figura IV. Mapa de localización del área de estudio y vías de acceso locales.

V. UNIDADES LITOLÓGICAS

La cartografía del área de interés, la recolección de muestras y datos estructurales, que constituyen la base de este trabajo, se llevaron a cabo en 3 campañas de campo, dos de 10 días y la última de tres días de duración. De manera previa a estas, se reunió y condensó tanto la información topográfica y geológica publicada como la obtenida a partir del estudio de imágenes aéreas en un sistema de información geográfica (QGIS), lo que sirvió de base para la planeación de las campañas y la realización de la cartografía del área. En campo se realizaron recorridos por vías principales, caminos de terracería, veredas y en los valles de algunas quebradas de la zona de estudio, identificando litologías y contactos y recolectándose datos estructurales y un total de 85 muestras.

V.1. META-ANORTOSITA Y META-LEUCOGRABROS

El cuerpo meta-anortosítico, con un área 64.3 km², aflora al oeste de los municipios de Nazareno de Etna y San Lorenzo Cacaotepec (figura V.0.1). Hacia su interior, y en su mayor parte, la roca corresponde a una anortosita *sensu stricto* (figura V.1.1); sin embargo, hacia sus bordes se da un aumento progresivo en el contenido de minerales máficos en la roca, adquiriendo composiciones leucogabróicas. De esta manera, en la periferia del cuerpo, estas litologías se manifiestan como intercalaciones de bandas anortosíticas y bandas leucogabróicas (figura V.1.2), las cuales se encuentran orientadas de manera paralela a la foliación definida solamente por minerales máficos.

La anortosita *sensu stricto*, compuesta por más del 90% de plagioclasa, piroxenos, óxidos de Fe-Ti, con cantidades accesorias de apatito y esporádicas de sulfuros y cuarzo, posee colores diversos y texturas que varían entre inequigranular y equigranular, presentando tamaños de grano entre medio y grueso principalmente (figura V.1.1). En las anortositas inequigranulares es común observar que las plagioclasas que presentan los tamaños de grano más gruesos poseen coloraciones blancas, púrpuras, grises y/o verdes, encontrándose inmersas en una matriz de plagioclasa de grano medio a fino de color blanco (figuras V.1.1 a, b, c). Por otro lado, en las anortositas equigranulares se observa tanto variación en el color de las plagioclasas (figura V.1.1 d) como colores homogéneos (figura V.1.1 e, f). Estas diferencias en textura y color pueden deberse (1) a variaciones dentro del mismo cuerpo, (2) a que corresponden a diferentes plutones anortosíticos, y/o (3) a los procesos de recristalización que afectaron a estas rocas. En general, el granate en esta litología se encuentra ausente; sin embargo, sólo en una localidad (muestra PCY34b, sección de la Quebrada Bonita-figura V.0.1.a) se encontró una franja (3x2 cm) de este mineral asociada a piroxeno.

En los sectores leucogabróicos, compuestos por plagioclasa (89-65%), piroxeno u hornblenda (10-32.5%) y cantidades variable de óxidos de Fe-Ti y apatito, el tamaño de grano de esta roca varía entre fino y medio y la plagioclasa en afloramiento posee principalmente una coloración blanca (figura V.1.2 a). Dentro de estos sectores los minerales máficos definen láminas, bandas irregulares y/o bolsones melanocráticos que alcanzan espesores variables y que, a menudo, contienen cantidades significativas de óxidos de Fe-Ti y apatito (figura V.1.2 b, c, d). En general los niveles máficos se

encuentran cloritizados y epidotizados, mientras que la plagioclasa se encuentra alterada a epidota o a sericita, lo que le imprime coloraciones verdosas y amarillentas a la roca.

Niveles ricos en óxidos de Fe-Ti, como agregados o vetillas sin orientación aparente, se observan también inmersos dentro del cuerpo anortosítico, alcanzando espesores de hasta 3 cm (figura V.1.2 e, f). Adicionalmente, se resalta la presencia de megacristales de piroxenos (en el sentido de Emslie, 1975), con tamaños mayores a 2 cm y que se encuentran principalmente como agregados acompañados por lo general de óxidos de Fe-Ti (figura V.1.2 e, g, h).

Debido a su contenido escaso en minerales máficos, en la anortosita (*sensu stricto*) no se observó foliación, pero si existe en los sectores leucogabroicos hacia las márgenes suroccidental y norte del cuerpo. Mientras que hacia el sector SW de éste la foliación posee rumbos al NW con buzamientos al NE, hacia el sector norte del cuerpo meta-anortosítico (dentro y fuera del área de estudio) dicha foliación se orienta al NE y buza al NW. En contraste la lineación es constante, inclinándose suavemente siempre hacia el norte (figura V.0.1). Adicionalmente en campo, tanto la anortosita como los leucogabros se encontraron muy meteorizados y fracturados, presentando familias de diaclasas y/o fallas que cortan al cuerpo. El contacto entre estas unidades se encuentra mejor expuesto en la Quebrada Bonita, localizada al norte del municipio de San Felipe Tejalapam (figura V.0.2a).

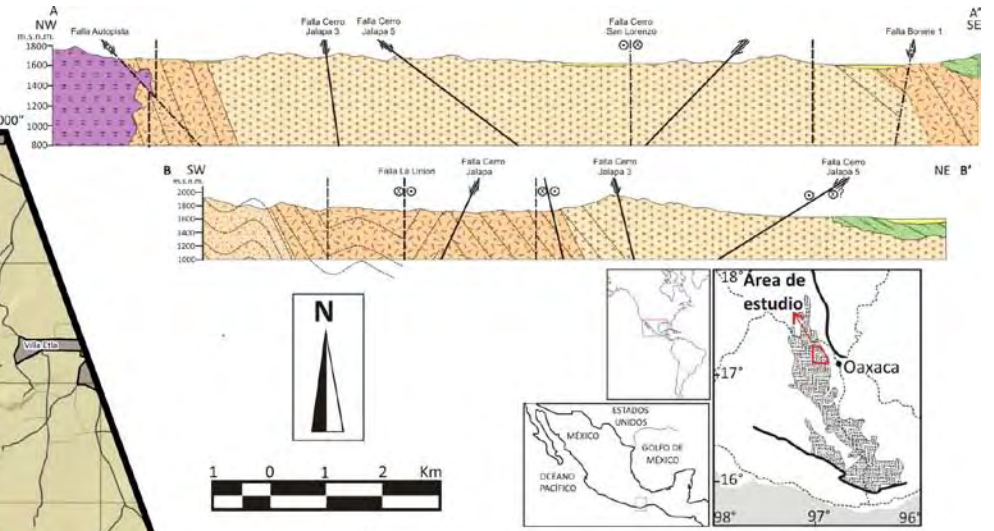
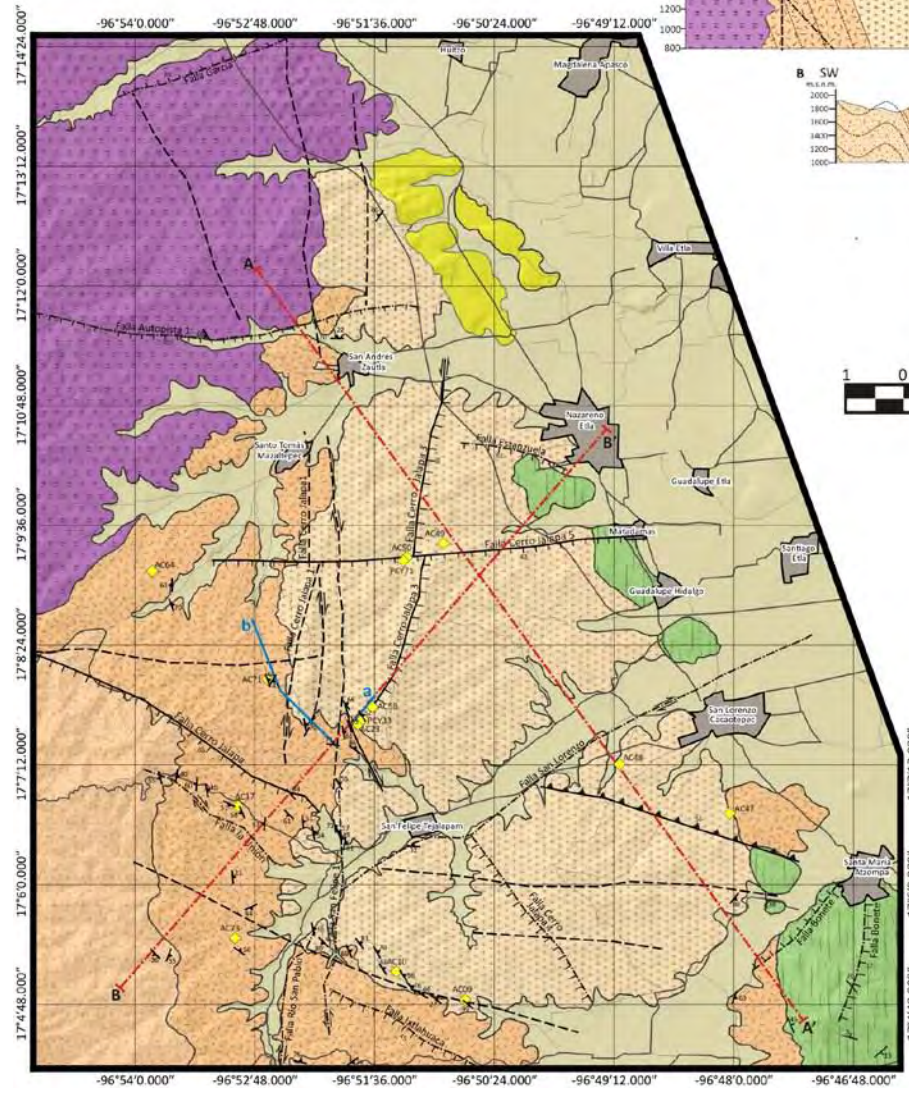
V.2. META-GABRONORITAS

Esta litología aflora principalmente hacia los bordes occidental (sobre las veredas que comunican San Felipe Tejalapam con Santo Tomás Mazaltepec y Santa María Peñoles) y sur del cuerpo anortosítico en el área de estudio, manteniendo la misma dirección de foliación que poseen los leucogabros (NW-NE; figuras V.0.1 y V.2 a). Esta litología fue observada a modo de intercalaciones de bandas gabroicas con bandas anortosíticas, como un bloque inmerso dentro del cuerpo anortosítico (figura V.2 a) y como un cuerpo individual.

Las gabronoritas están compuestas por plagioclasa (35 y 65%), por minerales máficos, entre los que es posible distinguir piroxenos, hornblendas y/o biotitas (figura V.2. b, c) y comúnmente se encuentran enriquecidos en óxidos de Fe-Ti y apatito. En general, esta roca es de grano medio a grueso y puede o no presentar estructuras gnéicas (figura V.2 d) o augen, ésta última definida por porfidoclastos de plagioclasa. Dentro de esta litología también se encontraron bolsones de roca nelsonítica con espesores de centímetros a decímetros (figura V.2 e). La mayoría de los afloramientos de estas rocas se encuentran altamente meteorizados, fracturados y/o milonitizados, haciendo difícil no solo su identificación sino también la toma de muestras y de estructuras.

Figura V.0.1 Mapa geológico del área de estudio y secciones estructurales con orientación al NW-SE y al SW-NE, señaladas en el mapa con líneas intermitentes rojas. Líneas sólidas y letras a y b azules corresponden a la traza de los perfiles de la figura V.0.2. Código de colores usados son los sugeridos por la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (CGMW)

MAPA GEOLÓGICO ANORTOSITA CACAOATEPEC Y ROCAS ASOCIADAS



LEYENDA

LITOLOGÍA		ESTRUCTURAS	
Fanerozoico		┆ Estratificación	
□ Depositos recientes		┆ Foliación	
■ Ignimbrita Etlá		- - - - - Fallas Bibliografía	
■ Secuencia sedimentaria		— Fallas medidas	
■ Granito Etlá		- - - - - Fallas Inferidas	
Proterozoico		= = = = = Componente normal	
■ Anortosita		▲▲▲ Componente inversa	
■ Ortogneises		⇄ Componente lateral	
■ Paragneises		PERFILES	
OTROS		- - - - - Línea de perfil en mapa	
— Veredas		— Línea de perfil en texto	
— Carreteras		┆ Falla normal	
■ Poblaciones		┆ Falla inversa	
◆ Muestras geoquímica y geocronología		⊙⊙ Falla dextral	
		⊙⊙ Falla sinistral	
		— Foliación	

Fuente cartográfica: carta E14D47 Oaxaca de Juárez, escala 1:50.000, INEGI. Proyección WGS 84, EPSG:4326. Elaborado por: Yuly Tatiana Valencia Morales

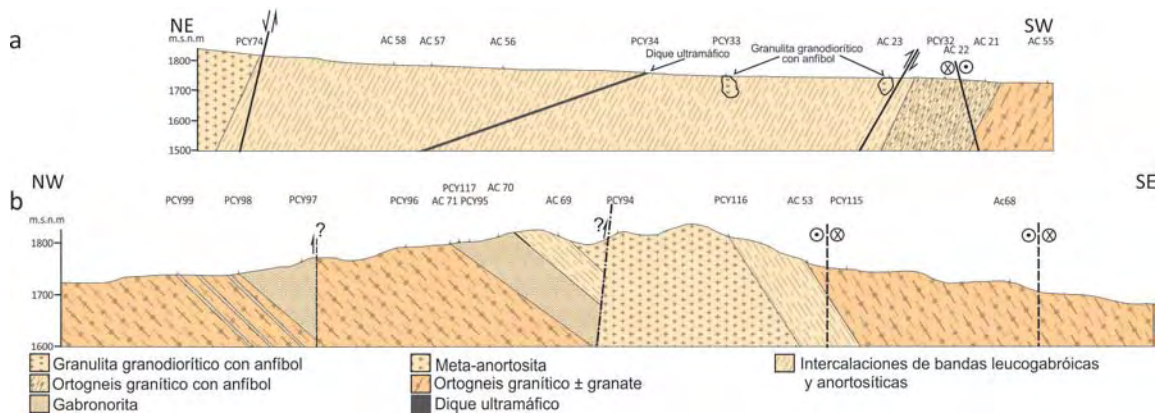


Figura V.0.2. Secciones representativas que muestra los contactos entre las unidades de interés (líneas y letras a y b azules en Fig. V.0.1). Estaciones señaladas sobre los perfiles. **a.** Sección Quebrada Bonita, localizada entre el camino que comunica al municipio San Felipe Tejalapam con el sitio arqueológico Jalapa. **b.** Sección levantada sobre el camino que comunica a los municipios de San Felipe Tejalapam y Santo Tomás Mazaltepec. Código de colores usados corresponde a los sugeridos por la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (CGMW).

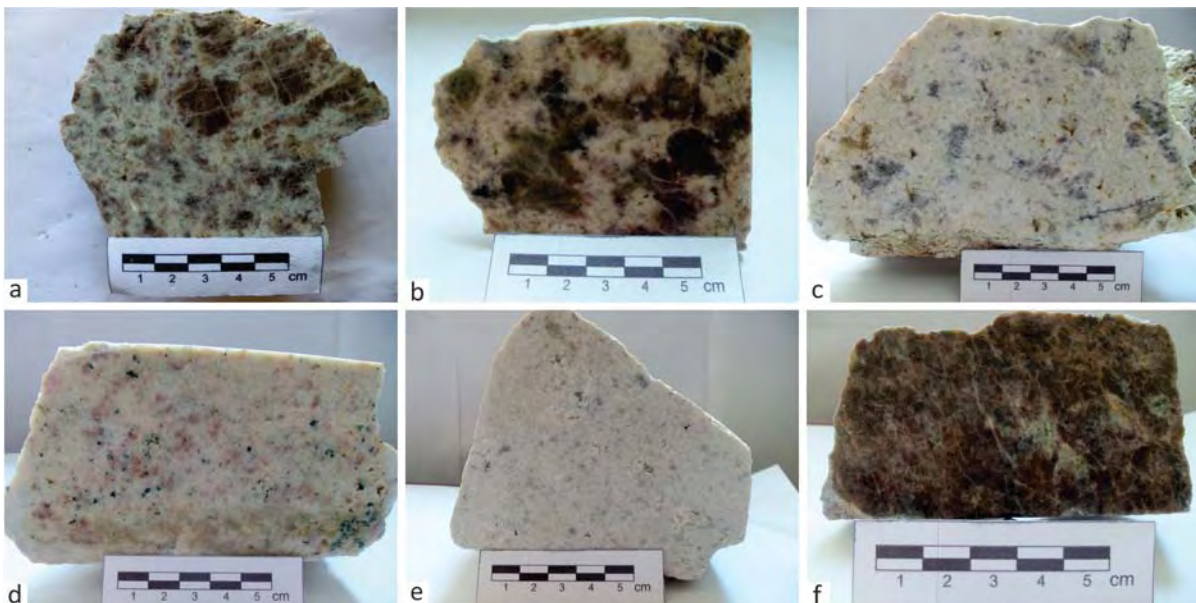


Figura V.1.1. Variaciones texturales, cromáticas y de tamaño de grano encontradas en la Anortosita Cacaotepec. **a.** Anortosita con cristales de plagioclasa de diferentes tamaños y diferentes coloraciones. Se resalta el dominio de plagioclasas púrpuras con tamaños de grano muy grueso hacia la parte superior y un tamaño de grano entre grueso y medio hacia la parte inferior; todas estas inmersas en una matriz de plagioclasa blanca de grano medio a fino (muestra AC25). **b.** Plagioclasas púrpuras y verdes de grano muy grueso inmersas en una matriz de plagioclasa blanca de grano medio a fino (muestra AC48). **c.** Plagioclasas de coloraciones grisáceas de grano grueso inmersas en una matriz blanca de grano medio (muestra AC39). **d.** Anortosita de tamaño de grano medio con plagioclasa blanca y rosa. Nótese la presencia de piroxenos y óxidos de Fe-Ti (muestra AC47). **e.** Anortosita con tamaño de grano homogéneo de color blanco (muestra AC41). **f.** Anortosita de tamaño de grano muy grueso de coloración púrpura (muestra PCY71).

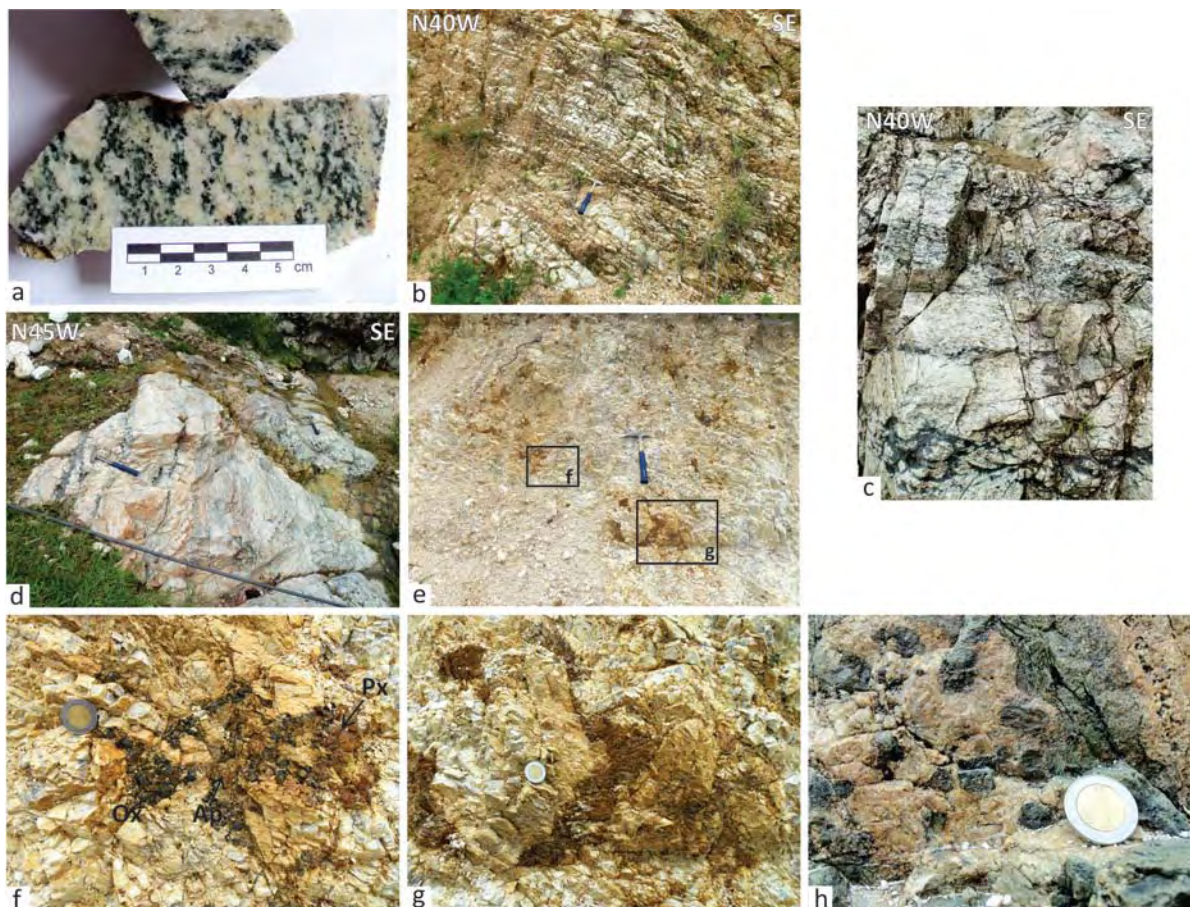


Figura V.1.2. Fotografías de afloramiento y muestra de mano de los meta-leucogabros y óxidos de Fe-Ti y megacristemas de piroxeno en la meta-anortosita. **a.** Muestra de mano del meta-leucogabro (muestra AC23d). **b.** Afloramiento del meta-leucogabro en donde los minerales máficos definen láminas que marcan la foliación con rumbo N10W/71NE (estación PCY02). **c.** Afloramiento de meta-leucogabro, en donde se observa la variación en el contenido de minerales máficos, la foliación definida (N37W/47NE) por estos y sectores en donde se acumulan formando láminas y/o bolsones irregulares (parte inferior de la fotografía, estación AC23). **d.** Afloramiento en donde se observa la intercalación de bandas de composición leucogabrúca con bandas anortosíticas (N37W/47NE). Obsérvese también la ocurrencia de bandas irregulares melanocráticas (parte superior del afloramiento; estación AC23). El martillo en las figuras posee 23.5 cm de largo. **e.** Afloramiento de anortosita, en donde se observan acumulaciones de óxidos de Fe-Ti y megacristemas de piroxeno en diferentes partes del afloramiento (PCY37). En rectángulos se señala la ubicación de las fotografías f y g. **f.** Agregados de óxidos de Fe-Ti, los cuales se encuentran asociados a apatito y a piroxenos (PCY37). **g.** Agregados de megacristemas de piroxenos, los cuales se encuentran altamente meteorizados y deformados (PCY37). **h.** Megacristemas de piroxenos, relativamente bien preservados, tanto en cristales individuales como en acumulados (hacia la margen derecha de la fotografía; estación AC56). La pica posee un largo de 32.5 cm y la moneda posee un diámetro de dos cm.

V.3. META-GRANITOS (ORTOGNEISES GRANÍTICOS)

Los meta-granitos afloran al occidente de San Felipe Tejalapam y Santo Tomás Mazaltepec y al suroccidente y noroeste del municipio de Santa María Atzompa, de modo que rodean de manera parcial el cuerpo anortosítico (figura V.0.1). Se encontró que esta litología también está presente en el área de estudio en forma de diques y mantos (respecto a la foliación), con relaciones intrusivas respecto a otras rocas graníticas y a las demás litologías estudiadas. Adicionalmente, estas rocas fueron encontradas como xenolitos dentro del cuerpo anortosítico y dentro de otras rocas graníticas (figura V.0.2 a y b).

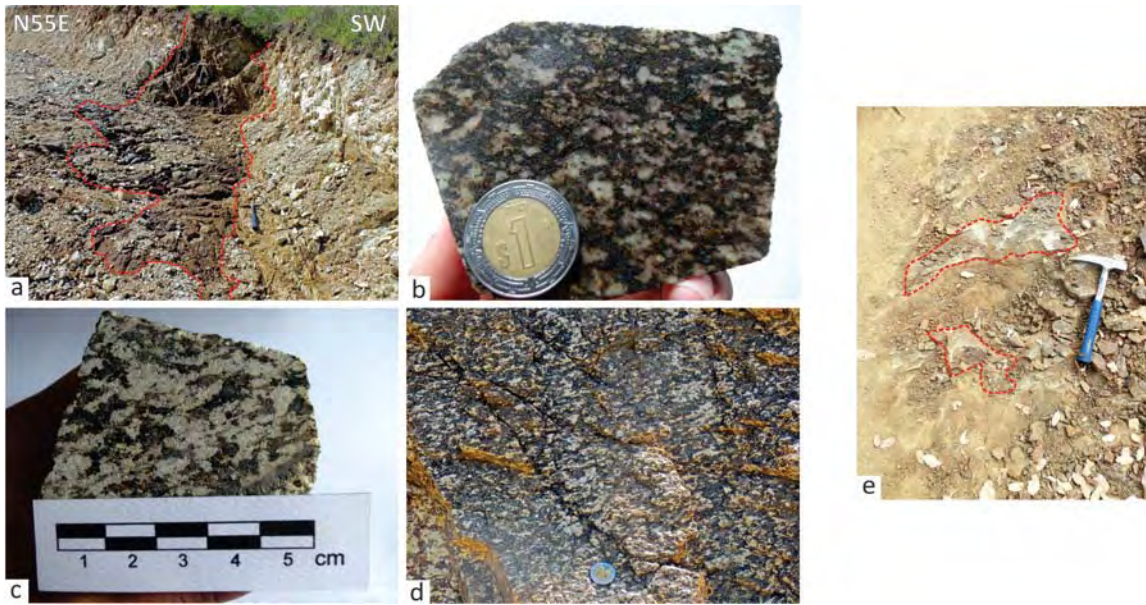


Figura V.2. Fotografías de afloramiento y muestras de mano del ortogneis gabrónico. **a.** Bloque de meta-gabro (rodeado por la línea roja punteada) inmerso en la anortosita (AC09B). **b.** Muestra de mano del meta-gabro compuesta por plagioclasa + piroxenos + óxidos de Fe-Ti (muestra AC09B). **c.** Muestra de mano del meta-gabro compuesta por plagioclasa + biotita + óxidos de Fe-Ti (muestra AC15). **d.** Meta-gabro de grano grueso con estructura gnéssica. **e.** Bolsones nelsoníticos (áreas rodeadas por la línea roja punteada) dentro del cuerpo meta-gabrónico (estación PCY95).

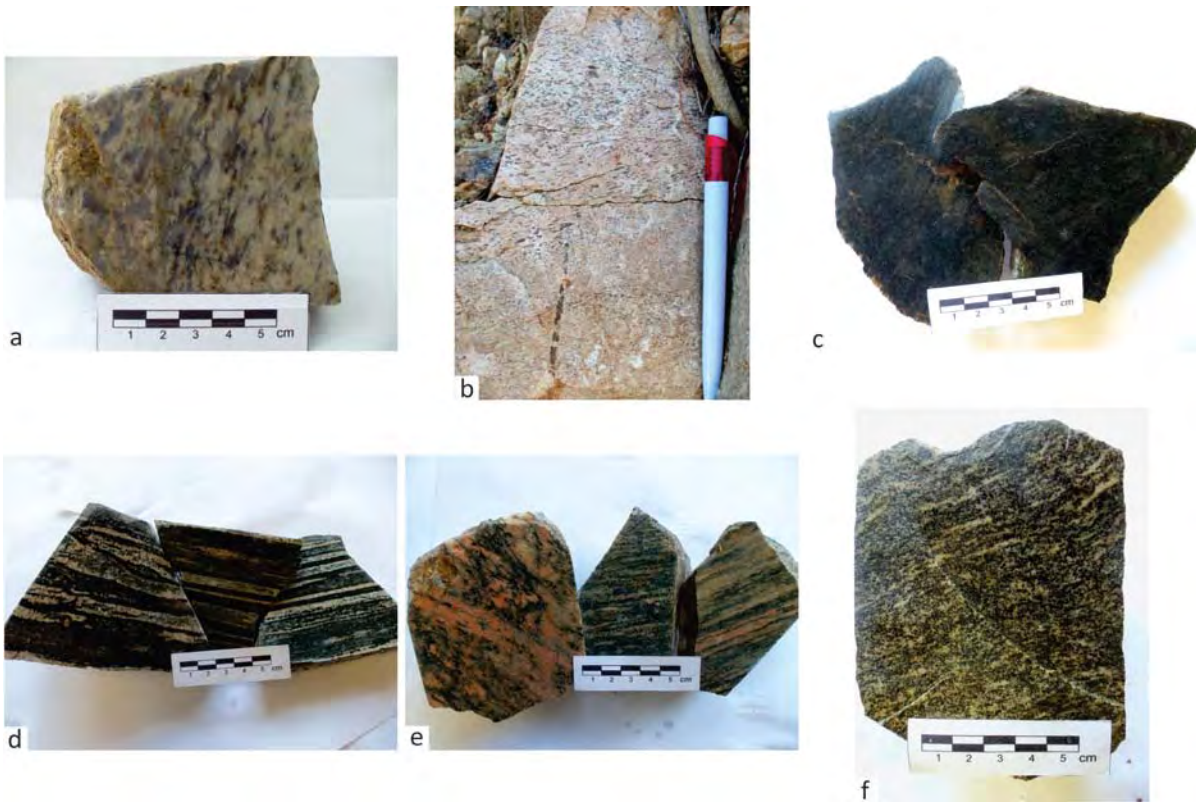


Figura V.3. Variedad de ortogneises graníticos. **a.** Ortogneis granítico de coloración blanquecina compuesta principalmente por cuarzo azul y plagioclasa con foliación bien desarrollada (estación PCY96). Aunque en la fotografía no se observa, en algunos sectores la roca es rica en minerales máficos. **b.** Ortogneis granítico rosado, compuesta por cuarzo azul, plagioclasa, feldespato potásico y en menor cantidad minerales máficos y óxidos de Fe-Ti. Esta roca muestra variación en el tamaño de

grano y foliación bien desarrollada (estación AC73). c. Ortogneis tonalítico de color negro sin foliación, compuesta por plagioclasa, cuarzo, piroxenos y granate (muestra AC17). d. Ortogneis cuarzo-monzonítico bandeado, con bandas muy ricas en piroxenos y otras bandas en las que dominan cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (muestra AC22b). e. Ortogneis granítico compuesto por piroxeno, plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico. Se resalta la variación composicional, textural y de tamaño de grano en una misma roca (muestras AC22a). f. Roca granodiorítica con buen desarrollo de la foliación, compuesta por cuarzo, plagioclasa, piroxeno y cantidades menores de feldespato potásico (muestra AC16).

Los ortogneises graníticos encontrados poseen cantidades variables de cuarzo (que en muchas localidades se observa azul, figura V.3 a, b), plagioclasa, feldespato potásico, piroxenos y/u hornblenda, con cantidades variables de óxidos de Fe-Ti y apatito, y en donde el granate puede o no estar presente. Respecto a su coloración, estas rocas son de color blanco, rosado y hasta verde oscuro (figura V.3 a, b, c respectivamente), dependiendo de la fase mineralógica dominante. Poseen gran variedad de tamaños de grano, variando entre fino y grueso, pudiendo incluso encontrarse diferentes tamaños y texturas dentro de un mismo afloramiento (figura V.3 d, e). Estas rocas pueden ser masivas (figura V.3 c) o encontrarse fuertemente foliadas (figura V.3 a, b, f), mostrando incluso estructura gnéisica o el desarrollo de bandeamiento (dado por intercalaciones de bandas más cuarzo feldespáticas y bandas mucho más ricas en piroxenos y hornblendas; figura V.3 d, e). En algunos sectores estas rocas muestran fuertes signos de deformación, encontrándose muy fracturadas, con desarrollo de foliación milonítica o de pliegues locales que afectan la dirección de la foliación o del bandeamiento.

V.4. DIQUES ULTRAMÁFICOS

Cuerpos de piroxenita fueron encontrados hacia el noroeste del municipio de San Felipe Tejalapam; uno sobre una carretera de terracería que conduce al sitio arqueológico del Cerro Jalapa y otro sobre una quebrada que cruza este camino (figura V.0.2a). Estos cuerpos ultramáficos tienen espesores que varían entre 50 cm y 1 m e intruyen al cuerpo anortosítico a manera de diques (figura V.4 a, d). Se encuentran compuestos principalmente por megacristales de piroxeno (>10 cm) orientados aleatoriamente, observándose de manera esporádica plagioclasa, feldespato potásico, óxidos de Fe-Ti y sulfuros (figura V.4 b, c, e). En algunos sectores de este cuerpo los piroxenos se encuentran epidotizados o uralitizados (figura V.4 c, e), especialmente en aquellas áreas en donde se encuentran asociados a feldespato potásico (figura V.4 d, e). En general estos cuerpos están altamente meteorizados, lo que dificultó su descripción y toma de muestras.

V.5. PARAGNEISES

Esta litología se encuentra localizada al oeste de los municipios de San Andrés Ixtlahuaca y San Felipe Tejalapam (figura V.0.1). En el área de estudio, esta unidad corresponde a intercalaciones de bandas cuarzo-feldespáticas, con bandas máficas muy ricas en biotita, y ambas pueden o no contener granate (figura V.5. a, b). Las bandas cuarzo-feldespáticas están compuestas por cuarzo (que en ocasiones se observó azul), feldespato potásico, plagioclasa y pequeñas cantidades de piroxenos que pueden o no estar coronados por clorita (figura V.5. b), observándose grafito esporádicamente. Por otro lado, las bandas oscuras se encuentran compuestas por minerales máficos, en su mayoría biotita, y cantidades menores de óxidos de Fe-Ti. Adicionalmente, en estas rocas se observan al menos tres etapas de

deformación, la primera corresponde al desarrollo de la foliación (paralela al bandeamiento), la segunda dúctil dada por el plegamiento tanto de la foliación como del bandeamiento y la tercera, en algunos sectores, es dada por la deformación frágil (figura V.5.1. a).



Figura V.4. Fotografías de afloramiento y muestra de mano de los diques de piroxenita. **a.** Dique ultrabásico intruyendo a la anortosita (estación PCY34). **b. y c.** Acercamientos de un sector del dique en la figura a; se observan piroxenos, plagioclasa y epidotas (estación PCY34). **d.** Dique ultrabásico con presencia de feldespato potásico, epidota y hornblenda (estación AC59). **e.** Muestra de mano del dique ultrabásico de la fotografía d, se observa feldespato potásico, epidota y hornblenda (estos últimos como productos del metamorfismo de retrogresión del piroxeno, muestra AC59).

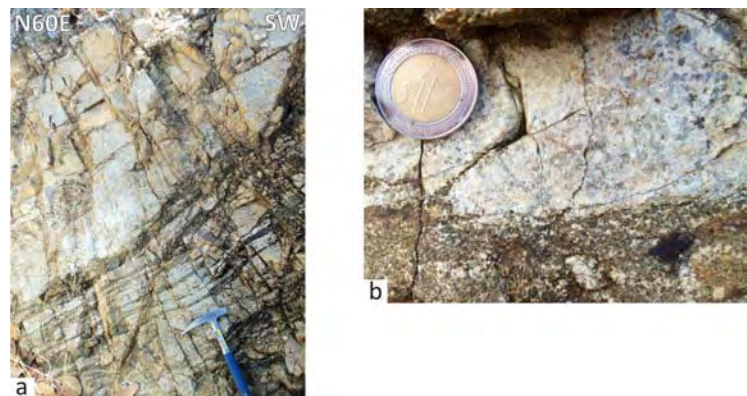


Figura V.5. Fotografías de afloramiento de los paragneises en la estación AC74. **a.** intercalaciones de bandas cuarzo-feldespáticas, con bandas máficas compuestas principalmente por biotita. **b.** En la fotografía se observa que las bandas cuarzo-feldespáticas se encuentran compuestas por cuarzo azul + feldespato potásico + plagioclasa + piroxenos.

V.6. RELACIONES DE CONTACTO ENTRE UNIDADES

Los contactos entre la anortosita y la gabronorita son de dos tipos. El primero es transicional, el cual solo fue observado de manera directa sobre el piso de una vereda; sin embargo, argumentos adicionales que soportan esta afirmación corresponden (1) al continuo aumento en el contenido de minerales máficos hacia los bordes del cuerpo anortosítico, (2) a la intercalación de bandas gabróicas, paralelas a la foliación, con bandas anortosíticas (figura V.0.2 a y V.6 a). El segundo tipo es intrusivo, siendo observado a manera de xenolitos de ortogneis gabróico dentro del cuerpo anortosítico (e.g. muestra AC09B; figura V.2 a), y un contacto inferido como intrusivo entre el cuerpo anortosítico y un cuerpo gabróico hacia el SW de la zona (en la sección que comunica los municipios de San Felipe Tejalapam con Santo Tomás Mazaltepec, figura V.0.2 b).

En éste último caso, ya que en la zona todas las estructuras poseen la misma orientación debido a que la intensa deformación en el Complejo Oaxaqueño reorientó los contactos magmáticos de manera paralela a la foliación (Solari *et al.*, 2003), un contacto intrusivo entre estas litologías es inferido debido al contacto semejante que existe entre este mismo cuerpo gabróico y un ortogneis granítico sobre esta misma sección (estaciones AC70, AC71 y PCY95; figura V.0.2b). El contacto entre el ortogneis granítico, fechado en este trabajo en 1137.8 ± 8.5 Ma (muestra AC71; figura VII.4 y), y el gabro también es paralelo a la orientación de las estructuras en la zona (figura V.6 g-h; figura V.0.2b). Este gabro se infiere contemporáneo y genéticamente relacionado con la Anortosita Cacaotepec debido a la presencia de bolsones nelsoníticos dentro de él (figura V.2 e). Por lo anterior, es más lógico pensar que el cuerpo gabróico presenta relaciones intrusivas respecto tanto al cuerpo anortosítico como al ortogneis granítico, en vez de corresponder a un producto cumúlítico cristalizado in situ a partir de la diferenciación de la anortosita. Relaciones intrusivas entre rocas anortosíticas y gabróicas también han sido descritas en otros ATM en el mundo (e.g. Complejo Anortosítico Larámide, Frost *et al.*, 2010).

Por otro lado, un contacto mutuamente intrusivo es inferido entre los ortogneises graníticos y las rocas que componen la suite anortosítica. Esta afirmación es sustentada por (1) la presencia de xenolitos de roca granítica dentro del cuerpo anortosítico (figuras V.0.2 b y V.6 b), los cuales pueden llegar a tener dimensiones de 6 m de ancho por 10 m de largo, y por apófisis de anortosita intruyendo a estos xenolitos (figura V.6 c); por (2) la observación de cuerpos, diques y mantos de composición granítica con relación intrusiva respecto al cuerpo meta-anortosítico (figuras V.0.2 b y V.6 d, e, f), a los meta-gabros (figuras V.0.2 b y V.6 g, h) y los paragneises. Adicionalmente, también se observó en campo relaciones intrusivas entre los diferentes cuerpos graníticos (figura V.6 i, j). Si todas las rocas graníticas observadas en el área de estudio realmente forman parte de la suite AMCG, lo anterior sugiere que se formaron antes, durante y después de la generación del cuerpo anortosítico; de lo contrario, en el área estarían presentes rocas pertenecientes a un pulso magmático previo a la formación de la anortosita y rocas asociadas. Finalmente, diques de composición anortosítica fueron encontrados intruyendo los paragneises hacia la margen oriental del área de estudio.



Figura V.6. Fotografías de afloramiento de los contactos entre las unidades de interés en la zona de estudio. **a.** Intercalación de bandas anortosíticas y bandas gabróicas (N55E/67SE), sugiriendo un contacto transicional entre el cuerpo meta-anortosítico y meta-gabroico (estación AC43). **b.** Contacto intrusivo entre los leucogabros y un ortogneis granodiorítico, el cual se encuentran como xenolito dentro del cuerpo anortosítico (estación AC23). **c.** Apófisis de anortosita (limitada por la línea roja) intruyendo a un xenolito granítico (estación PCY33a). **d.** Cuerpo anortosítico con niveles leucogabroicos cortado por un dique granítico (limitado por las líneas rojas). Afloramiento cortado por falla inversa (líneas amarillas) con plano N35W/63NE; foliación N37W/47NE. **e.** Panorámica del contacto abrupto entre el cuerpo anortosítico y los ortogneises graníticos sobre una carretera no pavimentada, el cual sugiere un contacto intrusivo. **f.** Ortogneis granítico intruyendo al cuerpo anortosítico. **g.** Relación inferida como intrusiva entre el cuerpo meta-gabronorítico con mantos de roca granítica (estación AC71; foliación N20W/44NE). **h.** Ortogneis granítico leucocrático intruyendo a otro gneis granítico de coloración gris (estación AC65; foliación: N-S/61W). **i.** Ortogneis melanocrático como xenolito en un gneis granítico de coloración rosa (estación AC73; foliación N25W/79NE).

V.7. OTRAS ROCAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

V.7.1. Granito Etna: Este cuerpo granítico de edad pérmica (255 ± 1.1 Ma según Ortega-Obregón *et al.*, 2014; figura V.0.1) intruye el cuerpo anortosítico, los ortogneises graníticos y los paragneises hacia el norte del área de estudio, en donde incluso es posible observar xenolitos de anortosita,

leucogabros y gabros inmersos en este cuerpo granítico. El granito de Etlá corresponde a un cuerpo de coloración rosada, compuesto principalmente por feldespato potásico (~30-35%), plagioclasa (~30-35%), cuarzo (~25-30%) y biotita (~5-10%). Este cuerpo manifiesta texturas que varían entre holocristalina fanerítica, con tamaños de grano entre medio y muy grueso, a holocristalina porfirítica con cuarzo y feldespato potásico como fenocristales inmersos en una matriz de grano medio.

V.7.2. Diques Hipabisales: En el área estudiada se encontraron ocasionalmente diques hipabisales, de hasta 10 m de espesor, de composición félsica y básica intruyendo a las litologías antes descritas. Los diques básicos se encuentran compuestos por hornblenda (con tamaños entre 1-5mm) y piroxeno epidotizado (con tamaños entre 1-4mm) inmersos en una matriz afanítica de color gris verdoso oscuro. Por otro lado, los diques félsicos poseen fenocristales de feldespato y anfíbol, con tamaños menores a 4 milímetros, embebidos en una matriz afanítica de color rosado claro.

V.7.3. Secuencia Sedimentaria: Esta litología aflora hacia el sector occidental del área de estudio (figura V.0.1), encontrándose mejor expuesta a lo largo de la carretera pavimentada que conduce de Oaxaca a Santa María de Atzompa, en el sector de Monterrey.

Esta secuencia sedimentaria corresponde a intercalaciones de lodolitas, brechas calcáreas y areniscas, pertenecientes a la formación Jaltepetongo de edad Neocomaniano-Aptiano (Servicio Geológico Mexicano, 1998). Las lodolitas definen láminas de espesores milimétricos a estratos muy delgados; las brechas calcáreas corresponden a estratos que alcanzan hasta 1.5 m de espesor, y que se encuentran conformadas por clastos angulares de lodo calcáreo, fragmentos fósiles y clastos de anortosita, cuarzo y gneises de tamaños entre 9.5 cm hasta 1 m, inmersos en una matriz de lodo calcáreo. Finalmente, los estratos de arenisca tienen espesores medianos y están constituidos por arena media conformada por cuarzo y líticos. Adicionalmente, tanto fallas cortando los estratos como cambios en la dirección del buzamiento de éstos, evidencian la deformación de la secuencia.

V.7.4. Ignimbrita Etlá: Un cuerpo ignimbrítico (del Mioceno; Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001) suprayace discordantemente la meta-anortosita en la parte norte del área de estudio, cerca del municipio de Nazareno de Etlá. Dicho cuerpo es masivo de color verde, conformada por fenocristales de anfíbol, piroxeno, cuarzo y vesículas (de tamaños milimétricos), inmersos en una matriz afanítica de color verde pistache.

VI. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL

Inicialmente, en este capítulo se describirán las características petrográficas de la meta-anortosita, meta-leucogabros, meta-gabronoritas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatitos y ortogneises graníticos presentes en la zona estudiada. Posteriormente, se describirán la química de diferentes minerales presentes en cada grupo litológico y se compararán entre sí. Debido a la nomenclatura confusa de algunas de las rocas que componen la *suite* AMCG (Owens y Dymek, 1992), la clasificación de las rocas en este trabajo fue realizada siguiendo la nomenclatura propuesta por Streckeisen (1976), exceptuando el término *gabronorita de óxidos de Fe-Ti y apatitos* (OAGNs, “*oxide-apatite gabbronorite*” por sus siglas en inglés) usado por Owens y Dymek (1992) para describir aquellas rocas con mineralogía gabronorítica muy ricas en apatito y óxidos de Fe y Ti (llamadas por otros autores jotunita, ferriodiorita, melaferrrogabro, entre otros). Por otro lado, ya que las rocas leucogabroicas poseen contenidos mayores en minerales máficos que las anortositas, imprimiendo a su vez diferencias sutiles en textura y composición, a partir de este capítulo estas rocas serán tratadas por separado. Las abreviaciones minerales usadas corresponden a las sugeridas por Siivola y Schmid (2007).

VI.1 PETROGRAFÍA

Para el análisis petrográfico se estudió un total de 79 láminas delgadas de las rocas de interés, de las cuales 34 corresponden a anortositas, seis a leucogabros y cinco a los bolsones máficos asociados a esta litología, tres a OAGNs, 24 a los ortogneises graníticos y siete a los diques ultrabásicos. Adicionalmente, para tener una idea general de la petrografía de otras rocas presentes en el área de estudio se realizaron siete láminas delgadas: dos de paragneises, dos de diques hipoabisales y tres del granito Etlá, cuyas descripciones son plasmadas de manera breve al final de esta sección. Inicialmente, se realizó el corte de un total de 76 muestras, buscando que las briquetas obtenidas fueran representativas de las características observadas macroscópicamente, por lo cual de algunas las muestras fueron extraídas hasta dos piezas. Por lo anterior, un total de 86 briquetas fueron obtenidas para su laminación, de las cuales 81 fueron elaboradas de manera externa: 77 por el taller de laminación del Centro de Geociencias, UNAM campus Juriquilla y 4 por la empresa Petroanálisis.

En el análisis petrográfico se buscó determinar tanto la mineralogía primaria y posterior como las características texturales usando microscopios de luz transmitida, los cuales fueron facilitados por los laboratorios Francisco J. Fabregat, en el Instituto de Geología, y por el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geofísica, UNAM. La estimación de porcentajes mineralógicos fue hecho de manera visual. En general, las rocas de interés muestran evidencias de: (1) metamorfismo de alto grado dado por texturas granoblásticas y por la presencia de grandes cristales de plagioclasa relictas tanto en anortositas como leucogabros y por la presencia de fases anhidras y/o granate en los ortogneises graníticos y básicos asociados, en donde también se observaron texturas granoblásticas, porfidoblásticas, poikiloblásticas y coroníticas; y (2) procesos de retrogresión y alteración indicados por la presencia de minerales hidratados en texturas de reemplazamiento de los minerales anhidros.

VI.1.1. Anortosita

Petrográficamente, las anortositas están compuestas principalmente por plagioclasa (>90%), opacos (óxidos de Fe-Ti y sulfuros) en cantidades variables (alcanzando hasta un 15%), apatitos (0-15%), pseudomorfos de lo que fueron piroxenos (0-10%), cuarzo y feldespato potásico en cantidades accesorias (<5%). El granate en general se encuentra ausente en la anortosita, sin embargo sólo en una muestra (PCY34b) se encontró este mineral a modo de sobrecrecimiento (Tabla VI.1.1). Como minerales secundarios se observó cuarzo, epidota, zoisita, rutilo, titanita, biotita, clorita y sericita (Tabla VI.1.1). Estas rocas presentan texturas granoblásticas, tanto equigranulares de bordes suaves formando ángulos de 120° (Fig. VI.1.1a) como inequigranulares (Fig. VI.1.1b) de bordes aserrados, definidas principalmente por plagioclasas con tamaños entre 5 mm y 0.05 mm. Plagioclasas relictas que alcanzan longitudes de hasta 12.6 mm en lámina delgada, con bordes aserrados y rodeadas o transgredidas por cristales de plagioclasa neoformados ± cuarzo, definen texturas porfidoclásicas (Fig. VI.1.1c). Las texturas poikilíticas son definidas por inclusiones de óxidos de Fe-Ti, apatito y piroxeno en algunas plagioclasas relictas.

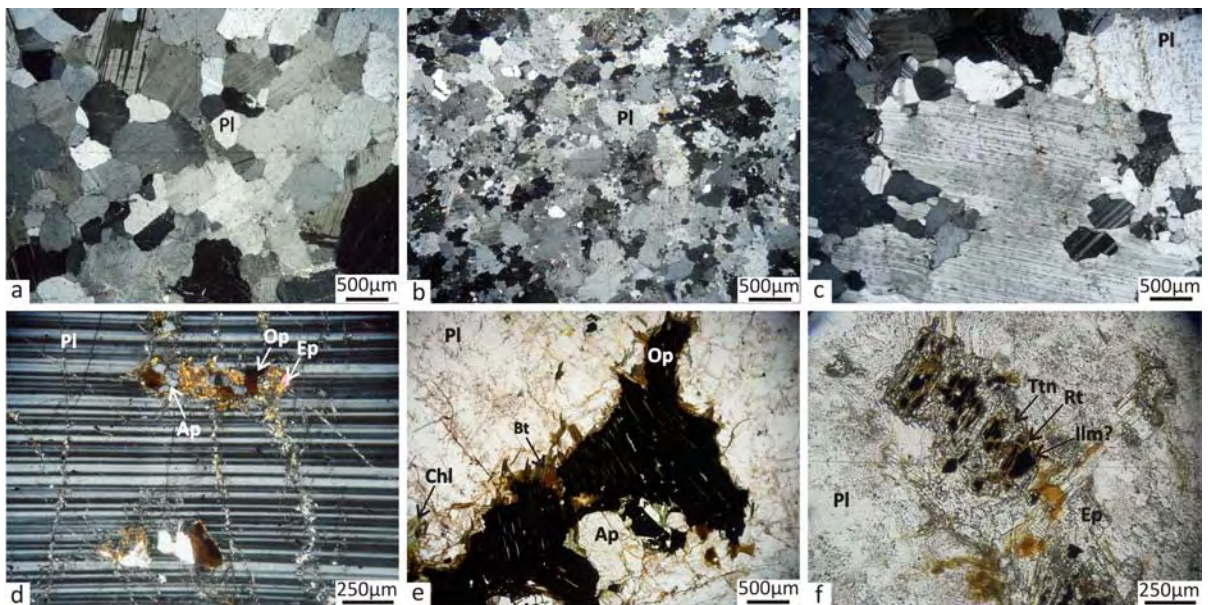


Figura VI.1.1. Fotomicrografías de las anortositas. **a.** Nícoles cruzados (**NX**)- objetivo **4x**, muestra PCY34b1. Textura granoblástica equigranular de bordes suaves. Los contactos en algunos lugares tienden a formar ángulos de 120°. **b.** **NX-4x**, muestra AC26. Textura granoblástica inequigranular de bordes aserrados. También se observan formación de subgranos y recristalización por migración de bordes de granos. **c.** **Nx-4x**, muestra AC01. Plagioclasa relictas con textura antiperfítica. **d.** **Nx-4x**, muestra AC25. Inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatito en plagioclasa relictas. Plagioclasa alterándose a sericita y epidota. **e.** Nícoles paralelos (**NII**)-**4x**, muestra PCY43. Óxidos de Fe-Ti + apatitos. Coronas de biotita y clorita alrededor de los óxidos. **f.** **NII-4x**, muestra AC29. Coronas de rutilo alrededor de óxidos de Fe-Ti, probablemente ilmenita. El rutilo a su vez es coronado por titanita.

La plagioclasa puede ser antiperfítica, en su mayoría cristales relictos (Fig. VI.1.1c), o posteriores (Fig. VI.1.1a), así como manifestar o no maclas de albita, albita-carlsbad y albita-periclina. Este mineral presenta también maclas de deformación, extinción ondulatoria, generación de subgranos o granulación (Fig. VI.1.1b), recristalización por migración de bordes (Fig. VI.1.1b) y por reducción de área de bordes de grano (*grain boundary area reduction*; Fig. VI.1.1a), evidenciando procesos de

deformación intracrystalina, recuperación y recristalización. Óxidos de Fe-Ti y apatitos son encontrados tanto en cristales individuales de formas y tamaños variados, como en agregados en donde forman niveles nelsoníticos y alcanzan los mayores tamaños de grano (Fig. VI.1.1.e). Los apatitos presentan las formas más euhedrales cuando se encuentran en dichos agregados; mientras que, en general, los óxidos presentan formas esqueléticas o “corroídas” (Fig. VI.1.1.e), comúnmente asociadas a rutilo, titanita y/o hematita (Fig. VI.1.1.d). La presencia de rutilo y hematita es causada por reacciones de oxidación de la ilmenita, que generan estos minerales como productos (Elsdon, 1972; Meinhold, 2010; Morisset *et al.*, 2010 y referencias allí citadas); mientras que la titanita reemplaza tanto al rutilo (coronas de titanita alrededor del rutilo), como a la ilmenita (Fig. VI.1.1.d), reemplazamiento que en algunas rocas es total.

Pseudomorfos de Chl + Qtz + Ep ± Bt ± Zo ± Cal en estas rocas señalan el reemplazamiento de piroxenos. El cuarzo se encuentra como pequeños granos intersticiales o como cristales anhedral de tamaños menores a 1.5 mm, con extinción ondulatoria, bordes aserrados y en algunos casos rectos. La epidota y la zoisita, presentes como cristales individuales anhedral o en agregados, se observan como el producto de alteración de la plagioclasa, relacionados a pseudomorfos (reemplazando piroxenos) y/o en coronas formadas alrededor de los óxidos de Fe-Ti. La biotita, de grano fino a muy fino y con formas subhedral a anhedral, se observó coronando a los óxidos (Fig. VI.1.1.e) o entre sus “formas corroídas” y asociada a algunos pseudomorfos. La presencia de clorita está ya sea asociada a pseudomorfos (tanto dentro de ellos como formando coronas a su alrededor) y a minerales opacos y/o es producto de alteración de la biotita. La sericita es el producto de alteración de la plagioclasa y, debido a un grado alto de meteorización, alcanza porcentajes altos en algunas rocas. La mica blanca, encontrada como cristales individuales orientados aleatoriamente o como agregados dispuestos en forma radial (indicando crecimiento en condiciones estáticas; Bard, 1986) en algunas rocas, está asociada a la recristalización de la sericita. Por último, la presencia de feldespato potásico se destaca en forma de exsoluciones antiperitíticas y de manera ocasional como minerales intersticiales.

VI.1.2. Leucogabro

De manera similar a las anortositas, su mineralogía primaria se encuentra conformada por plagioclasa (en cantidades menores al 90%), piroxeno (principalmente clinopiroxeno, presente en cantidades mayores al 10%), óxidos de Fe-Ti (<10%) y como accesorios apatito, cuarzo y feldespato potásico (<5%; Tabla VI.1.2a). En general, los tamaños de grano en la roca varían de grueso a muy fino, donde los cristales de plagioclasa relicta poseen tamaños entre 4 y 6mm, bordes muy irregulares y tienen texturas de antiperitita (cuyo feldespato potásico puede mostrar macla de microclina; Fig. VI.1.2. a). Plagioclasas de tamaños entre grano medio y fino son principalmente producto de la recristalización metamórfica, definiendo texturas granoblásticas. Adicionalmente, éste mineral muestra maclas de albita y combinaciones entre la macla de albita-periclina o albita-Carlsbad.

Hornblenda, de color verde y anhedral, está asociada tanto a texturas simplectíticas de hornblenda + cuarzo (Fig. VI.1.2. b) como a coronas alrededor del piroxeno (Fig. VI.1.2. c), siendo su producto de

retrogresión a facies anfibolita a través de la reacción ortopiroxeno + clinopiroxeno + plagioclasa + H₂O = hornblenda + cuarzo (Spear, 1995). En muchas rocas, tanto el piroxeno como la hornblenda se encuentran como minerales relictos o se infiere su presencia debido a pseudomorfos formados por clorita, serpentina, epidota, zoisita, actinolita-tremolita y/o calcita. Los minerales opacos se observan como granos independientes o asociados tanto a minerales máficos (Fig. VI.1.2. b, c y f) como a apatito, con el cual forma agregados nelsoníticos (Fig. VI.1.2. d). Estos óxidos de Fe-Ti poseen formas irregulares con tamaños que van desde 0.05 hasta 5 mm, son frecuentemente coronados por Ttn, Bt ± Rt ± Chl ± Ep (Fig. VI.1.2. b y c) y también se encuentran como inclusiones dentro de los piroxenos y plagioclasas (Fig. VI.1.2. e). Los cristales de apatito presentan tamaños entre 0.1 y 1.2 mm con formas anhedrales y subredondeadas (Fig. VI.1.2.d). El cuarzo se encuentra en forma intersticial o como cristales anhedrales alcanzando hasta 1 mm de largo. Epidota y zoisita se encuentran como productos de alteración tanto de minerales ferromagnesianos así como de la plagioclasa, la cual también se altera sericita.

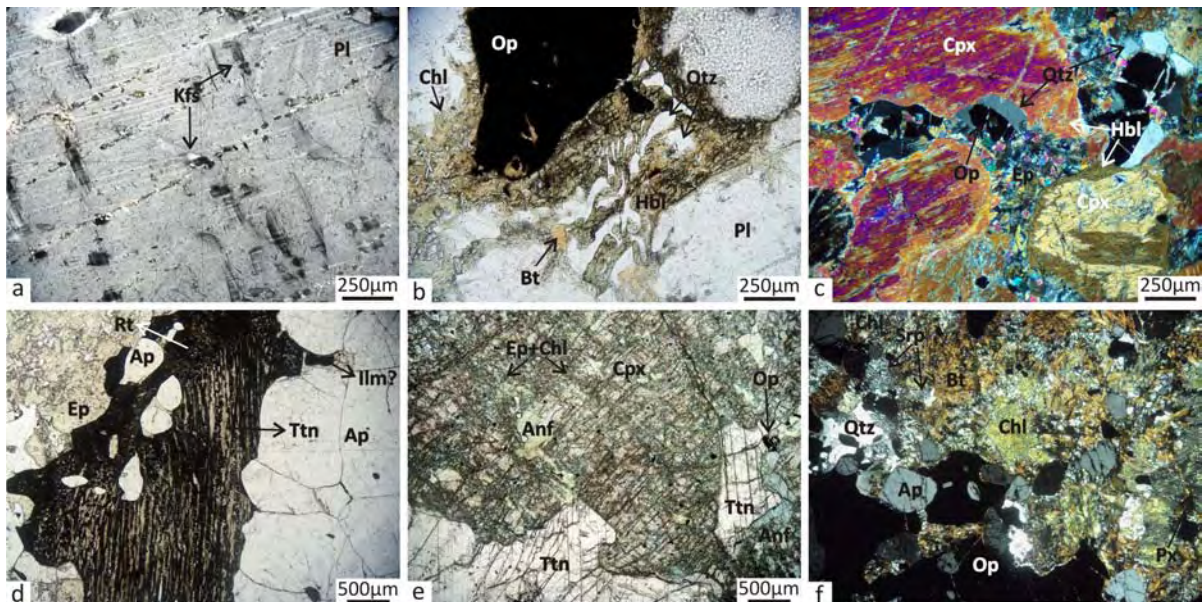


Figura VI.1.2. Fotomicrografías de los leucogabros. **a.** NX-10x, muestra AC23d. Plagioclasa relictas con antipertitas de microclina. **b.** NII-10x, muestra AC23d. Simplectitas de hornblenda + cuarzo. **c.** NII-10x, muestra PCY34. Hornblenda coronando al clinopiroxeno, los cuales se alteran a epidota. **d.** NX-4x, muestra AC23d. Agregados nelsoníticos y rutilo y titanita en forma de listones dentro de la ilmenita. **e.** NX-10x, muestra AC56b. Anfíbol verde, epidota, y clorita reemplazando al clinopiroxeno. **f.** NX-4x, muestra PCY 33-34. Mineralogía de bolsones máficos, compuesta por óxidos de Fe-Ti, apatito y piroxenos, donde los últimos son reemplazados por a biotita, clorita y serpentina.

En estas litología se observan además texturas indicativas de deformación (fracturas en la rocas, maclas dobladas y de deformación, así como extinción ondulatoria en plagioclasa y cuarzo), de recuperación (granulación), de recristalización por migración de bordes de granos (bordes aserrados y lobulados) y de recristalización por reducción de área de borde de grano (bordes de suaves). Por último, también se observaron texturas mirmequíticas.

Anortosita																			
Clave	Coordenadas		Mineralogía																
	N	W	Primaria				Secundaria										Otros		
			Pl	Opx	Cpx	Op	Ap	Qtz	Grt	Anf	Kfs	Ep	Zo	Bt	Ser/Ms	Chl	Cal	Ttn	Rt
AC01	17° 07' 09.8"	96° 49' 32"	X			+	o	+			Apt	+	+		+	+			
AC02	17° 07' 06.2"	96° 49' 44.6"	X	(o) Pm		+	X	+			Apt	+	o		+	+		o	
AC03 (x2)	17° 06' 59.6"	96° 49' 44.8"	X			+	o	+			Apt	o	o	o	+	o			
AC04	17° 06' 24.7"	96° 51' 10.8"	X	(o) Pm		+		+				+			+	o			
AC06a	17° 06' 28.3"	96° 51' 55.0"	X			+	+	+			Apt	+	+		+	+		+	
AC07	17° 06' 32.9"	96° 51' 56.8"	X			+	+	+			Apt	#	+	o	+				+
AC09a	17° 04' 51,1"	96° 50' 41.5"	X			+	o	+		o	Apt	+	+		#				
AC10	17° 05' 8,6"	96° 51' 22.9"	X			o	o	+			Apt	+	o		+	o			
AC23a	17° 07' 36.6"	96° 51' 45.9"	X	#	#							x	#		x	o	o	o	o
AC24	17° 07' 40.1"	96° 49' 51.6"	X			+	+	+			Apt	o	+	o	+	o			
AC25	17° 08' 48.5"	96° 50' 15"	X			o		+				+	+	o	#			o	
AC26	17° 15' 46.9"	96° 53' 56.2"	X			+	o	+				o	o	o	o	o	o	o	o
AC27a	17° 15' 42.5"	96° 53' 50.7"	X			+	o	o				+	+	+	#	+		o	
AC29	17° 11' 29.8"	96° 51' 58.6"	X			+		+			Apt	o	o		+			+	
AC37	17° 5' 39.6"	96° 48' 54.3"	X			+	o	+			Apt	+	o	o	+				
AC38	17° 5' 15.7"	96° 48' 28.8"	X	(o) Pm		+	+	+			Apt	o	+	o	+				
AC39	17° 5' 40.9"	96° 50' 0.6"	X	(+) Pm		+	+	+			Apt	+	+		+			+	
AC40	17° 5' 19.5"	96° 50' 18.7"	X			+	+	+			Apt	o			+	X			
AC41	17° 5' 9.3"	96° 50' 5.5"	X			+	+	+			Apt	#	+		+				
AC42	17° 6' 5.2"	96° 48' 18.2"	X			+	+	o			Apt	+	+		+				
AC47	17° 6' 43.1"	96° 48' 2.5"	X	(#) Pm		+	o	+			Apt	+	+		#	+	o		
AC48	17° 7' 12.6"	96° 49' 8.7"	X			+		+			Apt	+	o		+				
AC49	17° 9' 25.4"	96° 50' 54.6"	X			+		o			Apt	+	+		+				
AC50	17° 9' 17"	96° 51' 16.6"	X			#		+			Apt	+	o	+	+	o			
AC67a	17° 7' 2.8"	96° 53' 28.3"	X			#	+	o			Apt	2			#	+			
PCY34b1	17° 07' 42.2"	96° 51' 42.6"	X			#	+	+			(+) Apt	+	+		#	+		+	
PCY34b	17° 07' 42.2"	96° 51' 42.6"	\$			+		+	\$	+		+		o	o	#			
PCY43	17° 12' 42.9"	96° 51' 34"	X			#	+	+			+	o		+	o	o			
PCY55	17° 5' 9.3"	96° 50' 7.3"	X			+	#	+			Apt	+	o		+			+	o
PCY61	17° 7' 1.3"	96° 48' 23.1"	X			+	o	+			Apt	+	+		+				
PCY65	17° 7' 2.6"	96° 50' 29.9"	X			+	o	+			Apt	+			+			o	
PCY66	17° 7' 25.4"	96° 50' 25.3"	X			+	o	+			Apt	+			+	o			
PCY71	17° 9' 14.9"	96° 51' 18.8"	X			+	o	+			Apt				o	o	o		o

Tabla VI.1.1. Lista de muestras de anortosita y mineralogía correspondiente. Donde o: <1%, +: 1-5, #: 6-15, x: 16-30; \$: 31-50, X: >50%, Apt: como antipertitas, Pm: pseudomorfo.

Leucogabros																					
Clave	Coordenadas		Mineralogía																		
	N	W	Primaria						Retrogresión y alteración												
			Pl	Opx	Cpx	Op	Ap	Hbl	Qtz	Kfs	Ep	Zo	Bt	Act/Trm	Ser/Ms	Chl	Ttn	Cal	leucoxeno	Srp	Zr
AC06b	17° 06' 28.3"	96° 51' 55.0"	X	(#) Pm	+	+			+	Apt	+	+			+	#	o	+		#	o
AC23d	17° 07' 36.6"	96° 51' 45.9"	X	(x) Pm	+	+	#	+		Apt	+	o	+	+		#		+			
AC56A	17°7'45.3"	96°51'40.4"	X	(#) Pm	+	+			+		+	o			#	#	+	+		+	
AC58	17°7'47.0"	96°51'37.3"	X	(#) Pm	+			+		Apt	+	o			#	#	o	+			
PCY5	17° 04' 51,5"	96° 50' 55.6"	X	(x) Pm	+	+			#	Apt	+	+			#	#		+			#
PCY34-A	17° 07' 42.2"	96° 51' 42.6"	X		#	+	o	+	+	(+) Apt	+				+	o		+			

Tabla VI.1.2.a. Lista de muestras de leucogabros y mineralogía correspondiente. Donde o: <1%, +: 1-5, #: 6-15, x: 16-30; \$: 31-50, X: >50%, Apt: como antipertitas, Pm: pseudomorfo.

Bolsones de minerales máficos asociados a leucogabros																				
Clave	Coordenadas		Mineralogía																	
	N	W	Pl	Opx	Cpx	Op	Ap	Anf	Qtz	Kfs	Ep	Zo	Bt	Act/Trm	Ser/Ms	Chl	Ttn	Cal	leucoxeno	Srp
AC23F	17°7'36.4"	96°51'45.9"		Pm	#	#	\$	+			+			#		#		+		#
AC56b (x2)	17°7'45.3"	96°51'40.4"		?	x	+	+	#			#	#				+	x		#	
PCY33-34 (x2)	17° 07' 40.2"	96° 51' 43.4"	#			x	#	#	#				+			x	+			#

Tabla VI.1.2.b. Lista de muestras de bolsones máficos y mineralogía correspondiente. o: <1%, +: 1-5, #: 6-15, x: 16-30; \$: 31-50, X: >50%, Apt: como antipertitas, Pm: pseudomorfo.

Gabronoritas ricas en óxidos de Fe-Ti (OAGN)																	
Clave	Coordenadas		Mineralogía (%±5)														
	N	W	Primaria						Secundaria								
			Pl	Opx	Cpx	Op	Ap	Hbl	Bt	Qtz	Kfs	Zo	Ser/Ms	Chl	Ttn	Cal	Tlc
AC09B	17° 04' 51,1"	96° 50' 41.5"	\$	x	#	#	+	o	o	+	Apt	o	o	o	o		+
AC15	17° 06' 38.2"	96° 52' 18.0"	\$	(o) Pm	#	#	x	#	#			o	+			+	
PCY95	17°08'2.4"	96°52'36.4"	\$			#			#					x		x	

Tabla VI.1.3. Lista de muestras de gabronoritas y su mineralogía correspondiente. Símbolos o: <1%, +: 1-5, #: 6-15, x: 16-30; \$: 31-50, X: >50%, Apt: como antipertitas, Pm: pseudomorfo.

Por otro lado, los bolsones máficos asociados a los leucogabros en afloramiento (ver capítulo Unidades geológicas; Tabla VI.1.2. b) están formados por piroxeno (~70%), óxidos de Fe-Ti (<25%) y apatitos (<15%; Fig. VI.1.2. e y f). En general, anfíbol verde, biotita café, serpentina, clorita, epidota y actinolita (presentes en cantidades variables) reemplazan casi totalmente al piroxeno (Fig. VI.1.2. f; Tabla VI.1.2. b), identificándose clinopiroxeno (con tamaños mayores a 5 mm) en aquellos lugares donde sobrevive como cristales relictos (Fig. VI.1.2. e). El cuarzo, presente en porcentajes menores, se infiere como el producto de las reacciones de alteración de los piroxenos. La plagioclasa, alterándose a sericita y en contacto con óxidos y piroxenos, puede o no estar presente dentro de estos bolsones. Los opacos poseen formas anhedrales, tamaños mayores a 5 mm y casi siempre están en contacto con apatito, llegando a tener inclusiones de éste. El apatito es subhedral a anhedral con tamaños entre grano medio y fino, alcanzando ocasionalmente tamaños menores a 0.25 mm. La titanita reemplaza total o parcialmente a los óxidos de Fe-Ti (Fig. VI.1.2. e), encontrándosele asociada a cantidades menores de rutilo y hematita. Otros minerales de alteración presentes en la roca corresponden a leucoxeno y sericita.

VI.1.3. Gabronoritas Ricas en Óxidos de Fe-Ti y Apatito (OAGN– *oxide-apatite gabbronorite*)

Estas rocas están principalmente constituidas por orto- y clinopiroxeno (~25-30%), plagioclasa (~35-65%), óxidos de Fe-Ti (~10-20%) y apatitos (~5-10%) (Fig. VI.1.3. a; Tabla VI.1.3). Poseen tamaños de grano entre medio a fino, con texturas granoblásticas inequigranulares definidas por la plagioclasa (Fig. VI.1.3. a). Los contactos entre los cristales tienden a ser lobulados y suaves. La plagioclasa posee maclas polisintéticas y pueden o no ser antipertíticas (Fig. VI.1.3. a). En general, los óxidos de Fe-Ti y apatitos están preferencialmente asociados a los piroxenos (Fig. VI.1.3. a, b, c y d), los cuales muestran formas subhedrales sin ninguna orientación preferente (Fig. VI.1.3. a y b).

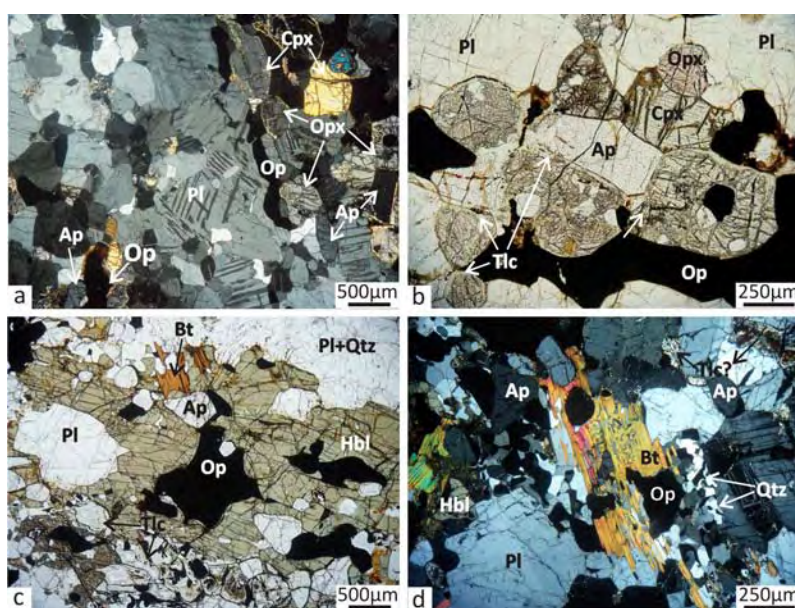


Figura VI.1.3. Fotomicrografías de las gabronoritas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito. **a. NX-4x**, muestra AC09B. Mineralogía de la roca y textura granoblástica inequigranular con bordes lobulados. **b. NII-10x**, muestra AC09B. Piroxenos subhedrales sin orientación preferente alterándose a talco hacia los bordes. Los piroxenos están asociados a opacos y apatitos. **c. NII-4x**, muestra AC15. Hornblenda verde y biotita reemplazando totalmente a los piroxenos. Textura poikiloblástica definida por inclusiones de opacos y apatitos en la hornblenda. **d. NX-10x**, muestra AC15. Intercrecimiento simplectítico de biotita y cuarzo. Óxidos de Fe-Ti y apatitos asociados a la biotita.

Hornblenda (Fig. VI.1.3. c), biotita (Fig. VI.1.3. d) y talco (Fig. VI.1.3. b y c), en cantidades variables, son el producto de la retrogresión y alteración de los piroxenos; observándose desde texturas coroníticas de talco alrededor de los piroxenos (Fig. VI.1.3. b) en las rocas menos alteradas, hasta el reemplazamiento total de estos por hornblenda y biotita anhedrales y sin orientación preferente (Fig. VI.1.3. c y d), o bien por pseudomorfos de talco y clorita (Fig. VI.1.3.c). También se observan texturas de intercrecimiento simplectítico, tanto entre hornblenda y cuarzo como entre biotita y cuarzo (Fig. VI.1.3. d), así como texturas poikiloblásticas definidas por inclusiones de óxidos de Fe-Ti y apatitos en hornblendas y biotitas, (Fig. VI.1.3. c y d). Mientras que la titanita se observó en cantidades accesorias, tanto la sericita y la epidota (presentes debido a la alteración de la plagioclasa) como el cuarzo (producto de reacciones de retrogresión a facies anfibolitas que involucran piroxenos) se encuentra en estas rocas en cantidades menores. Adicionalmente, extinción ondulatoria en plagioclasa y cuarzo, fracturas y contactos aserrados y lobulados entre granos indican procesos de deformación y recristalización.

VI.1.4. Ortogneises Graníticos

Estas rocas están compuestas por cuarzo (10-35%) + plagioclasa (15-50%) + feldespato potásico (5-45%; principalmente de tipo microclina) + clinopiroxeno (0-10%) + ortopiroxeno (0-15%) ± granate (0-28%; Fig. VI.1.4.1. a; Tabla VI.1.4.a). Son ricas en minerales accesorios como apatitos (<5%), opacos (<15%), xenotima, zircones y/o titanita y como productos de retrogresión o alteración poseen hornblenda, zoisita, epidota, clorita, actinolita, serpentina, biotita y/o sericita en cantidades variables (Tabla VI.1.4.a). Basados en porcentajes de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, estimados de manera visual, la clasificación ígnea de estas rocas corresponde a granitos, granodioritas, tonalitas, cuarzo-monzodioritas y cuarzo-monzonitas (Fig. VI.1.4.2.). El tamaño de grano predominante varía entre medio y fino, observándose en algunas rocas tamaños gruesos. Texturas granoblásticas inequigranulares de contactos lobulados son definidas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Fig. VI.1.4.1. b, c, d, e y f); aunque también se observaron contactos aserrados y rectos que definen ángulos de 120° (Fig. VI.1.4.1. a, b). Además, se encontró el desarrollo de bandas cuarzo-feldespáticas (con o sin opacos) intercaladas con bandas ricas en minerales máficos (e.g. AC22b).

Relictos de plagioclasa de grano grueso están recristalizados hacia los bordes y los contactos con los cristales que les rodean son lobulados o aserrados, definiendo así texturas porfidoclásticas (Fig. VI.1.4.1. c y d). Estas plagioclasas relictas ocasionalmente poseen inclusiones de minerales máficos, óxidos de Fe-Ti y apatito (Fig. VI.1.4.1. c). Texturas tanto antipertíticas (Fig. VI.1.4.1. c) como pertíticas y mesopertíticas se observan en algunos cristales de plagioclasa y feldespato potásico (comúnmente microclina; Fig. VI.1.4.1. e), respectivamente. La sericita es el producto de alteración de la plagioclasa y el cuarzo, en algunas rocas, posee formas elongadas (4 mm de largo), estando inmerso en una matriz cuarzo-feldespática de grano fino (Fig. VI.1.4.1. e).

El orto- y el clinopiroxeno son subhedrales a anhedrales, de grano fino a medio (Fig. VI.1.4.1. a, b, f y g), ocasionalmente se observan como inclusiones dentro del cuarzo (Fig. VI.1.4.1. b y f) y son reemplazados, principalmente, por hornblenda verde anhedral (Fig. VI.1.4.1. c y d) así como por

biotita café, en menor cantidad. La hornblenda define texturas coroníticas alrededor de piroxeno, opacos y apatito (Fig. VI.1.4.1. g), de intercrecimiento simplectítico con cuarzo (e.g. muestra AC17; VI.1.4.1. g) y poikilíticas con inclusiones de apatito y óxidos de Fe-Ti. Estos últimos minerales están frecuentemente asociados a los piroxenos (Fig. VI.1.4.1. a, g y f).

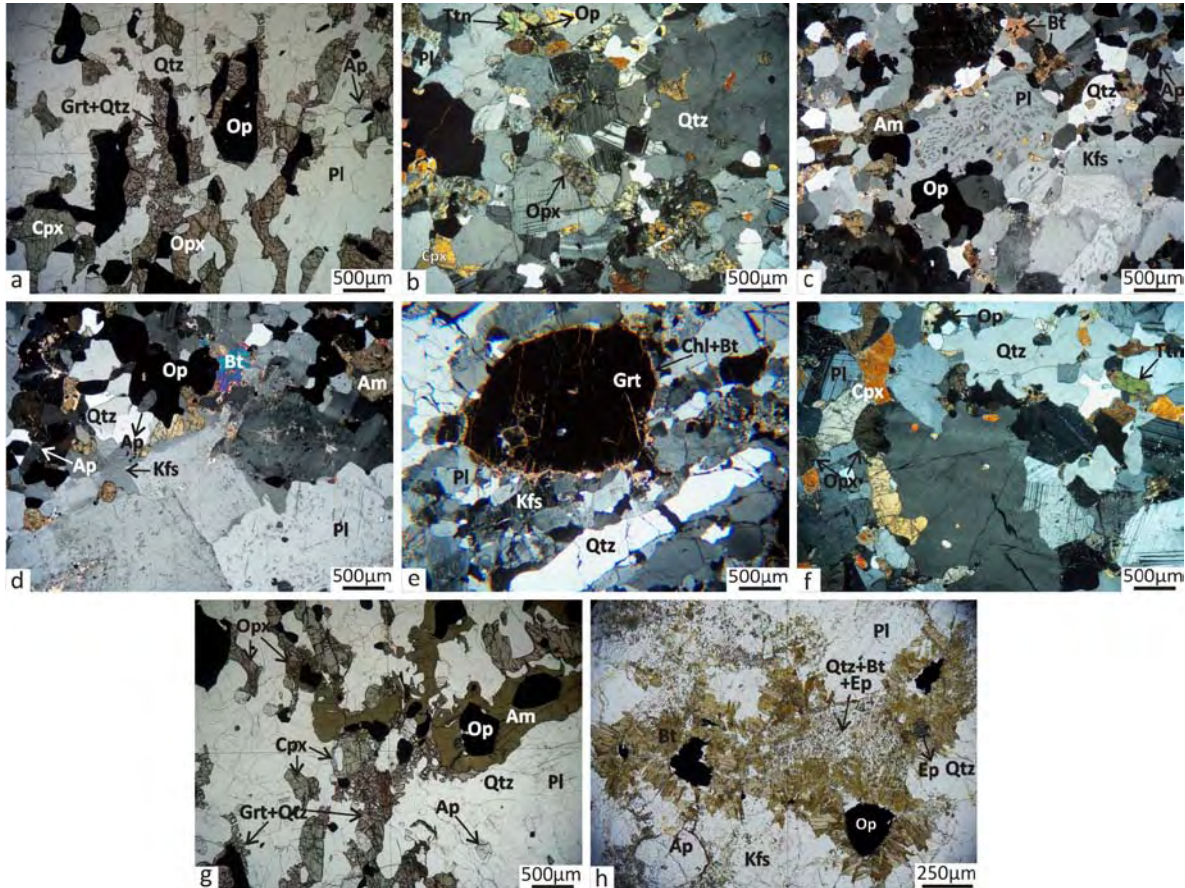


Figura VI.1.4.1 Fotomicrografías de los ortogneises graníticos. **a. NII-4x**, muestra AC17. Mineralogía en la roca e intercrecimiento simplectítico de granate y cuarzo alrededor del piroxeno y óxidos de Fe-Ti. **b. NX-4x**, muestra AC65a. Textura granoblástica inequigranular de bordes lobulados, excepto hacia el centro de la fotomicrografía donde se observan contactos rectos formando ángulos de 120°. **c. NX-4x**, muestra PCY33a. Textura granoblástica inequigranular de bordes lobulados y suaves. Plagioclasa antiperítica relictas (centro de la fotomicrografía), con inclusiones de óxidos de Fe-Ti y hornblenda. **d. NX-4x**, muestra PCY33a. Textura granoblástica y relictos de plagioclasas (parte inferior de la fotomicrografía). **e. NX-2.5x**, muestra AC55a. Textura granoblástica inequigranular con cuarzo elongado y textura porfidoblástica definida por el granate (con inclusiones de cuarzo). **f. NX-4x**, muestra AC65a. Textura granoblástica inequigranular, piroxenos sub- y anhedral, extinción ondulatoria y maclas de deformación en cuarzo y plagioclasa, respectivamente. **g. NII-4x**, muestra AC17. Hornblenda verde reemplazando a los piroxenos y formando coronas alrededor de éstos y de los minerales opacos. Nótese que en algunos sectores la hornblenda se encuentra intercrecida simplectíticamente con cuarzo. **h. NII-10x**, muestra AC16. Granito muy alterado, el cual muestra pseudomorfos de Bt + Qtz ± Ep. La también se observa coronando a los óxidos.

El granate, que puede o no estar presente, se encuentra ya sea como porfidoblóstos (≤ 3 mm) subhedrales a anhedral y con inclusiones de cuarzo y opacos (Fig. VI.1.4.1. e), o bien intercrecido con cuarzo en coronas simplectíticas alrededor de piroxeno, hornblenda, opacos y apatito (e.g. muestra AC17; VI.1.4.1. a y g). Texturas similares de intercrecimiento simplectítico entre el granate y el cuarzo en relación con los minerales mencionados, han sido anteriormente reportadas tanto en el sur (Keppie *et al.*, 2001) y norte (Solari *et al.*, 2003) del Complejo Oaxaqueño como en otros

aflorescencias de Oaxaca: Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003), Gneis Huiznopala (Lawlor *et al.*, 1999) y Gneis Novillo (Ortega-Gutiérrez, 1978); siendo interpretadas como el producto de reacciones del metamorfismo prógrado a relativa alta presión (Weber y Köhler, 1999; Keppie *et al.*, 2001; Weber y Hecht, 2003), de enfriamiento isobárico (Lawlor *et al.*, 1999; Solari *et al.*, 2003; Weber y Hecht, 2003) o debidas a un aumento de la presión a temperatura constante (Ortega-Gutiérrez, 1978).

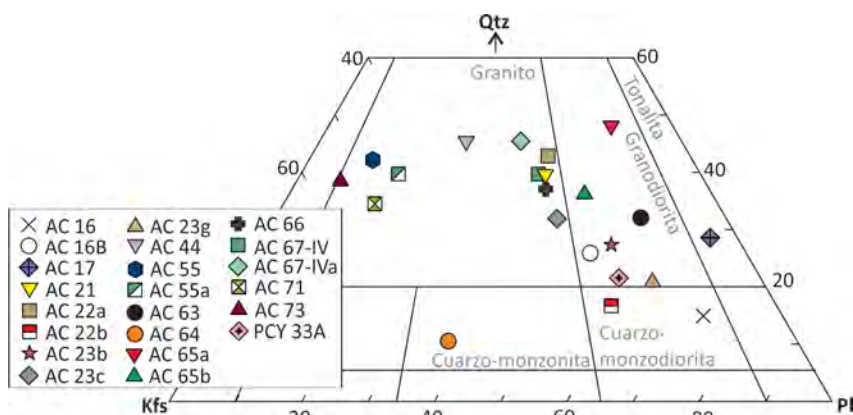


Figura VI.1.4.2. Clasificación de las rocas graníticas asociadas espacialmente a la anortosita Cacaotepec. Porcentajes de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico estimados de manera visual, luego normalizados al 100% para ser graficados en el diagrama de clasificación para rocas graníticas (Streckeisen, 1976).

En otros terrenos granulíticos en el mundo, estas coronas simplectíticas de granate y cuarzo alrededor de plagioclasa, piroxeno, opacos y/u hornblenda, en rocas graníticas, intermedias y básicas, han sido reportadas como el producto de reacciones minerales ocurridas durante enfriamiento isobárico posterior al pico metamórfico (Sheraton *et al.*, 1980; Harley y Hensen, 1990; Harley, 1992; Appel *et al.*, 1998; Zhao *et al.*, 1999). En el área de estudio, la roca en donde se encontró esta textura (AC17) posee también hornblenda retrógrada, que puede o no estar intercrecida simplectíticamente con cuarzo, lo que soporta su formación en condiciones de enfriamiento isobárico. Las posibles reacciones que dieron lugar a la formación de estas texturas son dadas en la tabla VI.1.4.b. Adicionalmente, en rocas alteradas el granate se encuentra transformándose a clorita.

Pseudomorfos de $\text{Chl} + \text{Bt} + \text{Srp} \pm \text{Qtz} \pm \text{Act} \pm \text{Zo} \pm \text{Ep}$ reemplazan tanto al piroxeno como a la hornblenda en las rocas más alteradas; siendo la biotita (color café amarillento) y la clorita (verde o incolora), ambos de hábito escamoso y orientación aleatoria, los principales minerales de reemplazamiento (Fig. VI.1.4.1. h). Biotita y/o clorita también se observan formando coronas alrededor de minerales opacos (Fig. VI.1.4.1. h). Los óxidos de Fe-Ti poseen formas anhedrales y esqueletales y tamaños de grano entre medio y fino, encontrándoseles generalmente asociados a minerales máficos y apatitos (Fig. VI.1.4.1. a, c, d, f, g, y h). Rutilo (en menor cantidad) y titanita reemplazan total o parcialmente a algunos de estos óxidos (ilmenita). Los apatitos poseen formas subhedrales a anhedrales y tamaños menores a 1mm. Desarrollo de fracturas, zonas cataclásticas, maclas de deformación, extinción ondulatoria, generación de subgranos y bordes entre granos aserrados, lobulados y rectos evidencian procesos de deformación, recuperación, así como recristalización por migración de bordes de granos y por reducción de área de borde de grano.

Ortogneises graníticos																										
Clave	Coordenadas		Nombre	Mineralogía																						
	N	W		Primarios						Retrogresión y alteración																
				Pl	Opx	Cpx	Op	Ap	Qtz	Kfs	Anf	Act	Gr	Ep	Zo	Bt	Ser/Ms	Chl	Ttn	Rt	Xtm	Zr	Srp	Cal		
AC16	17° 06' 41.6"	96° 52' 28.3"	Ortogneis cuarzo-monzonítico	\$			+	+	#	#							+	x			o	o		o	o	
AC16B (x2)	17° 06' 41.6"	96° 52' 28.3"	Ortogneis granodiorítico	\$			+			x	x						+	+		+	+			+		
AC17 (x2)	17° 06' 47.5"	96° 52' 58.2"	Ortogneis tonalítico con piroxeno y granate	\$	x	#	#	+	#	+	+			#										+	o	
AC21	17° 07' 35.8"	96° 51' 50.1"	Ortogneis granítico con anfíbol	x	Pm		#	+	x	#						o				#			+		#	+
AC22a	17° 07' 35.8"	96° 51' 48.5"	Ortogneis granítico	x	Pm		+	+	x	#					o				+	x			o		+	
AC22b	17° 07' 35.8"	96° 51' 48.5"	Ortogneis cuarzo-monzonítico bandeado	x	Pm		+		+	#			+		o		o		+	#	o			o	#	
AC23b	17° 07' 36.6"	96° 51' 45.9"	Ortogneis granodiorítico con anfíbol	x			#	+	#	#	#				o		+						o	+	o	
AC23c	17° 07' 36.6"	96° 51' 45.9"	Ortogneis granítico	x			#	+	#	#					+	+				#		o	+	o	+	
AC23g	17° 07' 36.6"	96° 51' 45.9"	Ortogneis granodiorítico	x		+	#	+	#	#			#		o		+			#					+	
AC44	17° 4' 52"	96° 47' 58.6"	Ortogneis granítico	x	Pm (#)		#		\$	x									#	+	+			+		
AC55	17° 7' 35.7"	96° 51' 53.6"	Ortogneis granítico granatífero	#			o		\$	\$			#				+	+	+	+						
AC55a	17° 7' 35.7"	96° 51' 53.6"	Ortogneis granítico granatífero	#			+		x	\$			x							+						
AC63	17° 08' 57.4"	96° 53' 22.5"	Ortogneis granodiorítico	\$			o	#	x	#							+		+							
AC64	17° 9' 8.8"	96° 53' 49.6"	Ortogneis cuarzo-monzonítico	#	Pm (x)		x	#	#	x										#	x				+	
AC65a	17° 9' 0.3"	96° 53' 38.9"	Ortogneis granodiorítico con piroxenos	x	+	x	+	#	x	+	o								o				+			
AC65b	17° 9' 0.3"	96° 53' 38.9"	Ortogneis granodiorítico	\$			o	#	x	x									+	+						
AC66	17° 7' 0.8"	96° 53' 24.1"	Ortogneis granítico	x	Pm (#)		#	o	x	x									#	+	+	o			+	
AC67-IV	17° 7' 5.4"	96° 53' 33.9"	Ortogneis granítico	x			+	+	\$	x							+	+	+				+			
AC67-IVa	17° 7' 5.4"	96° 53' 33.9"	Ortogneis granítico con hornblenda	x	+				x	x	#						#			+		#	o			
AC71	17° 08' 3.3"	96° 52' 39.1"	Ortogneis granítico	#			+		x	\$					o	+	+	+	+	o				o		
AC73	17° 05' 28.1"	96° 52' 59.9"	Ortogneis granítico	#			+		\$	\$							+	+	+	o			o			
PCY33A	17° 07' 40.2"	96° 51' 43.4"	Ortogneis granodiorítico con anfíbol	x			#	+	#	#	#								+	+			+	o	o	

Tabla VI.1.4.a. Lista de muestras de los ortogneises graníticos y mineralogía correspondiente. Símbolos o: <1%, +: 1-5, #: 6-15, x: 16-30; \$: 31-50, X: >50%, Pm: pseudomorfo.

VI.1.5. Diques Ultrabásicos

En campo se observó que estos cuerpos son bastante heterogéneos, mostrando mineralogías diferentes en algunos sectores del dique (ver unidades litológicas; Fig. V.4). En aquellos sectores de los diques conformados principalmente por piroxenos con cantidades menores de óxidos de Fe-Ti y apatito (Tabla VI.1.5), el tamaño de grano es variable observándose, tanto megacristales (Fig. VI.1.5.a) como granos recrystalizados con tamaños entre fino y medio (Fig. VI.1.5.b). En este último caso los contactos entre piroxenos pueden ser lobulados o suaves y rectos (Fig. VI.1.5.b). En estos sectores los productos de alteración consisten en anfíbol verde amarillento (Fig. VI.1.5.c), epidota, zoisita, clorita, serpentina y/o talco (Fig. VI.1.5.d).

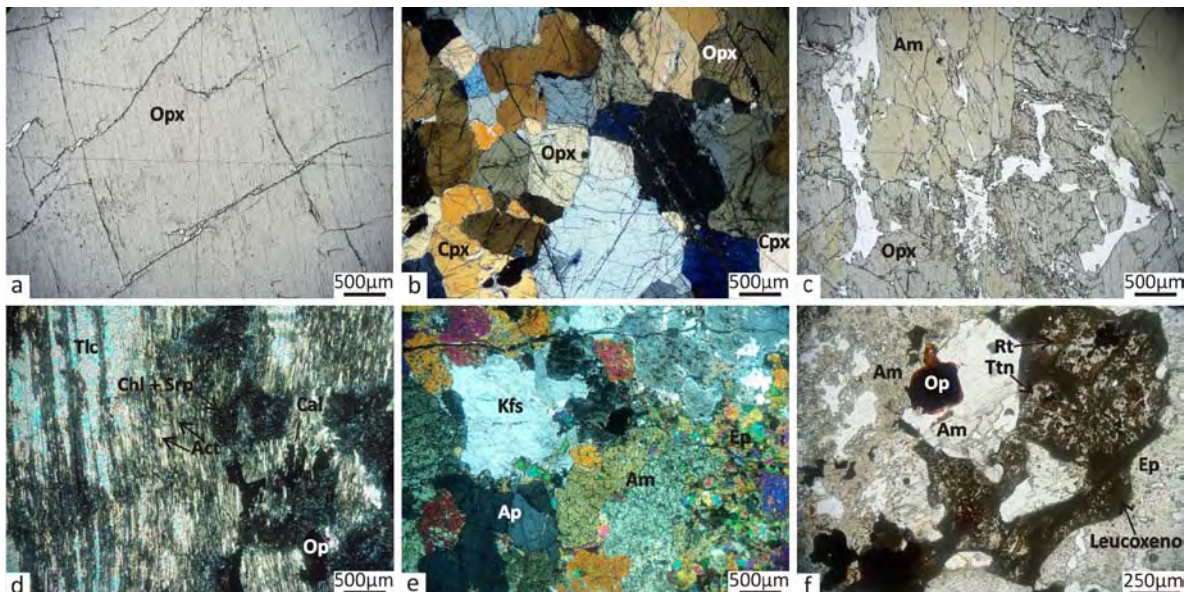


Figura VI.1.5. Fotomicrografías de los diques ultrabásicos. **a.** NII-4x, muestra PCY34. Megacristal de Opx, el cual cubre todo el campo óptico. **b.** NX-4x, muestra PCY72. Opx y Cpx recrystalizados, donde los contactos entre los granos tienden a ser rectos y suaves. **c.** NII-4x, muestra PCY34. Megacristal de ortopiroxeno alterándose a anfíbol verde. **d.** NX-4x, muestra PCY73. Megacristales de piroxenos alterados a Chl + Srp + Tlc + Cal. Óxidos de Fe-Ti se encuentran como inclusiones. **e.** NX-4x, muestra AC59. Partes del dique ultramáfico que poseen feldespato potásico. En la fotomicrografía se observa Kfs, Ap, Anf y Ep. **f.** NII-4x, muestra AC23e2. Rt, Ttn y Hem reemplazado a la ilmenita.

Por otro lado, en los sectores de estos diques compuestos también por feldespato potásico (Tabla VI.1.5), éste mineral se observó siempre en compañía de minerales de reemplazamiento de piroxenos, tales como anfíbol verde (anhedral y con tamaño de grano de medio a fino), agregados de epidota (anhedral y de tamaño fino) y calcita (de tamaño muy fino; Fig. VI.1.5.e). El feldespato posee tamaños de grano entre fino y grueso, extinción ondulatoria y textura granoblástica de contactos lobulados (Fig. VI.1.5.e). El cuarzo, presente en cantidades pequeñas y con tamaño de grano fino, es el producto de reacciones de reemplazamiento de piroxenos. Los óxidos de Fe-Ti y apatito se presentan como inclusiones de formas y tamaños variables en los piroxenos; entre tanto el rutilo, la titanita, la hematita y el leucosidero reemplazan total o parcialmente a la ilmenita (Fig. VI.1.5.f). Adicionalmente, extinción ondulatoria en piroxenos y feldespato potásico indican procesos de deformación cristaloplástica y los bordes de los granos lobulados y rectos indican procesos de recrystalización.

	Simplectita	Reacción	Autor
1		Opx + Pl = Grt +Qtz	Harley y Hensen (1990) y Harley y Hensen (1990)
2		Opx + Cpx + Pl = Grt + Qtz	Harley y Hensen (1990) y Appel <i>et al.</i> (1998)
3		Pl + Opx + H ₂ O = Hbl + Grt + Qtz	Sheraton <i>et al.</i> (1980)
4	Grt+Qtz	6 Opx + 2 An = 2 Grt + Qtz	Sheraton <i>et al.</i> (1980)
5		Pl + magnetita = Grt + Qtz + Oxígeno	Sheraton <i>et al.</i> (1980)
6		2 Opx + An = Grt + Qtz	Sheraton <i>et al.</i> (1980)
7		Cpx + Pl = Grt + Qtz	Harley y Hensen (1990) y Dasgupta <i>et al.</i> (1993)
8	Hbl+Qtz	Opx + Cpx+ Pl + H ₂ O = Hbl + Qtz	Zhao <i>et al.</i> (1999)

Tabla VI.1.4.b. Lista de posibles reacciones minerales que dieron lugar a la formación de texturas simplectíticas en los ortogneises graníticos del área de estudio.

Diques ultrabásicos																						
Clave	Coordenadas		Mineralogía																			
	N	W	Pl	Opx	Cpx	Op	Ap	Anf	Qtz	Kfs	Ep	Zo	Act/Trm	Ser/Ms	Chl	Ttn	Rt	Cal	leucoxeno	Tlc	Srp	
AC23e2	17° 07' 36.6"	96° 51' 45.9"			\$	+	+	#	+		x	#				+	o		+			
			X		+			+			+			+								
AC57	17°7'46.6"	96°51'38.8"				+	#	\$	+	x	x	+				o	+		+		+	
AC59	17°7'49.1"	96°51'52.4"				+	#	\$	+	x	x	+				o	+		+		+	
PCY34 (x2)	17° 07' 42.2"	96° 51' 42.6"		X				x			+	+										
PCY72	17°9'7.6"	96°51'19.3"		X	x	+		+			+					+						
PCY73	17°9'16.6"	96°51'16.1"		Pm		+	#	+	+				#			x			#		x	#

Tabla VI.1.5. Lista de muestras de los diques ultrabásicos y mineralogía correspondiente. Símbolos o: <1%, +: 1-5, #: 6-15, x: 16-30; \$: 31-50, X: >50%, Pm: pseudomorfo.

Otras rocas en el área de estudio																					
Clave	Coordenadas		Litología	Mineralogía																	
	N	W		Pl	Crd	Cpx	Op	Ap	Grt	Hbl	Qtz	Kfs	Ep	Zo	Bt	Ser/Ms	Chl	Ttn	Rt	Xtm	Zr
AC67-II	17°7'5.4"	96°53'33.9"	Paragneises	x	?		+	+	#		\$	#		o	#	+	+			o	o
AC67-III	17°7'5.4"	96°53'33.9"	Paragneises	#			+		x		\$	#			+				+		o
AC11	17° 04' 59,7"	96° 51' 13,4"	Dique aplítico	#							x	\$	#		#						
DA-AC 11	17° 04' 59,7"	96° 51' 13,4"	Dique anfibolítico	\$		+			o	\$	#		+	+					+		
AC32c	17° 15' 24.1'	96° 53' 28.2"	Granito	\$			+		o		x	x			+						o
AC33	17° 11' 30'	96° 53' 17.8"	Granito	\$			+		o		x	x	o	o	+	+				o	
AC34	17° 13' 3.6'	96° 51' 43.8"	Cuarzo-monzodiorita	X			+	+			+	#	+	+	+				+	+	

Tabla VI.1.6. Lista de muestras de otras litologías presentes en el área de estudio y mineralogía correspondiente. Símbolos o: <1%, +: 1-5, #: 6-15, x: 16-30; \$: 31-50, X: >50%.

VI.1.6. Paragneises

Los paragneises estudiados petrográficamente (AC67II y AC67III) están compuestos principalmente por plagioclasa (15-30%), cuarzo (40-50%), feldespato potásico (~15%), granate (10-30%), biotita ($\leq 15\%$) y en cantidades accesorias rutilo, clorita, óxidos de Fe-Ti y apatito (Tabla VI.1.6). Estas rocas poseen texturas granoblásticas inequigranulares de bordes aserrados y suaves, definidas por cuarzo y feldespato con tamaños de grano entre 3 mm y 0.2 mm. El granate, de formas anhedrales a subhedrales, define en la roca tanto texturas porfidoblástica (0.4 mm y 6 mm) y poikiloblástica (con inclusiones de plagioclasa, apatito, ortopiroxeno y rutilo), como agregados, los cuales en una de estas rocas parecen estar orientados de manera preferente. La biotita, de tamaño fino, hábito escamoso y sin orientación preferente, junto con zoisita, clorita y cuarzo reemplazan al granate. La sericita es encontrada como la alteración de la plagioclasa y la clorita como alteración del granate y de la biotita. Procesos de deformación cristaloplástica en esta litología son indicados por la extinción ondulatoria en plagioclasa, feldespato potásico mesopertítico y cuarzo. Los paragneises, identificados en campo debido a la presencia de grafito (ver capítulo V-unidades geológicas) y a un mejor desarrollo del bandeamiento, poseen cantidades menores de feldespato potásico respecto a las rocas graníticas.

VI.1.7. Otras rocas en el área de estudio

Otras rocas encontradas en el área de estudio (ver capítulo V- unidades geológicas) se describen a continuación en términos generales debido a que no son el objetivo principal de este estudio.

VI.1.7.1. Diques hipabisales

En general, estos cuerpos poseen texturas holocristalinas porfídicas, donde los diques máficos están compuestos principalmente por fenocristales subhedrales a anhedrales de hornblenda, plagioclasa y clinopiroxenos (éste en cantidades accesorias) de grano medio a grueso, inmersos en una matriz de cuarzo, hornblenda, plagioclasa y apatito. Por otro lado, los diques félsicos están constituidos por fenocristales subhedrales de grano medio tanto de ortoclasa como de plagioclasa y hornblenda (en menor cantidad), inmersos en una matriz de grano fino conformada por plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. La epidota, clorita, sericita y caolín se observan en cantidades accesorias como minerales de alteración (Tabla VI.1.6).

VI.1.7.2. Granito Etlá

Las muestras de esta unidad, tomadas en las cercanías al contacto con la anortosita, están compuestas por plagioclasa (~40%), feldespato potásico (25-30%), cuarzo (20-25%) y cantidades accesorias de apatito, biotita, titanita y opacos (Tabla VI.1.6). En general, esta roca es holocristalina y muestra texturas porfídicas, en algunos lugares, definidas por fenocristales de plagioclasa (algunas de ellas zoneadas) y feldespato potásico de grano grueso inmersos en una matriz de grano medio a fino. Presenta una disminución en el tamaño de grano hacia el contacto con el cuerpo anortosítico junto con un incremento en el contenido de plagioclasa, indicando la asimilación de este. Adicionalmente

es común encontrar texturas mirmequíticas. Para una descripción más completa de este cuerpo el lector es referido al trabajo de Ortega-Obregón *et al.* (2003).

VI.2 QUÍMICA MINERAL

Con el objetivo de comparar la composición química de los minerales en las diferentes litologías de la zona de estudio, análisis de espectrometría de longitud de onda de energía dispersada de rayos X (WDS por las siglas en inglés de *Wavelength-Dispersive X-Ray Spectroscopy*) fueron realizados en un meta-OAGN, un ortogneis granítico con piroxeno y granate y una meta-anortosita. Las fases mineralógicas analizadas corresponden a feldespato, anfíbol, piroxeno, granate, apatito y óxidos de Fe-Ti. Por otra parte, el contenido de anortita en la plagioclasa de las rocas anortosíticas se obtuvo a partir de análisis de difracción de rayos X (DRX) en dos muestras de meta-anortosita y en una de meta-leucogabro. Se trató que las muestras escogidas para los análisis de química mineral mostraran tanto la paragénesis y las texturas de las condiciones del pico metamórfico, así como el menor grado de retrogresión y alteración posible. En la tabla VI.2.0 se encuentra un resumen de las muestras y los minerales analizados así como de la técnica utilizada en cada caso. El cálculo de las fórmulas minerales se realizó a través distintas hojas de cálculo reportadas en la literatura, las cuales son citadas al hablar de cada mineral, o fueron elaboradas en este trabajo tratando de seguir la nomenclatura más actual de cada grupo mineral.

Los análisis de microsonda fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), Instituto de Geofísica (UNAM), en una microsonda JEOL JXA8900-R equipada con 5 espectrómetros de longitud de onda de energía dispersada de rayos X (WDS). Las condiciones de medición corresponden a: un voltaje de aceleración de 20 KV, una corriente (*probe current*) de 2.0×10^{-8} (A), un diámetro de haz de 1 μm y un tiempo de adquisición de 10 s. Por otro lado, los análisis de DRX fueron llevados a cabo en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología (UNAM) en un Difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni y tubo de cobre de foco fino, utilizando un portamuestras sin fondo. Las mediciones de 3 muestras fueron realizadas en escaneo por pasos con un “*step scan*” de 0.003° (2θ) en un intervalo entre 2θ de 2° a 70° y un tiempo de integración de 40 segundos por paso. Para la identificación y cálculo de las abundancias relativas de las fases presentes en cada roca, se usó el software incluido por el difractómetro basado en el método de Rietveld (el cual es una técnica de refinamiento de estructuras cristalinas).

Litología	Clave	Mineral analizado											Técnica	
		Opx	Cpx	Anf	Grt	Pl	Kfs	Mag	Ilm	Rt	Ttn	Ap		
Ortogenis granítico con piroxeno y granate	AC17	X	X	X	X	X	X	X	X					WDS
Meta-OAGN	AC09B	X	X			X	X	X	X				X	WDS
Meta-anortostita	PCY34b1					X	X	X	X	X	X	X		WDS
Meta-anortostita	AC47					X								DRX
Meta-anortostita	PCY71					X								DRX
Meta-leucogabro	AC23d					X								DRX

Tabla VI.2.0. Resumen de litologías, claves de las muestras y minerales analizados en la química mineral

VI.2.1. Feldespato

El feldespato fue estudiado químicamente a través de (1) 46 análisis puntuales de WDS, 6 en el meta-OAGN (4 en plagioclasa y 3 en feldespato potásico), 15 en la meta-anortosita (9 en plagioclasa y 6 en feldespato potásico) y 25 en el ortogneis granítico con piroxeno y granate (12 en plagioclasa y 13 en feldespato potásico) (Tabla VI.2.1); y (2) análisis de DRX en dos muestras de meta-anortosita y una muestra de meta-leucogabro con el fin de caracterizar la composición global de la plagioclasa en estas rocas (Anexo 1).

Mineral	Plagioclasa						Feldespato potásico					
	OAGN		Anortosita		Ortogneis granítico		OAGN		Anortosita		Ortogneis granítico	
Litología	AC09B		PCY34b1		AC17		AC09B		PCY34b1		AC17	
Muestra	AC09B		PCY34b1		AC17		AC09B		PCY34b1		AC17	
Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	60.31	62.06	61.92	61.55	63.23	62.41	63.23	64.06	63.85	64.31	65.33	64.87
Al ₂ O ₃	24.52	23.99	22.90	23.53	23.59	23.43	18.83	18.86	17.96	18.08	18.17	17.92
FeO	0.10	0.13	0.07	0.09	0.14	0.07	0.04	0.05	0.00	0.01	0.03	0.00
CaO	6.54	5.22	5.23	5.88	5.82	5.68	0.10	0.05	0.01	0.01	0.23	0.09
Na ₂ O	7.49	7.84	7.80	7.50	7.51	7.63	0.57	0.45	0.81	1.02	1.66	1.12
K ₂ O	0.22	0.38	0.13	0.12	0.19	0.39	14.26	14.41	15.86	15.47	14.45	15.46
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.05	0.05	0.02	0.04	0.02	0.03
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	2.53	2.03	1.25	1.22	0.62	0.81
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
SrO	0.08	0.10	0.09	0.09	0.05	0.07	0.16	0.13	0.14	0.12	0.08	0.07
Total	99.35	99.74	98.14	98.75	100.56	99.70	99.78	100.09	99.91	100.30	100.59	100.36
Formula	8 oxígenos y 5 cationes											
Si	2.70	2.76	2.79	2.76	2.78	2.77	2.96	2.98	2.99	2.99	3.00	3.00
Al	1.29	1.26	1.22	1.24	1.22	1.23	1.04	1.03	0.99	0.99	0.98	0.98
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total T	4.00	4.02	4.01	4.01	4.01	4.00	4.01	4.01	3.98	3.98	3.99	3.98
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01
Ca	0.31	0.25	0.25	0.28	0.27	0.27	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.65	0.67	0.68	0.65	0.64	0.66	0.05	0.04	0.07	0.09	0.15	0.10
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.85	0.85	0.95	0.92	0.85	0.91
Total M	0.98	0.94	0.94	0.94	0.93	0.95	0.96	0.94	1.04	1.03	1.02	1.03
An	32.17	26.29	26.83	30.01	29.70	28.48	5.41	4.23	2.26	2.23	2.20	1.85
Ab	66.53	71.43	72.39	69.29	69.15	69.21	5.37	4.37	7.07	8.88	14.56	9.71
Or	1.30	2.28	0.78	0.70	1.15	2.32	89.22	91.39	90.67	88.89	83.24	88.44

Tabla VI.2.1. Análisis químicos representativos del feldespato dados en %wt y respectivas formulas minerales.

En las diferentes litologías, los análisis puntuales de WDS en la plagioclasa fueron realizados en aquellas áreas del mineral que se observan homogéneas, tanto en plagioclasas relicto (que presentan exsoluciones) como en los cristales neoformados. Mientras que el feldespato potásico analizado en el ortogneis granítico corresponde a cristales homogéneos (evitándose aquellos cristales con texturas peritíticas o mesopertíticas) pertenecientes a la paragénesis del pico metamórfico; el feldespato potásico analizado en la meta-anortosita y en el meta-OAGN corresponden a granos intersticiales formados durante del proceso de recristalización (a partir de la exsolución del componente más potásico en la plagioclasa), o en el caso de la anortosita podrían tener también un origen magmático.

El cálculo de las formulas minerales del feldespato se realizó a través de la hoja de cálculo CALCMIN (Brandelik, 2009). Análisis representativos y formulas minerales correspondientes son mostradas en la tabla VI.2.1 y la composición de todos los cristales analizados es ilustrada en la figura VI.2.1.a.

Aunque en la figura VI.2.1.a se observa que la composición química de la plagioclasa es similar en todas las litologías estudiadas a través de análisis de WDS, éste mineral muestra un rango composicional más pequeño en el ortogneis granítico ($An_{28.5}$ y $An_{29.7}$) que en el meta-OAGN ($An_{26.3}$ y $An_{32.2}$). Por otro lado, el rango composicional de la plagioclasa en las rocas anortosíticas obtenido a través de los análisis de WDS ($An_{26.8-30.0}$), aunque es muy similar a los observados en las otras litologías, difiere del reportado para estas rocas ($Al_{1.6} Ca_{0.6} Na_{0.4} O_8 Si_{2.4}$; equivalente a An_{55} ; Anexo 1) por los análisis de DRX. Esta diferencia puede deberse a (1) que el contenido de An en la plagioclasa de la muestra PCY34b1 (analizado por WDS) haya sido drásticamente disminuido por reacciones que consumen plagioclasa para formar granate (encontrado en la muestra como recrecimiento), hornblenda y epidota (ambos minerales encontrados aquí en cantidades menores, (Ashwal, 1993); ver descripción petrográfica y Tabla VI.1.1); y más probablemente (2) que aunque el método Rietveld empleado en los análisis de DRX parece ser efectivo en la determinación de las composiciones químicas en componentes isomorfos (Esteve, 2006; Melgarejo *et al.*, 2010), estos análisis están reflejando una composición de la plagioclasa sin el componente potásico (reportándose el feldespato potásico de manera separada como $Al K O_8 Si_3$) y no la composición global (e inicial) de ésta.

De igual manera, los rangos composicionales de los cristales intersticiales de feldespato potásico presentes en la meta-anortosita ($Or_{88.9-90.7}$) y en el meta-OAGN ($Or_{89.2-91.4}$) son similares y homogéneos variando tan solo en un ~2% en cada litología. Dichas composiciones son ligeramente mayores a las mostradas por el feldespato alcalino en el ortogneis granítico, correspondientes a $Or_{83.2-88.4}$ (Fig. VI.2.1.a, Tabla VI.2.1).

VI.2.2. Piroxenos

La fórmula de los piroxenos fue calculada a 6 oxígenos a través de la hoja de cálculo CALCMIN (Brandelik, 2009) siguiendo la nomenclatura para piroxenos del *International Mineralogical Association* (IMA)-1988 (Morimoto, 1988), utilizando el modelo de Droop (1987) para el cálculo de la proporción de hierro férrico y ferroso. Un total de 51 análisis puntuales se llevaron a cabo en cristales de piroxeno, de los cuales 30 mediciones se realizaron en la meta-OAGN (círculos rojos en la Fig. VI.2.1.b) y 21 análisis fueron realizados en el ortogneis granítico con piroxeno y granate AC17 (cuadrados verdes la Fig. VI.2.1.b; Tabla VI.2.2). En ambas litologías el orto- y el clinopiroxeno se encuentran en contacto entre ellos, con plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y, para el caso del ortogneis granítico, con cuarzo.

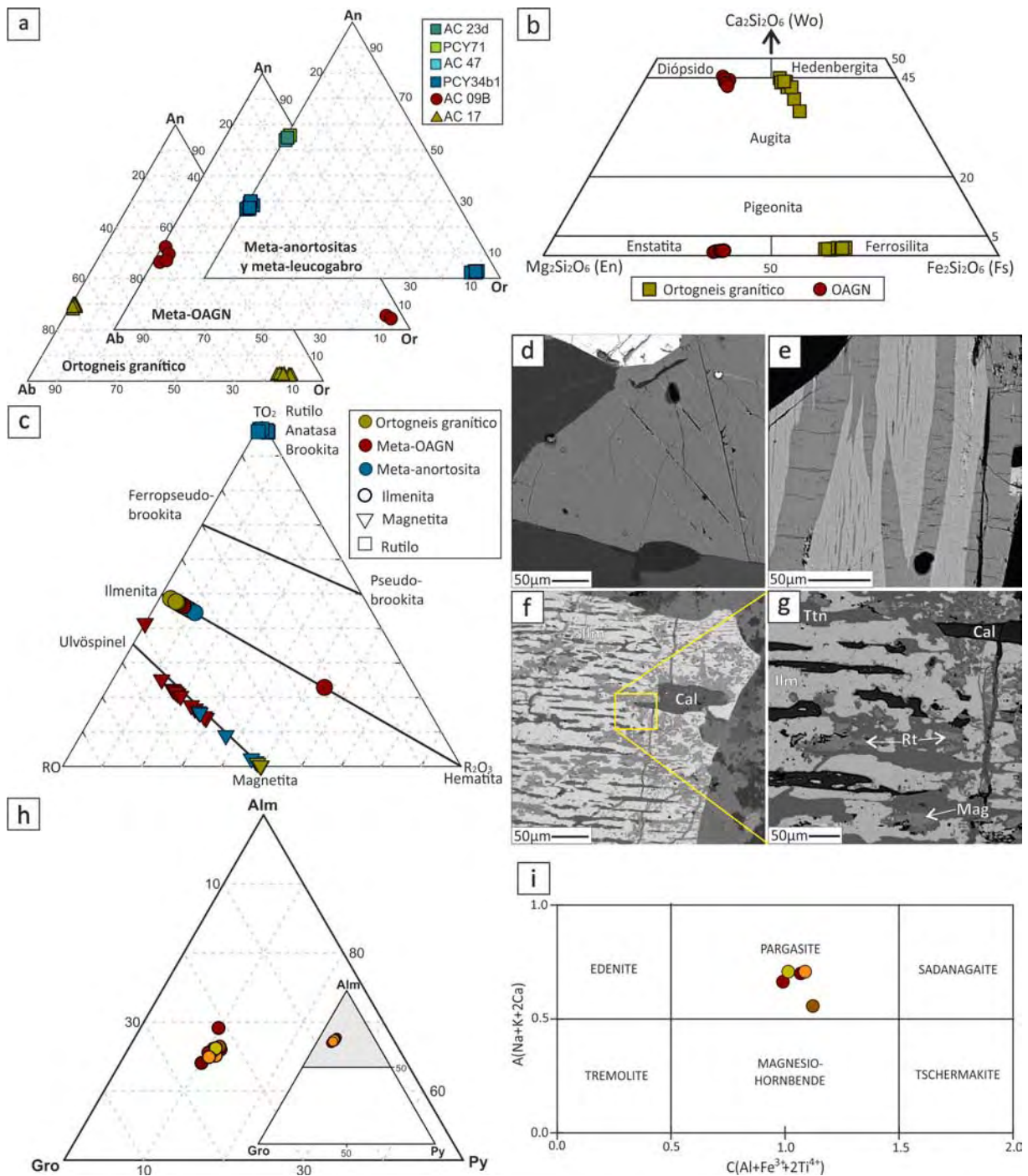


Figura VI.2.1. Diagramas composicionales de los minerales analizados. **a.** Diagrama ternario An-Al-Or mostrando la composición del feldespato. **b.** Diagrama de clasificación y variación química del piroxeno (Morimoto, 1988). **c.** Diagrama ternario RO-R₂O₃-TO₂ para la clasificación de los óxidos de Fe-Ti. **d-g.** Imágenes de electrones retrodispersados; **d.** exsoluciones no medibles (< 2 μm de grosor) en clinopiroxeno del ortogneis granítico AC17. **e.** Exsoluciones complejas entre la ilmenita y la magnetita, muestra AC09B. **f.** y **g.** Relaciones complejas entre magnetita, rutilo y titanita; muestra PCY34b1. **h.** Diagrama ternario de variación química del granate (Grew *et al.*, 2013). **i.** Diagrama de clasificación y variación química de los anfíboles (Hawthorne *et al.*, 2012).

Litología		OAGN								Ortogneis granítico								
Mineral		Ortopiroxeno				Clinopiroxeno				Ortopiroxeno				Clinopiroxeno				
Muestra		AC09B								AC17								
Análisis		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
SiO ₂		52.08	51.58	51.88	50.80	52.53	50.84	53.07	50.74	49.47	48.72	47.61	47.96	50.53	49.22	49.46	49.64	
TiO ₂		0.09	0.08	0.07	0.07	0.22	0.33	0.28	0.29	0.08	0.07	0.07	0.07	0.20	0.20	0.25	0.22	
Al ₂ O ₃		1.28	1.37	1.70	1.56	2.44	2.94	2.51	2.69	0.63	0.57	0.90	1.00	2.03	2.14	2.24	2.01	
Cr ₂ O ₃		0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	
FeO		23.46	22.75	23.96	23.65	9.73	10.72	10.53	10.92	36.57	35.92	37.08	37.41	16.83	19.97	18.75	21.53	
MnO		1.03	0.94	1.03	0.98	0.43	0.50	0.50	0.46	0.75	0.72	1.02	1.00	0.37	0.53	0.44	0.53	
MgO		22.27	22.45	21.49	22.06	12.97	12.52	13.00	12.87	11.81	12.58	11.56	10.80	8.41	8.22	7.87	8.31	
CaO		0.52	0.38	0.60	0.58	21.56	20.98	20.72	20.12	0.79	0.75	0.88	0.89	20.53	18.04	19.28	16.59	
Na ₂ O		0.01	0.03	0.03	0.04	0.74	0.87	0.83	0.88	0.03	0.01	0.02	0.13	0.73	0.63	0.65	0.68	
K ₂ O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total		100.75	99.59	100.77	99.75	100.62	99.70	101.45	98.98	100.14	99.33	99.14	99.26	99.63	98.94	98.94	99.51	
Formula		M₂ M₁ T₂ O₆																
T	Si	1.93	1.93	1.93	1.90	1.95	1.90	1.95	1.91	1.98	1.96	1.93	1.94	1.95	1.93	1.94	1.94	
	Fe ³	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Al	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.10	0.05	0.09	0.02	0.03	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06	
	Total T	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
M	Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.04	0.04	
	Fe ³	0.07	0.07	0.07	0.10	0.04	0.11	0.03	0.10	0.01	0.04	0.07	0.06	0.04	0.07	0.05	0.06	
	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	
	Fe ²	0.65	0.63	0.68	0.61	0.26	0.23	0.30	0.24	1.21	1.15	1.15	1.20	0.50	0.59	0.56	0.65	
	Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	
	Mg	1.23	1.25	1.19	1.23	0.72	0.70	0.71	0.72	0.70	0.75	0.70	0.65	0.48	0.48	0.46	0.49	
	Ca	0.02	0.02	0.02	0.02	0.86	0.84	0.82	0.81	0.03	0.03	0.04	0.04	0.85	0.76	0.81	0.70	
	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.05	0.05	0.05	
	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Total M	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	Wo	1.03	0.76	1.21	1.15	45.35	44.49	43.69	42.90	1.71	1.59	1.88	1.94	44.97	39.66	42.64	36.55	
En	61.20	62.33	59.78	60.77	37.96	36.94	38.14	38.17	35.45	37.35	34.43	32.74	25.63	25.15	24.23	25.49		
Fs	37.76	36.91	39.01	38.07	16.69	18.57	18.17	18.94	62.84	61.05	63.69	65.32	29.40	35.19	33.13	37.96		

Tabla VI.2.2. Análisis de la química representativos del piroxeno dados en %wt y respectivas formulas minerales.

A grandes rasgos, los cristales de piroxeno del ortogneis granítico muestran composiciones más ricas en hierro en comparación con los piroxenos del meta-OAGN, cuyas composiciones son más magnéticas. El ortopiroxeno analizado en el ortogneis granítico corresponde a ferrosilita ($\text{En}_{32.7-37.4\%} \text{Wo}_{1.4-1.9\%} \text{Fs}_{61.1-65.3\%}$); mientras el clinopiroxeno muestra composiciones que varían entre la augita y el límite entre augita-hedenbergita ($\text{En}_{24.3-25.8\%} \text{Wo}_{42.6-45.0\%} \text{Fs}_{29.4-38.0\%}$; Fig. VI.2.1.b), variación que podría deberse a la presencia de exsoluciones con grosores de menos de μm (Fig. VI.2.1.d) no medibles con el haz dentro de los cristales de clinopiroxeno. Por otro lado, el ortopiroxeno ($\text{En}_{59.8-61.7\%} \text{Wo}_{0.8-1.7\%} \text{Fs}_{39.2-36.9\%}$) en el meta-OAGN corresponde a enstatita; en tanto el clinopiroxeno posee composiciones que se encuentran en el límite entre augita y diópsido ($\text{En}_{36.9-38.2\%} \text{Wo}_{43.7-45.4\%} \text{Fs}_{16.9-18.9\%}$; Fig. VI.2.1b).

VI.2.3. Óxidos de Fe-Ti.

Los minerales medidos dentro de este grupo corresponden a ilmenita, magnetita, rutilo y el silicato titanita. Para su caracterización química se efectuó un total de 69 análisis puntuales, realizándose 26 mediciones en el meta-OAGN (12 en ilmenita y 14 en magnetita); 27 análisis en la meta-anortosita (9 en ilmenita, 6 en magnetita, 6 en rutilo y 6 en titanita) y 16 mediciones en el ortogneis granítico (9 en ilmenita y 7 en magnetita). Se resalta que aunque bajo el microscopio de luz transmitida los minerales opacos se observaron homogéneos en las tres litologías analizadas, éstos se encuentran compuestos por exsoluciones complejas entre ilmenita y magnetita, observándose incluso exsoluciones dentro de las exsoluciones (Fig. VI.2.1.e), por lo cual en un mismo grano se realizaron varias mediciones cuidando solo analizar la fase de interés. Adicionalmente, en la meta-anortosita se medieron aquellos granos que mostraban relaciones complejas entre magnetita, ilmenita, rutilo y titanita (Fig. VI.2.1.f, g).

Las fórmulas de la ilmenita (calculadas a 3 oxígenos) y la titanita (calculadas a 5 oxígenos) se obtuvieron a través de CALMIN. Por otro lado, las formulas minerales tanto de la magnetita como del rutilo fueron calculadas a 32 y a 2 oxígenos, respectivamente, en hojas de cálculo elaboradas en este trabajo siguiendo la metodología planteada por Spear (1995). Los resultados obtenidos poseen porcentajes totales muy bajos debido a que óxidos como Cr_2O_3 y V_2O_3 no fueron analizados durante la medición de estos minerales. Análisis y formulas minerales representativas de dichas mediciones se muestran en la tabla VI.2.3.a. Para la representación gráfica de los óxidos de Fe-Ti (rutilo, ilmenita y magnetita) se usó el diagrama triangular $\text{RO-R}_2\text{O}_3\text{-TO}_2$, donde $\text{RO}=\text{MgO}+\text{CaO}+\text{MnO}+\text{ZnO}+\text{FeO}$, $\text{R}_2\text{O}_3=\text{Al}_2\text{O}_3+\text{V}_2\text{O}_3+\text{Cr}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ y $\text{TO}_2=\text{TiO}_2$ con unidades en mol% (Fig. VI.2.1.c). Para el caso del rutilo todo el FeO en los análisis fue tratado como Fe_2O_3 .

En el diagrama triangular $\text{RO-R}_2\text{O}_3\text{-TO}_2$ se observa que la ilmenita y la magnetita del ortogneis granítico poseen composiciones más ideales y homogéneas, en comparación a sus equivalentes en el meta-OAGN y la meta-anortosita (Fig. VI.2.1.c), donde la ilmenita se puede expresar como $\text{Fe}^{2+}_{0.87-0.92} \text{Ti}_{0.90-0.95} \text{O}_3$ (con $\text{Fe}^{3+} < 0.11$ y Mn y Mg < 0.02 apfu) y la magnetita como $\text{Fe}^{2+}_{8.02-8.11} \text{Fe}^{3+}_{15.09-15.81} \text{O}_{32}$ (con Ti < 0.15 apfu, Al $\sim 0.57-0.12$ apfu y Mn, Mg y Si < 0.1 apfu; Tabla VI.2.3.a). En la meta-anortosita la ilmenita posee composiciones ligeramente enriquecidas en el componente hematítico ($\text{Fe}^{3+} < 0.30$ apfu) expresándose como $\text{Fe}^{2+}_{0.79-0.89} \text{Ti}_{0.80-0.91} \text{O}_3$; mientras que la

magnetita, enriquecida en Ti con 0.02-3.04 apfu y con cantidades de Al, Mn, Mg y Si inferiores a 0.07 apfu, muestra una composición de $\text{Fe}^{2+}_{8.02-10.93} \text{Fe}^{3+}_{10.09-15.87} \text{O}_{32}$ (Tabla VI.2.3.a). Por otra parte, en el OAGN la ilmenita puede ser expresada como $\text{Fe}^{2+}_{0.80-0.88} \text{Ti}_{0.83-0.91} \text{O}_3$, con cantidades de Fe^{3+} menores a 0.34 apfu (alcanzando solo en un cristal valores de 1.41 apfu); en cambio la composición de la magnetita, que para el caso corresponde más estrictamente a titanomagnetita (Ti \sim 2.71-9.95 apfu), puede expresarse como $\text{Fe}^{2+}_{10.68-13.24} \text{Fe}^{3+}_{5.25-10.55} \text{O}_{32}$, manifestando cantidades de Al, Mn, Mg y Si inferiores a 0.07 apfu (Tabla VI.2.3.a).

Aunque la ilmenita y magnetita pertenecen al sistema ternario $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$, la exsolución directa de un óxido mineral a partir del otro no es posible debido a que ambos minerales se forman a partir de diferentes sistemas de solución sólida, correspondiendo éstos a hematita-ilmenita y magnetita-ulvöspinel, respectivamente (Buddington y Lindsley, 1964; Duchesne, 1970; Charlier *et al.*, 2015). Sin embargo, microtexturas de exsolución o intercrecimientos entre la ilmenita y la magnetita tienen una amplia ocurrencia y son explicadas a través de la exsolución inicial de ulvöspinel a partir de la magnetita a temperaturas por debajo del solvus (\sim 600°C según Duchesne, 1970; 565 ± 15 °C según Lindsley, 1981). Una vez exsuelta la ulvöspinel, y debido a la movilidad del oxígeno, es oxidada y transformada a ilmenita a través de la reacción $6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 = 6\text{FeTiO}_3 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$ (Buddington y Lindsley, 1964; Duchesne, 1970; Charlier *et al.*, 2015). Dichas microtexturas de intercrecimientos entre éstos óxidos se asemejan a redes de exsoluciones, cuya densidad y variedad dependen de la cantidad de Ti en la magnetita y de la temperatura de exsolución de la ulvöspinel (Duchesne, 1970).

Adicionalmente, los rutilos analizados poseen composiciones casi ideales ($\text{Ti}_{0.97-0.99} \text{O}_2$) con contenidos en Fe menores a 0.05 átomos por unidad de fórmula (Tabla VI.2.3.a). Por otro lado, las titanitas poseen composiciones de $\text{Ca}_{1.16-1.29} \text{Ti}_{0.79-0.93} \text{Al}_{0.01-0.14} \text{Si}_1 \text{O}_5$, con cantidades de Fe^{3+} menores a 0.04 (Tabla VI.2.3.a). Aunque el rutilo y la titanita sólo fueron medidos en las anortositas, estas fases también fueron observadas en las demás litologías estudiadas, encontrándose a modo de “intercrecimientos” o coronas alrededor de la ilmenita y asociadas a minerales secundarios como hematita, clorita, biotita y/o anfíbol (¿actinolita?) (ver descripción petrográfica). El rutilo es encontrado en un rango amplio de temperatura y presión, observándose principalmente en metamorfismo de medio a alto grado y de alta presión y en menor proporción en condiciones de metamorfismo de bajo grado (Meinhold, 2010 y referencias allí citadas). Por otra parte, la presencia de la titanita es mucho más común en condiciones iguales o inferiores a las del metamorfismo en facies anfíbolita (Xirouchakis y Lindsley, 1998; Harlov *et al.*, 2006; Rene, 2008). Debido a las relaciones texturales observadas en las rocas estudiadas aquí, tanto el rutilo como la titanita corresponden a productos generados debido a la descomposición de la ilmenita durante el metamorfismo, más seguramente, de retrogresión a facies anfíbolita.

Mineral	Magnetitas						Ilmenitas						Rutilo		Titanitas	
	OAGN		Anortosita		Ortogneis granítico		OAGN		Anortosita		Ortogneis granítico		Anortosita		Anortosita	
Muestra	AC09B		PCY34b1		AC17		AC09B		PCY34b1		AC17		PCY34b1		PCY34b1	
Análisis	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	1	2
TiO ₂	23.15	11.54	0.10	12.37	0.66	0.09	47.63	43.65	41.02	45.84	46.10	48.53	87.67	88.56	31.42	35.34
Al ₂ O ₃	0.03	0.06	0.17	0.06	1.58	0.32	0.03	0.04	0.01	0.01	0.05	0.02	0.05	0.05	3.44	0.35
FeO	71.63	81.30	92.87	79.62	89.86	92.99	50.30	54.06	54.47	48.85	49.29	47.40	4.48	1.04	1.40	1.18
MnO	0.27	0.06	0.02	0.05	0.02	0.02	0.71	0.59	0.57	0.78	0.45	1.01	0.03	0.04	0.03	0.00
MgO	0.14	0.05	0.02	0.00	0.12	0.02	0.24	0.34	0.00	0.02	0.45	0.14	0.01	0.00	0.02	0.01
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	0.00	0.01	0.04	0.02	0.05	0.05	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.11	29.83	28.67
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	1.05	32.61	32.18
Total	95.21	93.02	93.23	92.14	92.30	93.50	98.94	98.68	96.07	95.57	96.35	97.11	92.29	90.85	98.76	97.72
Formula	32 O y 24 cationes						3 O y 2 cationes						2 O y 1 catión		5 O y 3 cationes	
Ti	5.37	2.71	0.02	2.94	0.15	0.02	0.91	0.83	0.80	0.91	0.90	0.95	0.97	0.99	0.79	0.93
Al	0.01	0.02	0.06	0.02	0.57	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.01
Fe ²⁺	13.24	10.68	8.02	10.93	8.11	8.02	0.88	0.80	0.79	0.89	0.87	0.92	0.06	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	5.25	10.55	15.87	10.09	15.09	15.81	0.18	0.34	0.39	0.19	0.20	0.11	0.00	0.00	0.04	0.03
Mn	0.07	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.02	0.01	0.00	0.05	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	1.17	1.20
Total	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.03	1.02	3.14	3.18

Tabla VI.2.3. Análisis químicos representativos de los óxidos minerales y titanita dados en %wt y respectivas formulas minerales

Mineral producido	Tipo de reacción	Reacción	Autor
Rutilo	oxidación	2 ilmenita + O ₂ = hematita + 3 rutilo (9 ilmenita + hematita) _{ss} + O ₂ = (5 ilmenita + 3 hematita) _{ss} + 4 rutilo	Elsdon (1972) Morisset <i>et al.</i> (2010)
	silicatos y agua	ilmenita + silicatos + H ₂ O = rutilo + clorita	Luvizotto <i>et al.</i> (2009) en Meinhold; 2010
	reducción	2 ilmenita = 2 rutilo + 2Fe + O ₂	Meinhold (2010 y referencias allí citadas)
Titanita	oxidación	3 clinopiroxeno + 3 ilmenita + O ₂ = 3 titanita + 2 magnetita + 3 cuarzo	Wones (1989); Harlov <i>et al.</i> (2006); Xirouchakis y Lindsley (1998)
	Hidratación	7 clinopiroxeno + 3 ilmenita + 5 cuarzo + 2 H ₂ O = 2 anfíbol + 3 titanita	Rene (2008 y referencia allí)
		6 clinopiroxeno + 6 anortita + 6H ₂ O + O ₂ = (Al-OH)-titanita + 2 magnetita + 12 cuarzo	Harlov <i>et al.</i> (2006)
		5 clinopiroxeno + 3 anortita + 4H ₂ O = Al-OH Titanita + 6Fe-Actinolita + Cuarzo	Harlov <i>et al.</i> (2006)
reducción	clinopiroxeno + magnetita = titanita + 2Fe + cuarzo + O ₂	Xirouchakis y Lindsley (1998)	

Tabla VI.2.3.b. Reacciones que involucran el rompimiento de la ilmenita para producir ya sea rutilo o titanita

Las diferentes asociaciones entre la ilmenita, magnetita, rutilo, titanita y fases ferromagnesianas son susceptibles a los cambios en las condiciones de f_{O_2} , f_{H_2O} , temperatura y presión provocando la aparición o desaparición de estas fases (Xirouchakis y Lindsley, 1998; Xirouchakis *et al.*, 2001; Harlov *et al.*, 2006; Meinhold, 2010; Charlier *et al.*, 2015); debido a esto en la tabla VI.2.3.b se presenta una lista de las posibles reacciones que podrían generar la formación de rutilo y titanita a partir de reacciones de descomposición de la ilmenita ya sea por oxidación-reducción, hidratación o en presencia de silicatos, en las cuales no se entrará en detalle debido a que el metamorfismo de retrogresión no es el objetivo de este estudio.

VI.2.4. Granate

Debido a que el granate en el ortogneis granítico AC17 está intercrecido de manera simplectítica con cuarzo, y se observa coronando al orto-, clinopiroxeno, anfíbol y a los óxidos de Fe-Ti, este mineral se caracterizó químicamente por medio de 10 análisis puntuales. Las fórmulas minerales se obtuvieron a través de la hoja Excel de CALCMIN usando el programa de cálculo de estructura mineral "garnet_MASS" (de Massonne, 1995 y Brandelik y Massonne, 2004 en Brandelik, 2009) que deduce la fórmula del granate a 24 oxígenos y para su clasificación se siguió la nomenclatura de Grew *et al.* (2013).

El granate es principalmente almandínico, en donde este componente conforma entre 62 y 66%. Su variación química principal es dada en el campo almandino-grosularia debido a que los valores del piropero (~9%) y espesartina (~5%) se mantienen bajos y constantes; mientras que la grosularia alcanza valores entre 20 y 24% (Tabla VI.2.4, Fig. VI.2.1h).

VI.2.5. Anfíbol

La fórmula mineral del grupo de los anfíboles se calculó a 22 oxígenos utilizando la hoja de cálculo de Locock (2014), que sigue la nomenclatura del supergrupo de los anfíboles del IMA-2012 reportada por Hawthorne *et al.* (2012). Solo se realizaron 5 análisis puntuales en los anfíboles verdes del ortogneis granítico (Tabla VI.2.5), los cuales son producto del metamorfismo de retrogresión, encontrándose como cristales anhedrales o intercrecidos simplectíticamente con cuarzo y en contacto con granate, orto-, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y plagioclasas. Todos los anfíboles analizados (Tabla VI.2.6) son cálcicos, correspondiendo en su mayoría a pargasitas-potásicas-ferrosas (análisis 1, 2, 4 y 5) y a una pargasita-ferrosa (análisis 3; Fig. VI.2.1i). Los adjetivos potásico y ferroso indican las variantes homovalentes en los sitios A y B, respectivamente (Hawthorne *et al.*, 2012). En general, el contenido de sodio y potasio en el sitio A varía entre 0.38-0.52 y entre 0.51-0.53 apfu, respectivamente; mientras que el aluminio octaedral se encuentra entre 0.21 a 0.49 apfu.

Litología		Ortogneis granítico									
Mineral		Granate									
Muestra		AC17									
Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	37.11	37.11	36.57	37.04	36.85	37.36	37.24	36.77	37.39	37.10	
TiO ₂	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.26	0.16	
Al ₂ O ₃	20.84	19.43	20.44	19.38	20.57	19.57	19.66	20.61	19.45	19.30	
FeO	30.89	31.29	31.23	30.97	31.27	31.09	30.87	30.93	30.20	30.59	
MnO	2.05	2.22	2.12	2.07	2.03	2.10	2.18	2.11	2.57	2.50	
MgO	2.38	2.11	2.40	2.31	2.32	2.15	2.03	2.22	1.99	2.10	
CaO	7.14	7.71	7.63	7.81	7.61	7.75	8.04	7.78	8.49	8.01	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.06	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	
Total	100.47	99.89	100.46	99.63	100.71	100.04	100.06	100.49	100.37	99.76	
Formula		X ₆ Y ₄ Z ₆ O ₂₄									
Si	5.86	5.95	5.74	5.95	5.78	5.99	5.96	5.78	5.99	5.97	
Z Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	
Total Z	5.86	5.95	5.74	5.95	5.79	6.00	5.96	5.79	6.02	5.99	
Al	3.88	3.67	3.78	3.67	3.80	3.70	3.71	3.82	3.67	3.66	
Y Fe ₃	0.12	0.33	0.22	0.33	0.20	0.30	0.29	0.18	0.33	0.34	
Total Y	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Fe ₂	3.96	3.87	3.88	3.82	3.91	3.87	3.84	3.89	3.72	3.77	
Mg	0.56	0.51	0.56	0.55	0.54	0.51	0.49	0.52	0.47	0.50	
X Ca	1.21	1.32	1.28	1.34	1.28	1.33	1.38	1.31	1.46	1.38	
Mn	0.27	0.30	0.28	0.28	0.27	0.28	0.30	0.28	0.35	0.34	
Total X	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	
Grosularia	0.20	0.22	0.21	0.22	0.21	0.22	0.23	0.22	0.24	0.23	
Piropo	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	
Almandino	0.66	0.64	0.65	0.64	0.65	0.65	0.64	0.65	0.62	0.63	
Espesartina	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	
xAl	0.97	0.92	0.94	0.92	0.95	0.92	0.93	0.95	0.92	0.91	

Tabla VI.2.4. Análisis químicos representativos del granate dados en %wt y respectivas formulas minerales

Litología		Ortogneis granítico				
Mineral		Anfibol				
Muestra		AC17				
Análisis	1	2	3	4	5	
SiO ₂	40.99	40.49	39.65	39.70	40.40	
TiO ₂	0.73	1.90	2.08	1.33	1.33	
Al ₂ O ₃	11.77	10.79	10.67	11.88	10.42	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.22	0.22	0.28	0.26	0.15	
FeO	22.81	22.86	23.15	21.09	21.21	
MgO	6.84	6.98	6.75	7.58	8.31	
CaO	11.50	11.38	11.31	11.57	11.63	
Na ₂ O	1.28	1.70	1.70	1.51	1.48	
K ₂ O	2.60	2.58	2.54	2.66	2.53	
Total	98.73	98.89	98.12	97.59	97.46	
Formula		A B ₂ C ₅ T ₈ O ₂₂ W ₂				
T Si	6.35	6.29	6.23	6.21	6.32	
Al	1.65	1.71	1.77	1.79	1.68	
Ti	0.09	0.22	0.25	0.16	0.16	
Al	0.49	0.26	0.21	0.40	0.24	
C Cr	0.00	0.00				
Fe ²⁺	2.84	2.90	2.96	2.68	2.66	
Mg	1.58	1.62	1.58	1.77	1.94	
Mn ²⁺	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	
B Fe ²⁺	0.11	0.07	0.08	0.08	0.12	
Ca	1.86	1.89	1.88	1.89	1.87	
Na		0.01				
Ca	0.05		0.02	0.05	0.08	
A Na	0.38	0.50	0.52	0.46	0.45	
K	0.51	0.51	0.51	0.53	0.51	
O O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	
W OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Total						
T,C,B,A	15.94	16.01	16.05	16.04	16.04	

Tabla V.2.5. Análisis químicos del anfíbol en %wt.

VI.2.6. Apatito

Las fórmulas químicas de los seis análisis puntuales de apatito (dos realizadas en el OAGN y 4 en el ortogneis granítico) fueron calculadas aquí con base en 13 oxígenos (12 oxígenos en la fórmula más el anión que ocupan el sitio X; Tabla VI.2.6) siguiendo la nomenclatura del supergrupo de los apatitos de Pasero *et al.* (2010). Los resultados poseen porcentajes totales bajos debido a que algunos elementos que ocupan los sitios M y T no fueron medidos. En general el apatito puede ser expresado como $\text{Ca}_{4.81-4.72} \text{P}_{3.09-3.01} \text{O}_{12} (\text{Cl}, \text{F}, \text{O})_1$ en el OAGN y como $\text{Ca}_{4.73-4.59} \text{P}_{3.23-3.06} \text{O}_{12} (\text{Cl}, \text{F}, \text{O})_1$ que en el ortogneis granítico.

Litología	OAGN		Ortogneis granítico			
Muestra	AC09B		PCY43B1			
Análisis	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0.16	0.18	0.00	0.00	0.00	0.27
FeO	0.11	0.13	0.15	0.03	0.05	0.07
MgO	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	54.15	52.98	52.13	52.03	52.67	51.82
Ce ₂ O ₃	0.34	0.34	0.11	0.15	0.13	0.58
P ₂ O ₅	42.96	43.82	45.29	43.84	44.75	44.55
Total	97.73	97.49	97.68	96.05	97.60	97.30
Cl	0.31	0.55	0.28	0.26	0.19	0.10
F	2.67	4.33	4.20	3.97	2.46	3.32
Formula	M1₂ M2₃ (TO₄)₃ X; a 13 oxígenos					
P	3.01	3.09	3.23	3.06	3.17	3.15
Si	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Total T	3.03	3.10	3.23	3.06	3.17	3.17
Fe	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	4.81	4.72	4.70	4.59	4.73	4.64
Ce	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Total M	4.83	4.75	4.71	4.60	4.74	4.66
Cl	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
F	0.28	0.46	0.44	0.42	0.26	0.35
Total X	0.30	0.49	0.46	0.43	0.27	0.36

Tabla V.2.7. Análisis químicos del apatito

Tabla VI.2.6. Análisis químicos representativos del apatito dados en %wt y respectivas formulas minerales

VII. GEOCRONOLOGÍA

Con el objetivo de evaluar la relación temporal entre las rocas meta-graníticas y la suite anortosítica en la zona de estudio, se realizaron dataciones U-Pb en 4 ortogneises graníticos que mostraban diferentes tipos de contactos con la anortosita. Adicionalmente, tratando de obtener la edad de la anortosita se buscaron zircones en una muestra de leucogabro sin éxito, lo cual es natural debido a que el zircón no es una fase abundante en estas rocas (Ashwal, 1993), ya que el Zr es un elemento incompatible y, por ende, tiende a permanecer en el fundido residual (Rubatto y Gebauer, 2000). La muestra AC17 corresponde a un ortogneis tonalítico con piroxeno y granate localizado al occidente de la zona de estudio (Figura V.0.1; Tabla VI.1.4.). Su relación con el cuerpo anortosítico no se observó de manera directa; sin embargo, se consideró posiblemente contemporánea a éste debido tanto a su similitud textural y mineralógica (excepto por el contenido de cuarzo) con las metadioritas ricas en Fe reportadas por Solari *et al.* (2003), como a su contenido alto en óxidos de Fe-Ti y apatito. La muestra AC23b es a un ortogneis granodiorítico con anfíbol recolectado hacia el área central de la zona de estudio (sección Quebrada Bonita) y que fue encontrada como xenolito dentro del cuerpo anortosítico (Figuras V.0.1. y V.0.2.a y Tabla VI.1.4.). La muestra AC67-IV corresponde a un ortogneis granítico encontrado a modo de dique intruyendo a los paragneises hacia la parte occidental del área (Figuras V.0.1. y Tabla VI.1.4.). Por último, la muestra AC71 corresponde a un cuerpo granítico en contacto directo con el OAGN, cuya relación se infirió intrusiva (ver unidades litológicas, Figuras V.0.1. y V.0.2.b y Tabla VI.1.4.).

Para la obtención de los zircones las muestras se trituraron y molieron usando tanto la prensa hidráulica como el molino de discos del laboratorio de molienda en el Instituto de Geología, UNAM. Posteriormente, los zircones de cada muestra, tamizadas en una malla # 60, se obtuvieron utilizando el método del bateo planteado por Hernández *et al.* (2011) y separación a mano, para lo cual se usó el equipo y las lupas disponibles en los laboratorios de separación de minerales de los institutos de Geología y de Geofísica. Para el caso de la muestra de leucogabro, y buscando el máximo aprovechamiento de la misma, el material fue nuevamente tamizado y en las fracciones menores a la malla # 200 se utilizó el método de la mesa Wilfley, buscando después estos minerales de manera manual.

Teniendo en cuenta el diámetro del *spot* del láser solo se separaron cristales con anchos mayores a 50 μm . Los zircones seleccionados fueron montados en resina epóxica, desbastados y pulidos hasta exponer el área central de los mismos. Tanto las imágenes de catodoluminiscencia (CL) como las mediciones de las edades se hicieron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM campus Juriquilla. Las dataciones se realizaron utilizando espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado con ablación laser en un equipo Thermo iCapQc ICPMS adaptado con un sistema láser *Resonetics M050 excimer*. Con base en la CL se seleccionaron los puntos a medir, los cuales se analizaron con un spot de 23 μm de diámetro siguiendo el protocolo analítico descrito en Solari *et al.* (2010). Las edades de cristalización y/o metamorfismo se calcularon usando el software ISOPLOT. Con el fin de evaluar la edad de cristalización se separaron los zircones más prismáticos de todas las muestras. Las imágenes (CL) de estos cristales revelaron estructuras

internas complejas, por lo que para su debida interpretación y correlación tanto con la química de éste mineral como con la edad, a continuación se resume tanto las texturas (Tabla VII.0) que pueden ser encontradas en los zircones como los posibles mecanismos y condiciones de formación de éstas.

Factores que Controlan las Edades U-Pb en el Zircón

Concentraciones de U, Th, Pb, elementos de tierras raras (REE) y luminiscencia en zircones: Las texturas encontradas en zircones son el producto de sustituciones, tanto simples ($Zr^{+4} \leftrightarrow Hf^{+4}$, Ti^{+4} , U^{+4} , Th^{+4}) como dobles ($Zr^{+4}-Si^{+4} \leftrightarrow Y^{+3}$ o $REE^{+3}-P^{+5}$), que reflejan los diferentes procesos ocurridos durante el crecimiento del cristal (Harley y Kelly, 2007). Dichas texturas son vistas a través de imágenes de CL, en donde la intensidad en la luminiscencia está controlada de manera inversa por el contenido de U (principalmente), Y, Dy y Tb, y en menor proporción por otros elementos traza (Rubatto y Gebauer, 2000; Wu y Zheng, 2004). De esta manera, los dominios con luminiscencia brillante y dominios con luminiscencia débil u oscura están empobrecidos y enriquecidos en dichos elementos, respectivamente (Rubatto y Gebauer, 2000). Las concentraciones de elementos menores y traza en el zircón corresponden a defectos estructurales y no estequiométricos que son metaestables dentro del cristal, distorsionan su estructura, producen la baja luminiscencia, promueven su reactividad y lo hacen más propenso a alcanzar estados metamórficos y consecuentemente a la pérdida de Pb (Pidgeon *et al.*, 1998; Rubatto y Gebauer, 2000; Geisler *et al.*, 2007).

Debido tanto a la relación íntima existente entre la química y las texturas en el zircón como a que éstas son el reflejo de los procesos acontecidos durante su formación, las relaciones de Th/U y la química de los REE han sido usadas para distinguir el ambiente de formación del zircón (Hoskin y Black, 2000; Rubatto y Gebauer, 2000; Harley *et al.*, 2007). Así, concentraciones altas de U, Th y relaciones de Th/U >0.1-0.2 llegando a alcanzar hasta 15.6 se relacionan con zircones de origen magmático; mientras que bajas concentraciones de Th y Th/U <0.1-0.2 se relacionan con zircones metamórficos (Rubatto y Gebauer, 2000; Wu y Zheng, 2004). Sin embargo, Harley *et al.* (2007) y Wu y Zheng (2004) sugieren que estos valores por sí solos no son concluyentes y que deben ser usados junto con otros criterios texturales y químicos.

Lo anterior se debe a que las concentraciones de Th y U, así como la abundancia de REE en los zircones dependen de (1) los coeficientes de partición del Th y U entre el zircón y los minerales coexistentes; (2) de la disponibilidad de estos elementos dentro del ambiente de formación; (3) de la temperatura, ya que a temperaturas bajas la cantidad de elementos traza que ingresa a la red cristalina se ve drásticamente reducida, de manera que no entran a la estructura durante el crecimiento o son expulsados de ésta; (4) del radio iónico (RI), diferencias en éste pueden resultar en una expulsión diferencial de la red cristalina durante procesos de recristalización (el Th tiene mayor RI que el U, siendo más incompatible en el zircón), y de otras sustituciones dobles y balance de cargas de otros cationes incorporados en la estructura; y (5) de la velocidad de crecimiento del zircón (Hoskin y Black, 2000; Rubatto y Gebauer, 2000; Wu y Zheng, 2004; Hanchar y Van Westrenen, 2007; Harley *et al.*, 2007).

		Mecanismo	Características	Texturas, CL y química	
Crecimiento del zircón	A partir de fluidos	Magmáticos	Producidas por variaciones químicas en la interfaz cristal-fundido, velocidad de crecimiento, tasa de difusión y composición y temperatura del magma	Zoneamiento oscilatorio, por sector, de árbol de abeto.	
		Líquidos o Vapor (Hidrotermales)	Liberados en un magma en enfriamiento Liberados por reacciones de deshidratación metamórficas	Mecanismos de difícil distinción entre ellos y los procesos magmáticos	Por lo general no muestran estructuras internas y están libres de inclusiones
	Sub-sólido	Difusión sub-sólida de Zr y Si	Zr y Si liberados de reacciones metamórficas que involucra el rompimiento de minerales donde el Zr es compatible	Sin estructuras internas	
Modificaciones físicas o químicas del zircón preexistente	Subsólidas	Recristalización	Mayor ordenamiento estructural.	Completamente	Zonas irregulares y transgresivas truncando estructuras preexistentes CL homogénea Sin zoneamiento Pérdida total de química de elementos traza del zircón protolito Reinicio del sistema U-Pb
			Cambios químicos con o sin expulsión de elementos traza (sistema abierto o cerrado)	Parcialmente	Zonas irregulares y transgresivas truncando estructuras preexistentes CL con intensidad variable Estructuras primarias borrosas o fantasmas Zoneamiento convoluto Con o sin pérdida parcial U, Th, Pb y otros traza
	En presencia de fluidos	Disolución- Reprecipitación	Disolución y reprecipitación del zircón se dan de manera simultánea avanzando de bordes a núcleos. No hay comunicación entre el fluido interno con el externo Edades concordantes U-Pb (reinicio del sistema U-Pb) Enriquecimiento en HFSE y empobrecimiento en REE, Pb radiogénico y F Reemplazamiento puede ser parcial o completo		Dominios que truncan estructuras primarias Estructura esponjosa Inclusiones de minerales silicatos o fosfatos Disminución de concentraciones de Th y U
			Difusión-Reacción	Operante en zircons metamórficos cuyos daños estructurales se encuentran interconectados formando una red porosa Fluidos catalizan los procesos de recuperación Comunicación e intercambio entre el fluido interno y externo, Actúa de bordes a núcleos y por fracturas Pérdida de Zr, Si, Hf, REE, U, Th y Pb radiogénico Ganancia de Ca, Fe y Al Ocasiona el fraccionamiento de isótopos padre e hijo, resultando en edades discordantes	

Tabla VII.0. Resumen de los procesos que controlan la edad U-Pb en el zircón; modificado de Grant *et al.* (2009).

Los zircones magmáticos, sin importar el tipo de roca, muestran abundancias similares y patrones de REE enriquecidos en HREE respecto a las LREE con anomalía positiva en Ce y negativa en Eu (Hoskin y Black, 2000; Wu y Zheng, 2004). Patrones similares son mostrados por zircones cristalizados a partir de fundidos anatéticos con abundancias menores que los del zircón protolito (Wu y Zheng, 2004). Debido que el RI de las HREE es más parecido al del Zr^{+4} , las LREE son fácilmente expulsadas de la estructura cristalina en zircones recristalizados, ocasionando una variación mayor en las concentraciones de éstas respecto a las de las HREE (Hoskin y Black, 2000; Hanchar y Van Westrenen, 2007). Adicionalmente, inferencias en las condiciones metamórficas se pueden realizar a partir de los patrones de las REE, ya que son modificados según los minerales que crecen simultáneamente y compiten por estos elementos, e.g. granate + feldespato en facies granulita o granate + rutilo en facies eclogita (Hoskin y Black, 2000; Wu y Zheng, 2004).

Texturas internas en los zircones: Las texturas internas en los zircones se dividen en *primarias*, formadas durante la cristalización, y *secundarias*, formadas de manera posterior a la cristalización. Por lo general, las texturas primarias son aquellas encontradas en zircones magmáticos, siendo el producto de las variaciones de la química de los elementos traza en la interfaz cristal-fundido, de la velocidad de crecimiento, de las tasas de difusión y de la composición y temperatura del magma a partir del cual cristalizan (Rubatto y Gebauer, 2000; Schoene, 2014). La combinación de estos parámetros resulta en zoneamiento oscilatorio de bandas angostas y paralelas a las caras del cristal (zircones de rocas graníticas), en un zoneamiento más amplio, débil y/o gradual (zircones en rocas basálticas), zoneamiento por sectores o de árbol de abeto (debidas a tasas diferentes de crecimiento de las caras cristalinas), o en zircones no zoneados (Pidgeon *et al.*, 1998; Rubatto y Gebauer, 2000; Wu y Zheng, 2004; Grant *et al.*, 2009). La temperatura es un factor importante, ya que en sistemas magmáticos de temperatura alta el crecimiento del zircón puede prolongarse por hasta millones de años sin evidencia textural obvia de dicho periodo (Schoene, 2014).

Las estructuras secundarias, se encuentran principalmente en cristales de origen metamórfico formados en un rango amplio de condiciones y procesos, por lo que el término “zircón metamórfico” puede ser ambiguo (Hoskin y Black, 2000). Dependiendo del proceso formador involucrado, los zircones metamórficos se encuentran como cristales enteros y/o sobrecrecimientos con zoneamiento débil (que puede ser fantasma, “árbol de abeto”, por sector, planar, por parches, esponjoso, por flujo) o sin él. En general, las estructuras secundarias se pueden formar por (1) su precipitación a partir de fundidos anatéticos; (2) nucleación y crecimiento subsólido a expensas de Zr y Si liberados en reacciones que involucran minerales silicatados o accesorios que contienen estos elementos; (3) precipitación, infiltración y/o alteración del zircón por fluidos (líquido o vapor) liberados, ya sea por un cuerpo magmático en enfriamiento o por reacciones de deshidratación metamórfica; (4) recristalización del zircón y redistribución elemental con o sin transferencia de estos entre el zircón y sus alrededores; (5) disolución del zircón primario de manera simultánea a su re-precipitación (involucra fluidos); y (6) procesos de recuperación en cristales metamórficos (involucra fluidos) (Tabla VII.0; Hoskin y Black, 2000; Pidgeon *et al.*, 2000; Rubatto y Gebauer, 2000; Wu y Zheng, 2004; Geisler *et al.*, 2007; Harley *et al.*, 2007; Grant *et al.*, 2009).

Estos procesos actúan a temperaturas altas (excepto por los fluidos, los cuales actúan también a temperaturas bajas) promoviendo la disolución y/o el crecimiento de los bordes o de un nuevo zircón, la reorientación de su estructura y la lixiviación de elementos, produciendo así la pérdida completa o parcial de los elementos traza y de la composición isotópica U-Pb (Hoskin y Black, 2000; Harley *et al.*, 2007). De esta manera, estructuras secundarias tales como zonas primarias borrosas o fantasmas, zoneamiento convoluto y zonas o frentes de recristalización transgresivos indican que la transformación del sistema fue parcial y retienen aún una memoria de la química e isotopía previas (Hoskin y Black, 2000; Harley *et al.*, 2007). Por otro lado, zircones o áreas en éste sin estructura alguna pueden indicar un restablecimiento total del sistema (Hoskin y Black, 2000; Harley *et al.*, 2007). En la Tabla VII.0 se resume los procesos, ya mencionados, que controlan edades U-Pb y las texturas en los zircones siguiendo la subdivisión hecha por Grant *et al.* (2009).

VII.1. Ortogneis granítico AC67-IV

Los zircones del ortogneis granítico AC67-IV poseen coloraciones rojizas, espesores entre 50 y 80 μm , anchos entre 80 y 130 μm , son alargados (alcanzando hasta 350 μm) con vértices y bordes ligeramente redondeados. Algunos muestran inclusiones, fracturas o zonas metamórficas (Figura VII.1.a). Las imágenes de CL reflejan dos grupos de zircones, uno con estructuras internas conformadas al menos por dos zonas con diferente luminiscencia (Figuras VII.1.b-l) y otro grupo que mostró baja luminiscencia en todo el cristal (Figuras VII.1.m-q). Los zircones del primer grupo poseen un núcleo hacia el centro de los cristales con alta luminiscencia (bajo U) y zoneamiento oscilatorio (Figuras VII.1.b-l), rodeados por bordes de baja luminiscencia (alto U), los cuales pueden mostrarse tanto homogéneos (Figuras VII.1.c, g, k y l) como con zoneamiento borroso (Figuras VII.1.b, e, f). Los contactos entre bordes y núcleos son continuos, difusos (Figuras VII.1.b, c) y/o abruptos, donde los bordes pueden cortar los núcleos de manera oblicua (Figuras VII.1.k, l) o ser transgresivos (Figuras VII.1.f-j). El segundo grupo de zircones mostró baja luminiscencia (alto U) en todo el cristal (Figuras VII.1.m-q) y zoneamiento fantasma (Figuras VII.1.l, m-q), convoluto (Figura VII.1.m), e incluso núcleos con luminiscencia más oscura sin textura alguna (Figuras VII.1.n, q).

En esta muestra se realizaron 35 análisis puntuales en diferentes áreas dentro de los zircones, donde las edades obtenidas son en general ligeramente discordantes, con porcentajes entre -4.17 y 7.69 % (Tabla VII.1). Siete de estas mediciones no se tuvieron en cuenta debido a que se realizaron ya sea en zonas metamórficas o sobre inclusiones o fracturas, rasgos que ponen en duda las edades obtenidas en estos puntos (algunas de estas mediciones poseen los mayores porcentajes de discordancia). Los núcleos presentan valores de U que varían entre 78-353 ppm y Th/U entre 0.21 y 0.79 (Figura VII.1.r; Tabla VII.1). Por otro lado, los bordes y cristales de baja luminiscencia poseen mayores concentraciones en U (231-635 ppm principalmente) y menores relaciones Th/U (0.15-0.49; Figura VII.1r; Tabla VII.1). Las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (con errores 2σ) obtenidas en los núcleos con CL clara y en los cristales con CL oscura varían principalmente entre 1162 ± 46 y 1119 ± 25 Ma; mientras que estas mismas edades en los bordes varían entre 1166 ± 25 y 960 ± 44 Ma, donde algunos de estos análisis traslapan las edades obtenidas en los núcleos y sus errores (Figura VII.1.s; Tabla VII.1).

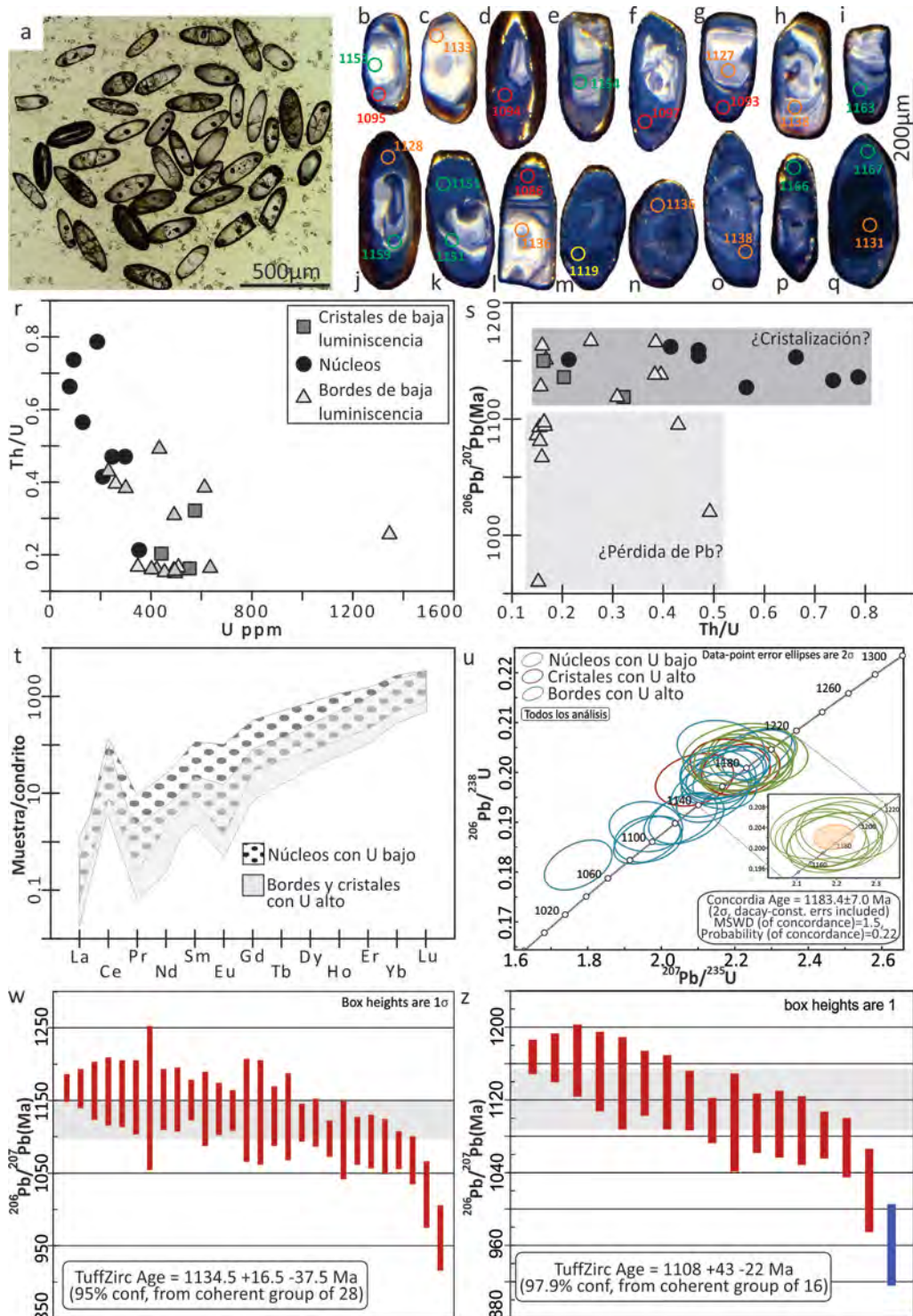


Figura VII.1. Geocronología del ortogneis granítico AC67-IV. **a.** Fotomicrografía de los zircones analizados, 4X, NII. **b.- q.** Imágenes de CL de algunos cristales y puntos analizados, mostrando las diferentes estructuras internas observadas en los zircones de esta muestra. **r.** Diagrama de U vs Th/U. **s.** Diagrama de Th/U vs edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. **t.** Diagrama de tierras raras. **u.** Diagrama de concordia mostrando la dispersión en edades obtenidas en la muestra. **w.** Edad de cristalización. **z.** Edad de posible evento de calentamiento del sistema.

Ortogneis granítico AC67-IV

Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Relaciones isotópicas							Edades corregidas (Ma)						Mejor edad	±2σ	Disc %	Sector	Obs.
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ					
1	94	69.2	0.74	0.0771	0.0030	2.1800	0.1100	0.2014	0.0046	-0.044	1183	25	1171	34	1133	71	1171	34	-1.02	núcleo	
2	187	147	0.79	0.0783	0.0027	2.2320	0.1000	0.2034	0.0046	-0.033	1196	26	1188	32	1136	70	1188	32	-0.67	núcleo	
3	496	74	0.15	0.0758	0.0014	2.1960	0.0960	0.2031	0.0047	0.5837	1192	25	1178	30	1086	37	1178	30	-1.19	borde	
4	130	73.4	0.56	0.0778	0.0023	2.1960	0.0990	0.2011	0.0048	0.2678	1181	26	1177	32	1127	59	1177	32	-0.34	núcleo	
5	490	76	0.16	0.0761	0.0014	2.1380	0.0890	0.1990	0.0044	0.4377	1170	24	1160	29	1093	36	1160	29	-0.86	borde	
6	530	148	0.28	0.0767	0.0013	2.0600	0.0760	0.1942	0.0043	0.1135	1144	23	1135	25	1108	34	1135	25	-0.79	cristal	ZM
7	635	104	0.16	0.0762	0.0009	1.9410	0.0700	0.1864	0.0039	0.4285	1102	21	1095	24	1097	24	1095	24	-0.62	borde	
8	423	67.4	0.16	0.0749	0.0012	2.0270	0.0770	0.1906	0.0042	0.446	1124	23	1124	26	1067	32	1124	26	0.00	borde	
9	433	213	0.49	0.0734	0.0017	1.9380	0.0770	0.1891	0.0041	-0.036	1116	22	1094	26	1020	45	1094	26	-2.03	borde	
10	492	152	0.31	0.0771	0.0012	2.1060	0.0840	0.1964	0.0044	0.3793	1156	24	1153	26	1119	32	1153	26	-0.26	borde	
11	371	157	0.42	0.0798	0.0022	2.2500	0.1700	0.1858	0.0040	0.1211	1099	22	1190	48	1183	55	1190	48	7.69	núcleo	I/F
12	509	84.3	0.17	0.0761	0.0012	2.0630	0.0820	0.1985	0.0043	0.2656	1167	23	1136	27	1094	32	1136	27	-2.73	borde	
13	553	89.8	0.16	0.0781	0.0011	2.1580	0.0810	0.1998	0.0043	0.5064	1174	23	1167	26	1150	27	1167	26	-0.60	borde	
14	441	89.6	0.20	0.0774	0.0011	2.1820	0.0820	0.2006	0.0042	0.1973	1179	23	1174	26	1136	27	1174	26	-0.40	cristal	
15	993	261	0.26	0.0770	0.0008	2.1260	0.0780	0.1965	0.0041	0.0416	1156	22	1156	25	1117	20	1156	25	-0.03	núcleo	I/F
16	1345	345	0.26	0.0788	0.0007	2.2270	0.0770	0.2035	0.0041	0.3263	1194	22	1189	24	1167	18	1189	24	-0.43	borde	
17	1820	884	0.49	0.0772	0.0009	2.2580	0.0800	0.2125	0.0046	-0.13	1242	25	1199	25	1131	26	1199	25	-3.58	núcleo	ZM
18	145	73.6	0.51	0.0806	0.0024	2.3200	0.0970	0.2082	0.0050	-0.273	1219	27	1217	30	1210	64	1217	30	-0.16	núcleo	I/F
19	247	116	0.47	0.0783	0.0021	2.1950	0.0990	0.2016	0.0044	0.3454	1184	23	1184	31	1154	50	1184	31	0.00	núcleo	
20	300	115	0.38	0.0772	0.0014	2.0420	0.0790	0.1908	0.0042	0.3654	1125	22	1133	25	1138	35	1133	25	0.71	borde	
21	575	185	0.32	0.0770	0.0009	2.1550	0.0840	0.2015	0.0042	-0.12	1183	23	1166	27	1119	25	1166	27	-1.48	cristal	
22	491	77.2	0.16	0.0775	0.0016	2.1490	0.0880	0.2000	0.0043	0.4233	1176	23	1166	28	1128	40	1166	28	-0.81	borde	
23	298	140	0.47	0.0788	0.0018	2.1820	0.0810	0.2009	0.0043	-0.049	1180	23	1174	26	1159	45	1174	26	-0.51	núcleo	
24	348	58.2	0.17	0.0774	0.0018	2.1230	0.0800	0.1991	0.0044	0.011	1170	23	1156	26	1151	43	1156	26	-1.21	borde	
25	353	75.1	0.21	0.0781	0.0017	2.2010	0.0850	0.2028	0.0046	-0.061	1190	25	1180	27	1151	41	1180	27	-0.85	núcleo	
26	78.3	51.9	0.66	0.0795	0.0038	2.1800	0.1200	0.2038	0.0049	0.2135	1196	26	1174	38	1153	98	1174	38	-1.87	núcleo	
27	231	99.2	0.43	0.0760	0.0021	2.1310	0.0920	0.2049	0.0045	-0.129	1202	24	1157	29	1095	53	1157	29	-3.89	borde	
28	365	159	0.44	0.0806	0.0013	2.3070	0.0850	0.2080	0.0044	0.0377	1218	24	1216	27	1224	29	1216	27	-0.17	borde	I/F
29	260	102.8	0.40	0.0776	0.0019	2.1340	0.0870	0.2001	0.0043	0.0799	1176	23	1159	28	1138	50	1159	28	-1.47	borde	
30	95.7	56.7	0.59	0.0796	0.0026	2.3840	0.1100	0.2152	0.0054	0.0338	1256	29	1235	33	1184	66	1235	33	-1.70	borde	I/F
31	454	69.1	0.15	0.0713	0.0016	1.7640	0.0710	0.1814	0.0041	0.4129	1074	22	1031	26	960	44	1031	26	-4.17	borde	
32	613	236	0.38	0.0789	0.0010	2.1100	0.0760	0.1950	0.0041	0.3967	1148	22	1151	25	1166	26	1151	25	0.23	borde	
33	402	64.4	0.16	0.0786	0.0015	2.1250	0.0800	0.1978	0.0042	-0.148	1163	22	1156	26	1163	39	1156	26	-0.63	borde	
34	209	86.6	0.41	0.0782	0.0018	2.1680	0.0870	0.2020	0.0046	0.0681	1186	25	1170	28	1162	46	1170	28	-1.37	núcleo	
35	495	77	0.16	0.0755	0.0010	1.9440	0.0710	0.1866	0.0038	0.1948	1103	21	1096	24	1081	25	1096	24	-0.65	borde	

Tabla VII.1 Análisis de U-Pb de los zircones de la muestra AC67-IV. ZM: Zona metamórfica, I/F: Inclusión o fractura

Los patrones de REE de todos los análisis, normalizados a condrita siguiendo a Sun y McDonough (1989), están enriquecidos en HREE respecto a las LREE con anomalía positiva en Ce y negativa en Eu, que son típicos de zircons cristalizados a partir de fundidos magmáticos (ver introducción al capítulo; Figura VII.1.t). Sin embargo, los patrones de las zonas de baja luminiscencia poseen mayor variación en las concentraciones de LREE (~2 órdenes de magnitud) y menores abundancias totales en MREE, lo que se hace evidente en una pendiente mayor entre las MREE y las HREE (Figura VII.1.t).

La baja intensidad lumínica en bordes y algunos cristales completos refleja mayores contenidos de U (Figura VII.1.r), y posiblemente otros elementos traza, respecto a los presentados en los núcleos. Según Pidgeon *et al.* (2000 y referencias allí citadas) estos bordes pueden ser generados por (1) su cristalización a partir de un magma en estadíos tardíos; (2) fusión parcial involucrando disolución y precipitación de zircón; (3) fluidos metamórficos disolviendo, transportando y precipitando zircón; (4) recristalización en estado sólido y redistribución elemental con o sin transferencia de elementos entre el zircón y sus entorno. Weber *et al.* (2010) observan, en una migmatita al sur del Complejo Oaxaqueño, zircons con bordes de luminiscencia baja y sugieren que la formación de éstos podría estar relacionada a su cristalización a partir de los fundidos anatéticos que dieron origen a la ortomigmatita. Sin embargo, en el caso de las rocas estudiadas aquí, ninguna presentó evidencias de un evento migmatítico (ver descripción de campo y descripción petrográfica), ni tampoco de fluidos que hubiesen introducido U al sistema. Por otro lado, aunque los procesos de recristalización generan un enriquecimiento relativo en U respecto al Th (Hoskin y Black, 2000; Wu y Zheng, 2004), este proceso no podría explicar el aumento en las abundancias del U observadas de núcleos a bordes. De modo que, las zonas de luminiscencia oscura en los zircons de la muestra AC67-IV podrían reflejar su cristalización a partir del fundido en sus últimos estadíos magmáticos (enriquecido en elementos traza), acompañada o no por la disolución parcial del zircón formado en los estadíos magmáticos iniciales (núcleos). Lo anterior explicaría la similitud de edades observadas entre los núcleos de luminiscencia clara (con zoneamiento oscilatorio) y los algunos bordes y cristales completos de luminiscencia baja (Figuras VII.1.s, u).

A temperaturas altas las zonas de los zircons enriquecidas en elementos traza, que distorsionan la estructura cristalina haciéndola metaestable, son susceptibles a procesos de recuperación y recristalización (Pidgeon *et al.*, 1998; Hoskin y Black, 2000; Rubatto y Gebauer, 2000). Éstos operan a través de la migración intersticial de defectos (elementos no estequiométricos) a zonas de más baja energía (ricas en defectos cristalinos; Pidgeon *et al.*, 1998; Hoskin y Black, 2000). Dicha migración se refleja en estructuras como contactos transgresivos entre bordes y núcleos (Figuras VII.1.f-l), zoneamiento fantasma y zoneamiento convoluto (Figuras VII.1.j, n, o) (Pidgeon *et al.*, 1998; Hoskin y Black, 2000), las cuales son observadas en los zircons estudiados aquí.

Pidgeon *et al.* (1998) asegura que estas texturas se generan inmediatamente después de la formación del zircón durante el enfriamiento magmático (mientras que la temperatura aún es lo suficientemente alta para permitir la difusión de los defectos cristalinos) y que no hay un restablecimiento del sistema U-Pb. Por el contrario, Hoskin y Black (2000) sostienen que zircons, o zonas de éstos, que sufrieron algún evento de calentamiento posterior a su formación también

muestran estas texturas y que representan la modificación parcial del contenido de elementos traza y por ende del sistema U-Pb, lo que se refleja en una dispersión de edades entre la edad de cristalización y la del evento de calentamiento.

En el caso de los zircones de esta muestra, las edades obtenidas en bordes y cristales con luminiscencia baja que presentan estas texturas arrojan tanto edades similares a las obtenidas en los núcleos, como dispersión hacia edades más jóvenes (Figuras VII.1.s-u). Sin embargo, las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ definen de manera holgada al menos tres grupos: el primero con edades entre ~1165 y 1120 Ma, el segundo con edades entre ~1097 y 1067 Ma y el último corresponde a una sola edad de 960 Ma (Tabla VII.1). Las edades del segundo grupo podrían estar relacionadas un primer evento de calentamiento (¿evento olmeca?; Solari *et al.*, 2003); mientras que la edad de 960 podría relacionarse con el evento granulítico que afectó al Complejo Oaxaqueño (Solari *et al.*, 2003).

Un primer cálculo de la edad con todos los análisis, obtenido usando el logaritmo TuffZirc (Ludwig, 2008), arrojó una edad promedio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1134.5^{+16.5}/_{-37.5}$ Ma, la cual es interpretada como la edad mínima de cristalización (Figura VII.1.w). Un segundo cálculo usando sólo los análisis hechos en los núcleos, arrojan una edad de concordia de 1183.4 ± 7.0 Ma (elipses verdes en la Figura VII.1.u), la cual es la mejor estimación de la edad de cristalización. Finalmente, un tercer cálculo hecho sólo con los análisis obtenidos en los bordes arrojó una edad de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $1108^{+43}/_{-22}$ Ma (Figura VII.1.z), la cual es interpretada como un posible evento que causó pérdida de Pb en los bordes (evento Olmenca?).

VII.2. Ortogneis tonalítico con piroxeno y granate AC17

Los zircones del ortogneis tonalítico con piroxeno y granate AC17 son alargados y de bordes redondeados, con largos que varían entre 180 y 450 μm , anchos entre 100 y 200 μm y grosores entre 80 y 110 μm (Figuras VII.2.a-o). En general son transparentes a ligeramente rojizos, donde algunos de ellos se encuentran metamictizados (Figura VII.2.a). Las imágenes de CL muestran texturas internas variables (Figura VII.2.b-o), observándose granos con luminiscencia ligeramente homogénea (Figuras VII.2.b-d), zircones con núcleos (Figuras VII.2.f-o), zoneamiento oscilatorio rodeados por bordes homogéneos (Figuras VII.2.f-i) y granos con estructuras internas irregulares, donde los límites entre las áreas de diferente intensidad lumínica se transgreden unos a otros (Figuras VII.2.i-o).

Se realizó un total de 25 análisis en zircones diferentes, los cuales presentan concentraciones de uranio entre 41.7 y 171 ppm (excepto por un análisis con 417 ppm) y relaciones Th/U entre 0.22 y 0.54 (Figura VII.2.p; Tabla VII.2). Estos análisis arrojan edades (con errores 2σ) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que varían entre 1160 ± 100 y 935 ± 90 Ma (Figura VII.2.p; Tabla VII.2) y discordancias entre -2.67 y 2.09 % (Tabla VII.2). Los patrones de tierras raras de todos los puntos analizados, enriquecidos en HREE respecto a las LREE y con anomalía positiva en Ce y negativa en Eu (Figura VII.2 q), en general indican un origen magmático.

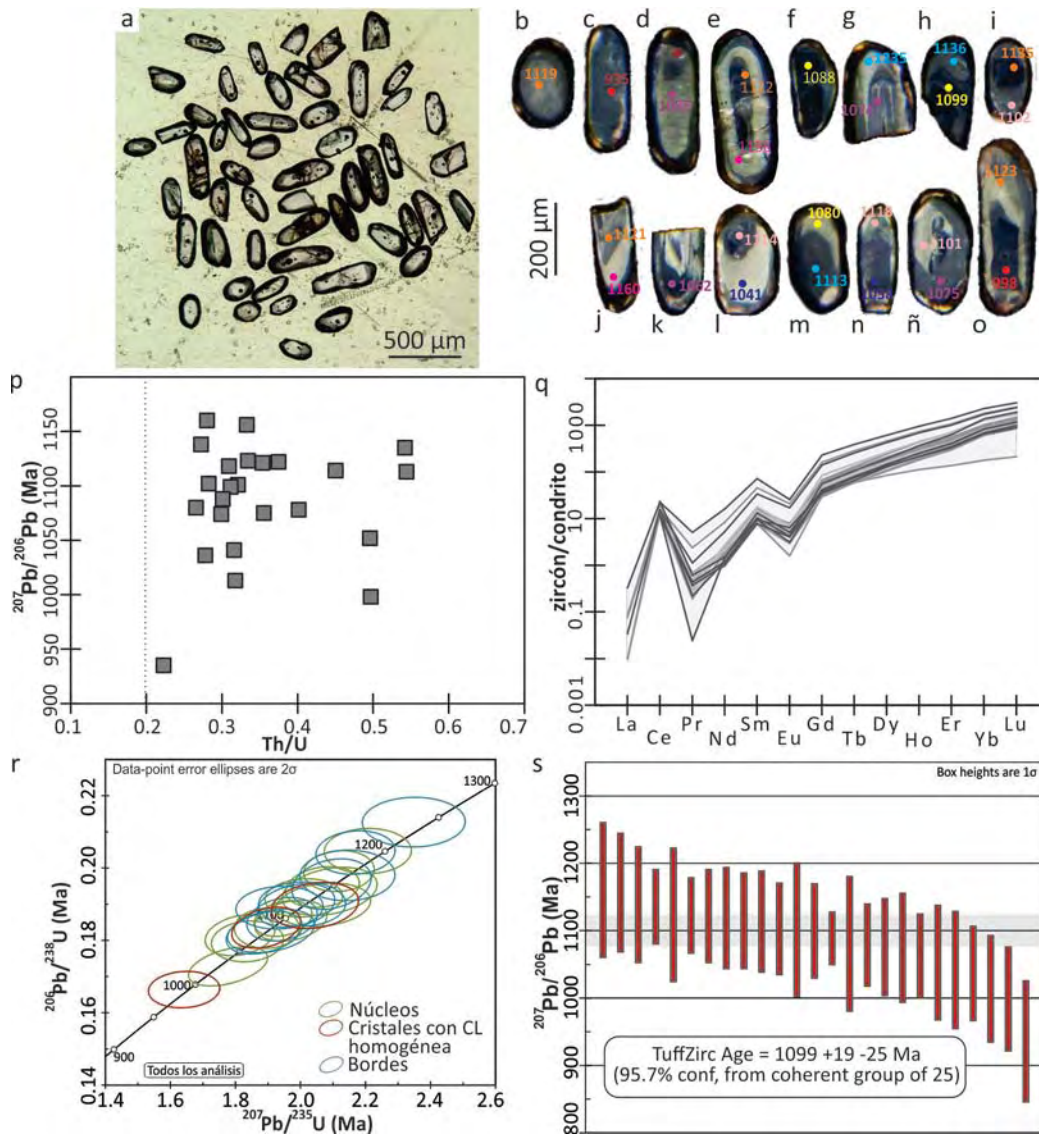


Figura VII.2. Geocronología del ortogneis granítico AC17. **a.** Fotomicrografía de los zircones analizados, 4X, NII. Imágenes de CL de los cristales analizados mostrando las diferentes estructuras internas observadas entre los zircones y las edades obtenidas. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ **p.** Diagrama de Th/U vs edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. **q.** Diagrama de tierras raras. **r.** Diagrama de concordia mostrando la dispersión en edades. **s.** Cálculo de la edad de cristalización obtenida a través del logaritmo de *TuffZirc*.

En esta muestra no se observó una relación entre la zona del cristal analizada y las edades obtenidas, observándose una dispersión en las mismas (Figuras VII.2.r). A pesar de que los análisis son ligeramente discordantes, no fue posible obtener edades de intersección de discordia de esta muestra, razón por la cual con el grupo de 25 análisis realizados se calculó una edad promedio de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1099^{+19}_{-35} , obtenida a través del algoritmo de *TuffZirc* (Figura VII.2.s; Ludwig, 2008), la cual corresponde a la edad mínima de cristalización. La dispersión observada en los análisis junto con su concordancia puede deberse ya sea a pérdida de Pb ocurrida de manera cercana al momento de cristalización (generando análisis concordantes pero de edad inexacta; Gehrels, 2012), o bien un comportamiento de sistema abierto experimentado por los zircones (lo que produciría edades concordantes estadísticamente; Schoene, 2014).

Ortogneis granítico AC17																			
Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Relaciones isotópicas							Edades corregidas (Ma)						Mejor edad	±2σ	Disc %
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ			
1	77.50	20.60	0.27	0.0752	0.0039	1.9350	0.1100	0.1890	0.0048	0.0729	1116	26	1089	38	1080	100	1080	100	-2.48
2	92.90	29.50	0.32	0.0726	0.0028	1.8360	0.0910	0.1797	0.0046	0.1008	1065	25	1059	32	1013	79	1013	79	-0.57
3	111.70	55.50	0.50	0.0732	0.0028	1.8130	0.0880	0.1814	0.0046	0.2580	1075	25	1047	32	998	77	998	77	-2.67
4	68.50	22.90	0.33	0.0778	0.0038	1.9090	0.1100	0.1826	0.0049	0.3023	1081	27	1079	39	1123	99	1123	99	-0.19
5	133.00	53.40	0.40	0.0755	0.0024	1.8940	0.0870	0.1835	0.0046	0.3223	1086	25	1077	30	1078	61	1078	61	-0.84
6	127.80	39.80	0.31	0.0768	0.0026	2.0100	0.0980	0.1917	0.0043	0.0876	1134	21	1116	33	1099	70	1099	70	-1.61
7	70.50	19.60	0.28	0.0738	0.0024	1.8880	0.0960	0.1821	0.0048	0.3314	1078	26	1073	34	1036	70	1036	70	-0.47
8	41.70	13.39	0.32	0.0767	0.0036	2.0900	0.1200	0.1935	0.0054	0.2925	1140	29	1141	40	1101	99	1101	99	0.09
9	103.80	36.90	0.36	0.0756	0.0028	1.9430	0.0890	0.1858	0.0049	0.2343	1098	27	1096	32	1075	72	1075	72	-0.18
10	50.90	16.09	0.32	0.0736	0.0032	2.0050	0.1100	0.1900	0.0050	0.0250	1121	27	1115	36	1041	87	1041	87	-0.54
11	92.60	41.70	0.45	0.0767	0.0028	1.9700	0.0910	0.1854	0.0046	0.2664	1096	25	1106	32	1114	71	1114	71	0.90
12	171.00	92.70	0.54	0.0776	0.0022	2.1190	0.0890	0.1991	0.0046	0.0868	1170	25	1153	29	1135	55	1135	55	-1.47
13	98.10	27.70	0.28	0.0769	0.0026	2.1700	0.1000	0.2042	0.0049	0.0949	1198	26	1169	33	1102	68	1102	68	-2.48
14	52.90	17.60	0.33	0.0784	0.0036	2.3500	0.1300	0.2126	0.0056	0.0250	1242	30	1226	40	1156	88	1156	88	-1.31
15	146.00	54.70	0.37	0.0772	0.0021	2.0680	0.0930	0.1947	0.0046	0.2015	1147	25	1139	32	1122	56	1122	56	-0.70
16	419.00	126.10	0.30	0.0755	0.0015	1.9460	0.0730	0.1860	0.0040	0.2639	1099	22	1098	24	1088	39	1088	39	-0.12
17	131.60	71.60	0.54	0.0774	0.0030	2.2080	0.1100	0.2046	0.0051	0.0250	1200	27	1181	34	1113	75	1113	75	-1.61
18	55.70	16.66	0.30	0.0756	0.0032	2.1450	0.1200	0.1979	0.0057	0.0250	1164	31	1159	37	1074	81	1074	81	-0.43
19	73.60	16.40	0.22	0.0709	0.0031	1.6400	0.0900	0.1664	0.0041	0.0850	992	23	985	35	935	90	935	90	-0.71
20	82.70	41.00	0.50	0.0754	0.0030	1.7760	0.1000	0.1728	0.0044	0.4441	1028	24	1042	38	1052	85	1052	85	1.34
21	72.80	22.50	0.31	0.0773	0.0029	2.0960	0.1000	0.1955	0.0057	0.2418	1151	31	1144	33	1118	75	1118	75	-0.61
22	45.10	12.28	0.27	0.0787	0.0032	2.0450	0.1100	0.1896	0.0052	0.2034	1119	28	1131	39	1138	86	1138	86	1.06
23	144.00	47.30	0.33	0.0750	0.0025	1.8960	0.0820	0.1833	0.0045	0.0195	1085	25	1080	28	1062	62	1062	62	-0.46
24	65.30	18.30	0.28	0.0792	0.0036	2.0700	0.1200	0.1898	0.0049	0.1929	1123	26	1147	41	1160	100	1160	100	2.09
25	91.90	32.50	0.35	0.0762	0.0025	1.9860	0.0980	0.1896	0.0049	0.2678	1119	27	1107	33	1121	69	1121	69	-1.08

Tabla VII.2 Análisis de U-Pb de los zircones de la muestra AC17.

VII.3. Ortogneis granodiorítico con anfíbol AC23b

Los zircones de esta muestra son traslucidos y prismáticos, con largos entre 200 y 750µm, anchos entre 80 y 200 µm y grosores entre 50 y 80 µm (Figura VII.3 a). Algunos zircones poseen puntas ligeramente redondeadas, inclusiones y en general no muestran daños por radiación (Figuras VII.3.a-p). La CL reveló zircones homogéneos (Figuras VII.3.b-d) o con núcleos rodeados por uno o más bordes (Figuras VII.3.e-p), donde algunos de los contactos entre estas zonas son transgresivos (Figuras VII.3. f, j, m, ñ, o). Se realizaron 25 análisis puntuales en núcleos, bordes y cristales homogéneos que se dividieron en dos grupos relacionados directamente con su intensidad lumínica: el primero, núcleos y dos cristales con luminiscencia clara, presenta contenidos bajos de U (30.0-71.2 ppm) y alto Th/U (0.57-0.89; Figura VII.3.q; Tabla VII.3). Entre tanto, el segundo grupo de análisis, conformado por todos los bordes y un cristal con luminiscencia oscura, muestra tanto concentraciones de U altas que varían principalmente entre 149-241 ppm, como relaciones Th/U bajas y constantes variando entre 0.28 y 0.31; con la excepción de dos análisis que mostraron U de 54 y 59 ppm y Th/U de 0.60 y 0.71 (Figura VII.3.q; Tabla VII.3).

Sin embargo, en ambos grupos se observa una dispersión en las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (con errores 2σ) que varían principalmente en el intervalo de 1033 y 860 Ma (Figura VII.3.r; Tabla VII.3), exceptuando dos puntos con edades de 1150 y 710 Ma. En general, las edades obtenidas son ligeramente discordantes (-4.07 y 1.44%), excepto por el análisis 19 con -8.45% (que arroja la edad de 710 Ma y que fue hecho sobre una inclusión; Tabla VII.3). Por otro lado, aunque todos los análisis presentan patrones de tierras raras indicativos de un origen magmático (Figura VII.3.s), los bordes poseen concentraciones menores en estos elementos y pendientes mayores entre las MREE y las HREE (figura VII.3.s).

Características tales como patrones de REE con pendientes inclinadas entre las MREE y las HREE, contactos transgresivos y dispersión en edades han sido señalados por Hoskin y Black (2000) como típicas de zircones que han sufrido recristalización. Aunque los bordes de los zircones estudiados muestran estas características respecto a los núcleos (Figura VII.3.s), todos los análisis, sin importar su localización dentro de los cristales, muestran una dispersión similar en las edades. Por lo cual, las diferencias en los patrones de REE y en el contenido de U de núcleos a bordes puede ser mejor atribuida a cambios en las condiciones fisicoquímicas del magma. Debido al intervalo de edades observado en estos zircones (~1033 y 860 Ma) y a la cercanía de los eventos registrados en este lapso (cristalización del ortogneis granítico, emplazamiento del cuerpo anortosítico y metamorfismo granulítico), tanto la recristalización (como posible mecanismo modificador de la química del zircón), una pérdida de Pb cercana a la cristalización (Gehrels, 2012), o bien un comportamiento de sistema abierto (Schoene, 2014) podrían explicar la dispersión en edades observada en los zircones de esta muestra y sus ligeras discordancias.

Las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ más jóvenes (<1000 Ma), podrían estar relacionadas a pérdida de Pb; mientras que la edad de 1150 Ma, obtenida en un zircón de CL oscura homogénea podría corresponder a un componente heredado. Debido a las relaciones de contacto observadas en campo entre esta roca y el cuerpo anortosítico, las edades entre ~1033 y 1005 Ma estarían

relacionadas tanto a la cristalización de esta roca granítica como al emplazamiento del cuerpo anortosítico. De esta manera y debido a que no fue posible calcular una edad de intersección superior de discordia, la edad promedio de 1013 ± 34 , calculada a partir de los 6 valores $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ más antiguos, es interpretada como la mejor aproximación la edad mínima de cristalización del cuerpo granítico, previa a la intrusión de la anortosita.

VII.4. Ortogneis granítico AC71

Los zircones de esta muestra son totalmente subhedrales con puntas redondeadas o totalmente redondos, con largos entre 250 y 500 μm , anchos entre 150 y 300 μm y espesores entre 180 y 200 μm (Figura VII.4.a). En general, poseen coloraciones rojizas y algunos muestran daños por radiación, en especial en aquellas zonas con luminiscencia baja (ricas en U; Figura VII.4.a). Las imágenes de CL revelan zircones sin desarrollo de zoneamiento magmático (Figuras VII.4.b-u), con luminiscencia homogénea (Figuras VII.4.j, k, s-u), núcleos rodeados por uno o dos bordes (Figuras VII.4.b- d, m-r) o con estructuras internas irregulares (figuras VII.4.e-i, l).

En esta muestra se realizó un total de 35 análisis puntuales en núcleos, bordes y cristales homogéneos, los cuales poseen concentraciones de U que varían entre 10.75 y 1238.00 ppm con relaciones Th/U entre 0.22 y 0.69 (Figura VII.4.v; Tabla VII.4); donde sólo el análisis 30 muestra un valor de Th/U más bajo (0.08, medición que fue realizada en una zona metamórfica). En general las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (con errores 2σ) obtenidas en los núcleos varían entre 1191 y 1024 Ma; mientras que las edades observadas en los bordes y cristales de luminiscencia homogénea varían en un intervalo más amplio, entre 1260 y 930 Ma (excepto por el análisis 30 que arrojó una edad de 810 Ma; Figura VII.4.w; Tabla VII.4). En general los análisis son ligeramente discordantes, variando entre 5.72 y -5.99%. Los patrones de REE sugieren un origen magmático para estos zircones (Figuras VII.4. w, x, Tabla VII.4); sin embargo, un núcleo y dos bordes (análisis 26, 27 y 30) muestran patrones de REE con anomalías más pequeñas en Ce y Eu o sin anomalía de Eu (Figura VII.4.x; Tabla VII.4). Dicha diferencia en la química es atribuida a la pérdida de elementos traza debido a daños por radiación, ya que estos puntos fueron realizados en zonas metamórficas.

Edades de intersección superior e inferior de 1157 ± 130 y 1003 ± 210 Ma, respectivamente, se obtuvieron a partir de los 35 análisis realizados (Figura VII.4.y). Donde la primera corresponde a la edad de cristalización ígnea y la segunda a al evento granulítico o pérdida de Pb. Las edades más antiguas obtenidas podrían tener un componente ígneo heredado; mientras que las edades intermedias de ~ 1110 -1010 Ma, entre la cristalización y el evento metamórfico granulítico, podrían estar reflejando una mezcla de componentes de los diferentes eventos y/o pérdida de Pb, esta última reflejada en las ligeras discordancias presentadas por los análisis (Figura VII.4.w, y; Tabla VII.4). Debido a la dispersión de edades observada en esta muestra y a que no se encontró una relación entre la edad y la zona del cristal analizada, se realizó un cálculo de edad promedio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ usando el logaritmo *TuffZirc* (Ludwig, 2008), el cual arroja una edad de 1110^{+43}_{-20} Ma obtenida a partir de un grupo coherente de 25 análisis, la cual es interpretada como la edad mínima de cristalización. De esta manera se toma la edad de intersección superior de 1157 ± 130 como la mejor estimación de la edad de cristalización de este ortogneis granítico.

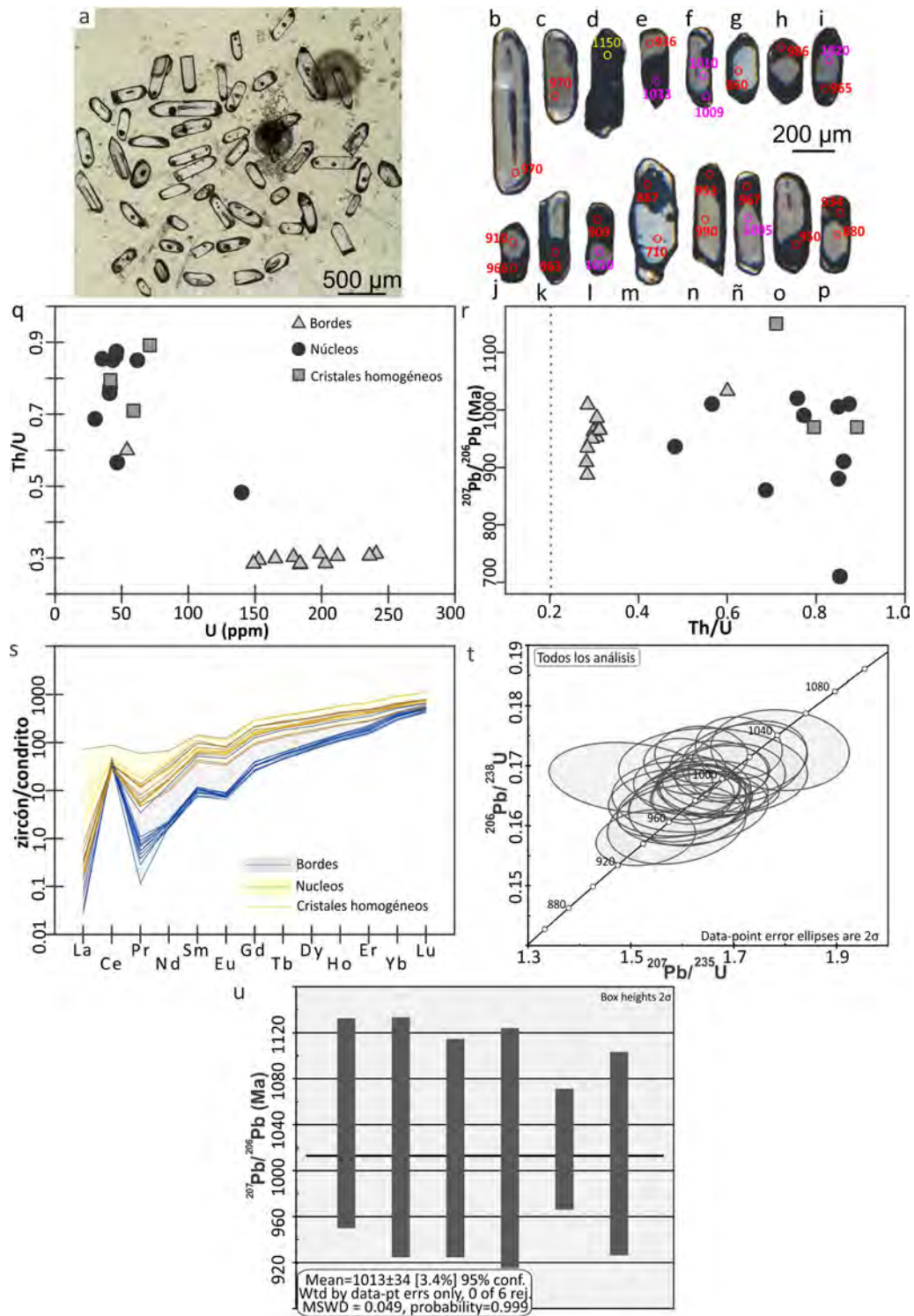


Figura VII.3. Geocronología del ortogneiss granodiorítico AC23b. **a.** Fotomicrografía de los zircones analizados, 4X, NII. **b. - q.** Imágenes de CL de los cristales analizados mostrando las estructuras internas observadas en los zircones. **q.** Diagrama de U vs Th/U. **r.** Diagrama de Th/U vs edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. **s.** Diagrama de tierras raras. **t.** Diagrama de concordia. **u.** Cálculo de la edad mínima de cristalización para el ortogneiss granítico con anfíbol.

Ortozeis granítico AC23b																				
Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Relaciones isotópicas							Edades corregidas (Ma)						Mejor edad	±2σ	Disc %	Sector
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ				
1	30	20.6	0.69	0.0691	0.0049	1.6600	0.1500	0.1690	0.0059	-0.048	1006	33	976	56	860	150	860	150	-3.07	núcleo
2	54	32.4	0.60	0.0745	0.0036	1.7270	0.0940	0.1706	0.0056	0.2529	1015	31	1019	36	1033	96	1033	96	0.39	bordes
3	179	54.2	0.30	0.0715	0.0022	1.6260	0.0720	0.1655	0.0037	0.2473	987	21	978	28	966	61	966	61	-0.92	bordes
4	45.6	39.3	0.86	0.0699	0.0037	1.5910	0.1100	0.1639	0.0046	0.0899	978	25	973	43	910	120	910	120	-0.51	núcleo
5	184	52	0.28	0.0699	0.0025	1.6750	0.0930	0.1666	0.0035	-0.175	993.1	20	994	35	909	77	909	77	0.09	bordes
6	46.7	26.4	0.57	0.0736	0.0035	1.7210	0.1000	0.1710	0.0049	0.1684	1017	27	1021	41	1010	100	1010	100	0.39	núcleo
7	41.3	31.9	0.77	0.0743	0.0043	1.6780	0.1000	0.1676	0.0050	0.1805	1002	29	999	38	990	120	990	120	-0.30	núcleo
8	212	64.8	0.31	0.0709	0.0015	1.6430	0.0760	0.1657	0.0036	-0.194	988.1	20	984	28	953	45	953	45	-0.42	bordes
9	165.3	49.4	0.30	0.0707	0.0019	1.6710	0.0780	0.1694	0.0039	-0.086	1009	22	995	29	963	57	963	57	-1.41	bordes
10	61.8	52.5	0.85	0.0729	0.0035	1.5890	0.1100	0.1602	0.0054	0.2074	958	30	960	42	1005	93	1005	93	0.21	crystal
11	241	75.1	0.31	0.0709	0.0015	1.6430	0.0740	0.1666	0.0038	-0.09	993	21	985	28	967	43	967	43	-0.81	bordes
12	140	67.5	0.48	0.0710	0.0028	1.5290	0.0790	0.1580	0.0038	0.1953	946	21	944	33	936	81	936	81	-0.21	núcleo
13	71.2	63.5	0.89	0.0729	0.0041	1.6200	0.1200	0.1635	0.0045	0.4124	976	25	971	43	970	110	970	110	-0.51	crystal
14	59	41.9	0.71	0.0775	0.0048	1.7900	0.1100	0.1726	0.0055	-0.075	1026	30	1041	42	1150	120	1150	120	1.44	crystal
15	153	45.1	0.29	0.0708	0.0024	1.6080	0.0840	0.1668	0.0041	-0.043	994	23	981	32	950	71	950	71	-1.33	bordes
16	41.5	33	0.80	0.0732	0.0045	1.6200	0.1200	0.1628	0.0049	0.1912	972	27	975	45	970	130	970	130	0.31	crystal
17	184	52.4	0.28	0.0701	0.0019	1.6050	0.0650	0.1699	0.0038	-0.133	1011	21	974	27	934	51	934	51	-3.80	bordes
18	43.4	36.9	0.85	0.0690	0.0045	1.5980	0.1100	0.1648	0.0048	-0.036	986	26	961	43	880	120	880	120	-2.60	núcleo
19	35.5	30.3	0.85	0.0624	0.0046	1.5000	0.1300	0.1680	0.0048	-0.186	1001	27	923	54	710	160	710	160	-8.45	núcleo
20	149	42.4	0.28	0.0684	0.0021	1.6370	0.0740	0.1718	0.0039	-0.037	1022	21	982	28	887	66	887	66	-4.07	bordes
21	203	57.9	0.29	0.0725	0.0018	1.7100	0.0690	0.1730	0.0042	-0.075	1028	23	1016	26	1009	55	1009	55	-1.18	bordes
22	46.1	40.3	0.87	0.0737	0.0037	1.6100	0.0930	0.1638	0.0053	0.2523	977	29	975	35	1010	110	1010	110	-0.21	núcleo
23	40.9	31	0.76	0.0737	0.0037	1.6130	0.0960	0.1630	0.0052	0.0945	973	29	970	37	1020	110	1020	110	-0.31	núcleo
24	199	62.1	0.31	0.0716	0.0016	1.6780	0.0750	0.1687	0.0038	0.1209	1005	21	998	29	965	47	965	47	-0.70	bordes
25	236	72.3	0.31	0.0723	0.0017	1.6210	0.0650	0.1648	0.0037	0.0909	983	21	980	26	986	46	986	46	-0.31	bordes

Tabla VII.3. Análisis de U-Pb de los zircones de la muestra AC23b.

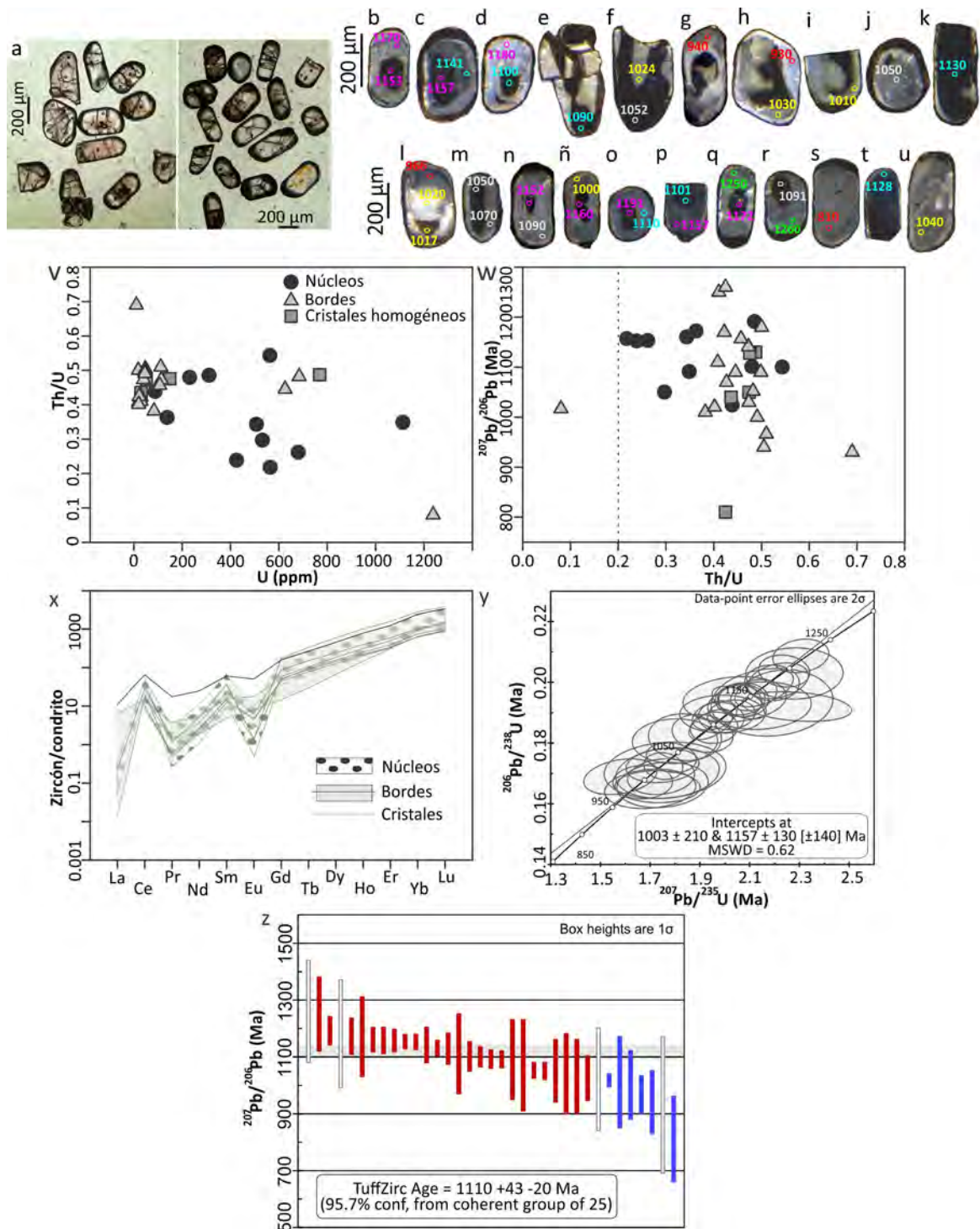


Figura VII.4. Geocronología del ortogneis granítico AC71. **a.** Fotomicrografía de los zircones analizados, NII. **b. - u.** Imágenes de CL de algunos cristales y puntos analizados, mostrando las estructuras internas observadas en los zircones. **v.** Diagrama de U vs Th/U. **w.** Diagrama de Th/U vs edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. **x.** Diagrama de tierras raras. **y.** Diagrama de concordia. **z.-ab.** Diagramas de las edades registradas en la muestra, calculadas usando el logaritmo de *TuffZirc*. **z.** Edades de cristalización. **aa.** Posible edad un primer evento térmico. **ab.** Posible edad la intrusión del cuerpo anortosítico y rocas asociadas.

Ortoigneis granítico AC71																					
Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Relaciones isotópicas							Edades corregidas (Ma)						Mejor edad	±2σ	Disc %	Sector	Obs.
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ					
1	88	38.6	0.44	0.0735	0.0029	1.9900	0.1400	0.1895	0.0051	0.0108	1119	27	1105	44	1024	78	1024	78	-1.27	núcleo	
2	684	330	0.48	0.0745	0.0010	1.9440	0.0720	0.1861	0.0041	0.5405	1100	22	1095	25	1052	27	1052	27	-0.46	borde	
3	47.3	23.9	0.51	0.0706	0.0034	1.6700	0.0980	0.1671	0.0045	0.0307	996	25	992	37	940	110	940	110	-0.40	borde	
4	563	306	0.54	0.0763	0.0013	1.9860	0.0750	0.1884	0.0041	-0.084	1113	22	1110	25	1100	35	1100	35	-0.27	núcleo	
5	18.9	9.46	0.50	0.0797	0.0077	1.7700	0.1700	0.1701	0.0068	0.1559	1018	36	1054	66	1180	190	1180	190	3.42	borde	
6	51.7	24.5	0.47	0.0759	0.0040	1.9110	0.1000	0.1832	0.0051	-0.158	1084	28	1085	35	1050	110	1050	110	0.09	crystal	
7	114	53.9	0.47	0.0780	0.0024	2.1900	0.0900	0.1998	0.0048	-0.013	1174	26	1176	28	1141	62	1141	62	0.17	borde	
8	564	122.9	0.22	0.0783	0.0016	2.0260	0.0780	0.1893	0.0040	0.1464	1118	22	1123	26	1157	39	1157	39	0.46	núcleo	ZM
9	769	375	0.49	0.0774	0.0011	2.0600	0.0720	0.1940	0.0044	-0.093	1143	24	1135	24	1130	27	1130	27	-0.67	crystal	
10	29.7	12.53	0.42	0.0816	0.0061	2.1400	0.1700	0.1923	0.0064	0.0877	1133	35	1152	52	1170	140	1170	140	1.65	borde	
11	680	178	0.26	0.0784	0.0010	2.1170	0.0760	0.1958	0.0042	0.2965	1152	23	1154	25	1153	24	1153	24	0.17	núcleo	ZM
12	84	32.1	0.38	0.0729	0.0051	1.8000	0.1400	0.1806	0.0060	0.0318	1070	33	1039	50	1010	160	1010	160	-2.98	borde	
13	10.75	7.42	0.69	0.0730	0.0085	1.7600	0.2000	0.1710	0.0076	0.1354	1016	42	1002	73	930	240	930	240	-1.40	borde	
14	40.1	19	0.47	0.0723	0.0046	1.7500	0.1200	0.1726	0.0046	0.1704	1026	25	1018	45	1030	130	1030	130	-0.79	borde	
15	626	279	0.45	0.0760	0.0011	2.0760	0.0820	0.1942	0.0046	0.0219	1144	25	1140	27	1090	29	1090	29	-0.35	borde	
16	149	70.9	0.48	0.0763	0.0021	1.9570	0.0780	0.1850	0.0042	0.0767	1094	23	1102	26	1128	54	1128	54	0.73	crystal	
17	532	158	0.30	0.0745	0.0011	2.0580	0.0890	0.1933	0.0044	-0.527	1139	24	1133	28	1050	30	1050	30	-0.53	núcleo	
18	27.5	11.73	0.43	0.0745	0.0058	1.7500	0.1500	0.1662	0.0061	0.1306	991	34	1027	56	1070	160	1070	160	3.51	borde	
19	30	12.74	0.42	0.0687	0.0050	1.5800	0.1200	0.1689	0.0048	0.2872	1009	28	952	48	810	150	810	150	-5.99	crystal	
20	311	151	0.49	0.0794	0.0018	2.3060	0.0920	0.2087	0.0045	0.1705	1222	24	1216	27	1191	49	1191	49	-0.49	núcleo	
21	20.6	8.41	0.41	0.0768	0.0057	2.0400	0.1700	0.1944	0.0061	0.1488	1145	33	1133	60	1110	140	1110	140	-1.06	borde	
22	231	110.8	0.48	0.0766	0.0020	2.0620	0.0820	0.1943	0.0041	0.0465	1145	22	1137	27	1101	52	1101	52	-0.68	núcleo	
23	108.3	49.5	0.46	0.0779	0.0018	2.1580	0.0960	0.1979	0.0049	0.5413	1164	26	1166	31	1157	46	1157	46	0.17	borde	
24	30.4	12.48	0.41	0.0814	0.0061	2.2800	0.1600	0.2029	0.0069	0.029	1190	37	1196	52	1250	130	1250	130	0.50	borde	
25	137.8	50	0.36	0.0792	0.0024	2.2140	0.1000	0.2005	0.0048	0.2878	1178	26	1186	34	1172	63	1172	63	0.67	núcleo	ZM
26	1113	388	0.35	0.0757	0.0012	1.9590	0.0730	0.1891	0.0039	0.3343	1116	21	1101	25	1091	32	1091	32	-1.38	núcleo	ZM
27	23.1	9.81	0.42	0.0828	0.0073	2.1900	0.2000	0.1934	0.0091	0.0918	1138	49	1180	66	1260	180	1260	180	3.56	borde	ZM
28	112.1	57.2	0.51	0.0720	0.0023	1.7850	0.0820	0.1752	0.0040	-0.147	1040	22	1037	30	966	66	966	66	-0.29	borde	
29	20.3	8.15	0.40	0.0729	0.0059	1.7000	0.1500	0.1649	0.0053	0.1549	984	29	1015	57	1020	180	1020	180	3.05	borde	
30	1238	99	0.08	0.0732	0.0008	1.7530	0.0640	0.1724	0.0036	-0.096	1026	20	1028	23	1017	22	1017	22	0.24	borde	ZM
31	30.3	13.21	0.44	0.0747	0.0051	1.8400	0.1200	0.1819	0.0063	-0.058	1077	34	1061	41	1040	140	1040	140	-1.51	crystal	
32	425	101.5	0.24	0.0782	0.0011	2.2390	0.0840	0.2037	0.0043	-0.105	1195	23	1192	26	1152	26	1152	26	-0.24	núcleo	
33	45.1	22.5	0.50	0.0751	0.0051	1.7300	0.1400	0.1656	0.0043	-0.03	988	24	1025	48	1090	140	1090	140	3.61	borde	
34	507	174	0.34	0.0787	0.0016	2.2900	0.1800	0.1920	0.0040	-0.252	1132	22	1201	49	1160	42	1160	42	5.72	núcleo	ZM
35	45.8	22.5	0.49	0.0740	0.0041	1.7440	0.1100	0.1689	0.0048	0.1577	1006	27	1026	45	1000	120	1000	120	1.95	borde	

Tabla VII.4. Análisis de U-Pb de los zircones de la muestra AC71. Observaciones ZM: Zona metamórfica.

VIII. GEOQUÍMICA

VIII.1. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

En este capítulo se presentan los resultados de la geoquímica de elementos mayores y traza de cinco anortositas (AC10, AC47, AC48, AC49 y PCY71), un leucogabro (AC58), una OAGN (AC09b) y tres ortogneises graníticos (AC17, PCY33A, AC73). Durante su preparación, las fracciones más frescas de estas rocas fueron inicialmente cortadas en los talleres de laminación y posteriormente trituradas y pulverizadas usando el equipo disponible en el taller de molienda; ambos en Instituto de Geología, UNAM. Para el análisis de los elementos mayores las muestras fueron preparadas en base seca, fundidas y analizadas por Patricia Girón y Rufino Lozano en un espectrómetro Rigaku ZSX Primus II, previamente calibrado con Muestras Internacionales de Referencia Geoquímica, en el Laboratorio de Fluorescencia de rayos X (FRX) en el Instituto de Geología, UNAM. Los análisis de los elementos traza de nueve muestras fueron realizados por M. en C. Ernesto Hernández Mendiola en un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) Agilent 7500ce, siguiendo el protocolo interno del laboratorio de Química Ultrapura en el Instituto de Geología, UNAM. Finalmente, los elementos traza de una sola muestra fueron medidos por M. en C. Ofelia Arvizu en un ICP-MS Thermo Series XII en el Laboratorio Ultralimpio e ICP-MS del Centro de Geociencias, UNAM sede Juriquilla, siguiendo los lineamientos descritos en Mori *et al.* (2009).

Debido a que no todas las rocas graníticas estudiadas son contemporáneas a la formación de la anortosita (ver capítulo VII, geocronología) y por ende no pertenecen a la *suite* AMCG (e.g. AC17 y AC73 de la Unidad Márquez - UM), para una mejor comprensión de su comportamiento geoquímico los análisis en este trabajo se complementaron con los de 11 rocas (ver Anexo 2) reportadas para esta *suite* al norte del área de interés por Keppie *et al.* (2003). Estos autores proporcionan la descripción y clasificación petrográfica de sólo tres rocas (6398, 6498 y OC9810), por lo que según sus características químicas los análisis se dividieron en un leucogabro, seis rocas básicas-ultrabásicas y cuatro rocas de composición intermedia a granítica (ver Anexo 2). Al norte del área de estudio, Solari (2001) y Solari *et al.* (2003) le asignaron el nombre de Unidad Huitzo (UH) a la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas (marco geológico, capítulo III), nombre que también será utilizado en este y los capítulos subsiguientes.

Con fines comparativos, en algunos diagramas los análisis de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas se graficaron junto con composiciones químicas de rocas equivalentes tanto de las Montañas de Adirondack (MA), en Nueva York, EE.UU. (Seifert *et al.*, 2010) como del Complejo Guichicovi (CG; Weber y Hecht, 2003) y del sector sur del Complejo Oaxaqueño, en Pluma Hidalgo (PH; Schulze, 2011) (ver Anexo 2) en México. Especial atención se puso en la selección de rocas gabróicas, ya que en el área de estudio, además de anortositas y gabronoritas hay OAGNs (en el sentido de Owens y Dymek, 1992). Esto es importante ya que el contenido de óxidos de Fe-Ti y apatito en las OAGNs se refleja en la química de la roca con mayores contenidos de Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , V, Ni, Cr, etc, haciéndolas químicamente diferentes de las rocas gabronoríticas.

En este capítulo, mientras los términos “*rocas u ortogneises gabróicos/básicos*” refieren genéricamente a OAGNs y gabronoritas; “*rocas anortosíticas*” indica el conjunto litológico de anortositas y leucogabros. Adicionalmente, la expresión “*serie anortosítica*” se refiere al conjunto de rocas: anortosita, leucogabro y rocas gabróicas; entre tanto “*serie granítica o ácida*” señala las rocas de composición granítica que contiene ortopiroxeno y/u hornblenda. Por otro lado, los resultados de la geoquímica de elementos mayores de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas, así como la mineralogía normativa calculada para estas rocas son mostrados en la tabla VIII.1.1; mientras que los resultados de los análisis de elementos traza son reportados en la tabla VIII.1.2. La norma CIPW (*Cross, Iddings, Pirsson and Washington* por sus siglas en inglés) para estas rocas se obtuvo usando el programa elaborado por Kurt Hollocher del Departamento de Geología, en Union College, Schenectady, Nueva York. Así mismo, la geoquímica de las anortositas y rocas asociadas usadas con fines comparativos se encuentra en el anexo 2.

VIII.1.1. Diagramas de Clasificación

Para la clasificación de las rocas analizadas se usaron tanto los diagramas TAS (álcalis $[\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$ vs SiO_2 ; para rocas intrusivas de Wilson (1989)) y K_2O vs SiO_2 (de Peccerillo y Taylor, 1976) basados en elementos mayores, como los diagramas QAP (de Streckeisen, 1976) y An-Ab-Or (de Barker, 1979 en Rollinson, 2014) basados en la norma CIPW. Así pues, en el diagrama TAS (Fig. VIII.1.1.a) se observa que mientras los ortogneises graníticos caen entre los campos de la sienodiorita, la granodiorita y la diorita; las rocas anortosíticas y las gabróicas grafican en los campos de la sienodiorita y de los gabros, respectivamente. En tanto, en el diagrama de K_2O vs SiO_2 (Fig. VIII.1.1.b) las rocas anortosíticas se ubican en el campo de las dioritas, los ortogneises gabróicos en el campo de los gabros y los ortogneises graníticos caen entre los campos de la diorita y granodiorita ricas en K.

Por otro lado, en el diagrama QAP (Fig. VIII.1.1.c) las rocas de la serie granítica se grafican en el campo del granito, las rocas anortosíticas en el área de la monzodiorita y los ortogneises básicos caen entre los campos de cuarzo-monzodiorita y granodiorita. En el diagrama An-Ab-Or (Fig. VIII.1.1.d), mientras que las anortositas y los leucogabros se ubican en el campo de las tonalitas, los ortogneises básicos lo hacen en los campos de la granodiorita y tonalita y los ortogneises graníticos entre las áreas de la cuarzo-monzonita y el granito. Por otro lado, los ortogneises graníticos AC17 y AC71 de la UM grafican en los campos de la sienodiorita y granito en el TAS; en los campos de la diorita alta en K y del granito en el diagrama K_2O vs SiO_2 ; y tanto en los campos del granito, como en el de cuarzo-monzonita y granito en los diagramas QAP y An-Ab-Or, respectivamente.

VIII.1.2. Diagramas de Variación

En los diagramas de álcalis vs SiO_2 y AFM que distinguen entre series de magmas, las rocas de estudio se comparan con litologías similares en otras localidades. Así, en el diagrama TAS (Fig. VIII.1.2.a), las rocas de la serie anortosítica de la UH caen en el campo alcalino ligeramente por encima de la línea divisoria de Irvine y Baragar (1971); mientras que las rocas de la serie granítica lo hacen en el campo subalcalino. Sin embargo, cabe resaltar que la mineralogía normativa de la Anortosita Cacaotepec y las rocas asociadas muestran tanto hiperstena como cuarzo en exceso (ver Tabla VIII.1.1),

evidenciado su saturación en sílice y, por ende, su afinidad subalcalina. Irvine y Baragar (1971) observaron también este fenómeno en las lavas de Coppermine River, señalándolo como una limitación del diagrama. Por otro lado, Wilson (1989) sostiene que aunque el límite entre la serie alcalina y la subalcalina es denotado de manera abrupta como una línea, en realidad es transicional.

Similarmente, las rocas de las MA y de PH caen a ambos lados o sobre el límite alcalino-subalcalino (Fig. VIII.1.2.a), contrastando con el CG en donde la mayoría de las rocas se ubican en el campo subalcalino, excepto por un gabro. Igualmente, la mineralogía normativa para la mayoría de las rocas de estas localidades (excepto por dos leucogabros y una anortosita en PH) refleja también la presencia de hiperstena y cuarzo, evidenciando el mismo fenómeno ocurrido en las rocas de la UH. Así pues, apoyados en la saturación en sílice indicada por la mineralogía normativa, la Anortosita Cacaotepec y las rocas asociadas, se clasifican dentro de la serie subalcalina.

En el diagrama AFM (álcalis, FeOt, MgO; Fig.VIII.1.2.b) las rocas de la UH siguen una tendencia toleítica, mostrando un enriquecimiento en FeOt sobre MgO, para finalmente enriquecerse en álcalis (línea sólida anaranjada). Por otro lado, tendencias similares son seguidas por las rocas de las MA y PH, difiriendo de las rocas del CG que muestran una tendencia calcialcalina.

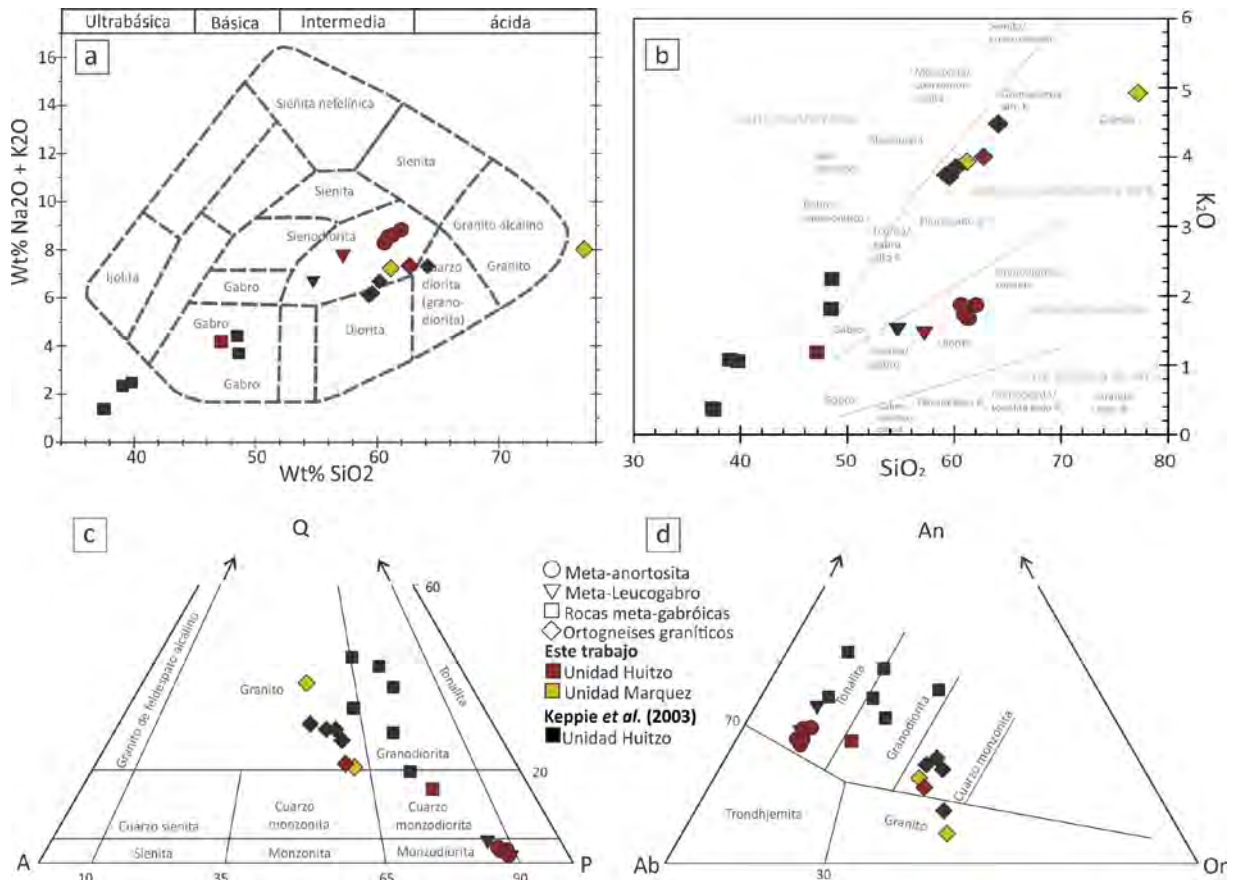


Figura VIII.1.1. Diagramas de clasificación. **a.** Diagramas TAS para rocas plutónicas de Wilson (1989) adaptado de Cox et al. (1979). **b.** Diagrama de K_2O vs SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976). **c.** y **d.** diagramas basados en la mineralogía normativa. **c.** Diagrama QAP de Streckeisen (1976). **d.** Diagrama el An-Ab-Or de Barker (1979, en Streckeisen, 1976).

Litología	Unidad Huitzo							Unidad Márquez		
	Meta-anortositas					Meta-leucogabro	Meta-OAGNs	Ortogneis granodiorítico	Ortogneis tonalítico	Ortogneis granítico
	wt%	AC-10	AC-47	AC-48	AC-49	PCY-71	AC-58	AC-09b	PCY-33A	AC-17
SiO ₂	61.39	59.72	60.13	60.89	60.69	56.30	45.93	61.84	60.51	76.69
TiO ₂	0.08	0.10	0.23	0.13	0.27	1.57	5.14	1.60	2.11	0.20
Al ₂ O ₃	23.15	23.60	24.20	23.95	23.43	21.17	11.35	14.00	14.22	12.13
Fe ₂ O _{3t}	0.61	0.72	0.75	0.61	0.73	4.37	18.99	8.43	8.87	1.60
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.22	0.13	0.16	0.02
MgO	0.27	0.53	0.28	0.19	0.22	0.93	4.18	1.70	1.69	0.19
CaO	4.80	4.91	5.42	5.05	5.75	6.12	6.98	3.93	4.42	0.82
Na ₂ O	6.89	6.59	6.36	6.89	6.77	6.20	2.92	3.27	3.26	3.08
K ₂ O	1.86	1.79	1.87	1.68	1.73	1.50	1.17	3.96	3.91	4.92
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.05	0.05	0.09	0.69	2.41	0.62	0.74	0.04
LOI	0.83	1.90	0.86	0.62	0.22	1.21	0.57	0.65	-0.04	0.29
TOTAL	99.94	99.94	100.2	100.1	99.90	100.1	99.86	100.1	99.82	99.97
ppm										
Rb	8	7	5	<3	<3	<3	<3	137	85	100
Sr	2385	2368	2308	2049	2574	1728	882	842	527	87
Ba	1128	1067	1085	933	999	893	4268	3194	2013	604
Y	3	<2	<2	<2	<2	10	56	78	79	15
Zr	60	44	38	24	51	49	367	2183	644	1
Nb	<2	<2	<2	<2	<2	5	33	47	31	4
V	6	7	8	7	14	71	227	54	75	7
Cr	44	29	28	38	39	48	274	68	68	112
Co	<4	<4	<4	<4	<4	9	25	13	19	5
Ni	12	12	10	10	10	14	17	11	12	8
Cu	12	13	10	9	10	23	29	18	20	<3
Zn	27	17	18	14	14	44	207	336	156	11
Th	6	5	5	4	6	<2	<2	10	<2	<2
Pb	13	6	9	7	10	5		54	16	10
CIPW Norm										
Qtz	2.70	2.50	3.20	2.67	1.57	1.50	9.06	17.49	16.66	37.68
Zrn	0.01	0.01	0.01		0.01	0.01	0.07	0.43	0.13	
An	24.24	24.72	27.29	25.37	28.03	25.14	12.66	10.52	11.82	3.83
Di								0.09		
Ttn					0.50	0.88	4.57	3.58	3.83	
Hy	0.67	1.32	0.70	0.47	0.55	2.32	10.41	4.19	4.21	0.47
Ab	58.30	55.76	53.82	58.30	57.29	52.46	24.71	27.67	27.59	26.06
Or	11.94	11.45	11.92	10.65	11.02	9.59	10.40	26.02	24.70	29.58
Ap	0.12	0.14	0.12	0.12	0.21	1.60	5.58	1.44	1.71	0.09
Chr	0.01			0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.03
Ilm	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.10	0.43	0.27	0.33	0.02
Crn	0.75	1.60	1.55	1.37						0.24
Rt	0.07	0.09	0.22	0.12	0.06	1.16	3.05		0.37	0.19
Hem	0.61	0.72	0.75	0.61	0.73	4.37	18.99	8.43	8.87	1.60
Total	99.44	98.33	99.60	99.71	100.0	99.15	100.0	100.1	100.3	99.80
%An	25.66	26.89	29.33	26.90	29.10	28.83	26.51	16.38	18.44	6.45
%Ab	61.71	60.66	57.85	61.81	59.46	60.17	51.72	43.10	43.03	43.82
%Or	12.63	12.45	12.82	11.30	11.44	11.00	21.77	40.52	38.53	49.74
#Mg	46.64	59.67	42.63	38.49	37.04	29.68	30.35	28.51	27.36	18.67

Tabla VIII.1.1. Análisis de elementos mayores y mineralogía normativa de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas. La pérdida por calcinación se determinó calentando la muestra a 950° durante una hora. Para los elementos traza las muestras se prensaron con Cera-C como aglutinante. Abreviaciones siguen a Siivola and Schmid (2007), excepto por hiperstena, la cual se abrevia aquí como Hy

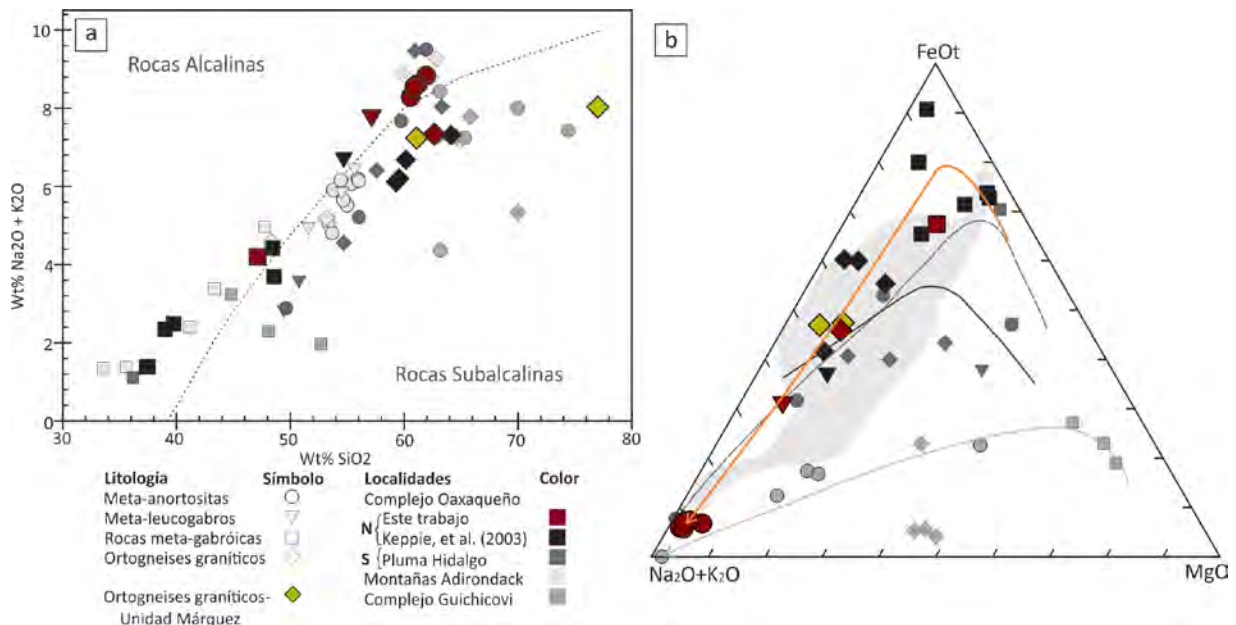


Figura VIII.1.2. a. Diagrama de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 en %wt. b. Diagrama AFM. Línea gris claro punteada, hacia la parte inferior, marca la tendencia de las rocas del Complejo Guichicovi; línea gris oscuro definida por rayas marca la tendencia de las rocas de Pluma Hidalgo; línea continua anaranjada marca la tendencia de las rocas de la Unidad Huitzo. Línea que separa el campo toleítico del calcialcalino en ambos diagramas corresponde a la de Irvine y Baragar (1971).

Sin embargo, Maji *et al.* (2010) sugieren que, debido a que las anortositas y rocas asociadas son de carácter cumúlítico y por ende no representan un *liquid line of descent*, el diagrama AFM y otros usados para definir afinidades magmáticas y tendencias de fraccionamiento deben ser usados en estas rocas sólo para indicar enriquecimientos relativos en los óxidos entre los diferentes miembros que componen estos complejos. Así, las rocas gabrónicas de la UH están enriquecidas en FeOt respecto a las demás litologías en el área, siendo las anortositas las más pobres en dicho componente. Contrariamente, las anortositas poseen los contenidos en álcalis más altos; mientras que los leucogabros y ortogneises graníticos tienen contenidos intermedios en álcalis y FeOt. En general, las rocas estudiadas muestran contenidos bajos en MgO.

Adicionalmente, los análisis se graficaron en diagramas bivalentes con índices de diferenciación tanto de SiO_2 (Fig. VIII.1.3 y VIII.1.4) como $\text{FeOt}+\text{TiO}+\text{MgO}+\text{MnO}$ (que muestra una correlación fuertemente negativa con respecto al SiO_2 y Al_2O_3 ; Fig. VIII.1.5) para señalar las variaciones químicas entre las litologías. Así, en los diagramas Harker (Fig. VIII.1.3) se tiene que para las rocas de la serie anortosítica con la disminución en el contenido de SiO_2 , disminuyen el Al_2O_3 , K_2O y Na_2O ; mientras que el CaO , FeOt , MgO , TiO_2 y P_2O_5 aumentan. Por su parte, las rocas graníticas poseen contenidos altos en SiO_2 y K_2O e intermedios a bajos de Na_2O , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeOt , TiO_2 y P_2O_5 respecto a las rocas de la serie anortosítica, donde las tendencias más evidentes corresponden tanto al aumento del K_2O y Na_2O como a la disminución del CaO , FeOt , P_2O_5 y MgO con el incremento del SiO_2 . En los diagramas de SiO_2 vs elementos traza (Fig. VIII.1.4) las rocas de la serie anortosítica (de anortosita a ortogneises máficos) parecen empobrecerse en Sr y Cr, así como enriquecerse en Ba, V, Ni y en los HFSE Zr y Nb con la disminución en SiO_2 . Entre tanto, las rocas graníticas muestran contenidos

intermedios a bajos en Sr, V, Ni, Zr y Nb y de intermedios a altos en Ba, Rb y Cr respecto a la suite anortosítica.

Por otro lado, en los diagramas con índice de diferenciación de $\text{FeOt}+\text{MnO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (Fig. VII.1.5), de anortositas a rocas gabrómicas hay una disminución pronunciada en el contenido de Al_2O_3 , Na_2O y SiO_2 , así como un ligero decremento en K_2O con el aumento de índice de diferenciación en la roca. Este comportamiento es opuesto al manifestado por el CaO y el P_2O_5 que aumentan al incrementar el contenido en $\text{FeOt}+\text{MnO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$. Las rocas graníticas muestran alto SiO_2 y K_2O , valores intermedios a bajos en P_2O_5 , Na_2O , CaO y Al_2O_3 respecto a valores intermedios a bajos de $\text{FeOt}+\text{MnO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (11-12.1 %wt), observándose tanto un aumento en K_2O , Na_2O y SiO_2 como una disminución en CaO simultáneas a la disminución en $\text{FeOt}+\text{MnO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (Fig. VII.1.5).

Comportamientos similares de empobrecimiento en FeOt, TiO_2 , MnO, MgO, P_2O_5 , Ba, V, Zr y enriquecimiento sistemático en Na_2O , K_2O , Al_2O_3 y Sr en las rocas de la serie anortosítica con el aumento del SiO_2 fueron observados por Maji *et al.* (2010) en ocho macizos proterozoicos (ubicados en la India, en Norte América y en Noruega), encontrando además que las rocas de la serie granítica grafican siempre fuera de las tendencias definidas por la serie anortosítica en diagramas bivariantes. Adicionalmente, McLelland y Whitney (1990) encuentran que las series anortosítica (106 análisis) y granítica (233 análisis) que conforman la suite AMCG en las Montañas Adirondack definen tendencias de diferenciación con direcciones opuestas en estos diagramas. Dichas tendencias opuestas son observadas (y señaladas) en las rocas de la UH en los diagramas de Al_2O_3 , K_2O , Na_2O y FeOt vs SiO_2 (Fig. VIII.1.3) y en los de Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO y SiO_2 vs $\text{FeOt}+\text{MnO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (Fig. VIII.1.5), donde debido a la poca cantidad de rocas analizadas dichas tendencias podrían no ser muy evidentes.

Las concentraciones de SiO_2 en las meta-anortositas (60.5-62%wt) y los meta-leucogabros (57.2%wt) del área de estudio son mayores que las concentraciones de este mismo óxido en rocas equivalentes en las MA y PH y menores que aquellas del CG (Fig. VII.1.6.a y b). Los ortogneises básicos asociados a la Anortosita Cacaotepec poseen valores de SiO_2 (39.7-57.2 %wt) intermedios respecto a estas mismas litologías en PH y MA (Fig. VII.1.6.c). Las rocas graníticas poseen concentraciones intermedias de SiO_2 en comparación con los otros macizos (Fig. VII.1.6.d). Por otra parte, el contenido de Al_2O_3 en las meta-anortositas (23.4-24.4 %wt) en Cacaotepec es mayor que en las de PH y el CG, pero menor que en las MA (Fig. VII.1.6.a). Las concentraciones de Al_2O_3 en los leucogabros (20.8-21.5 %wt) son intermedias respecto a los de las MA y HP (Fig. VII.1.6.b); las de las rocas gabrómicas (4.3-12.9 %wt) son intermedias y menores respecto a las MA y CG (Fig. VII.1.6.c); mientras que los ortogneises graníticos poseen contenidos intermedios respecto a sus equivalentes en MA y CG, siendo menores que los de PH (14.2-15.5 %wt; Fig. VII.1.6.d).

El número de magnesio (#Mg, Tabla VIII.1.1, Anexo 2) en las anortositas varían entre 59.67 y 37.04, en los leucogabros entre 37.02 y 29.68, en las rocas gabrómicas entre 36.06 y 5.71 y en los ortogneises graníticos varía entre 28.51 y 10.82. Debido a que un basalto en equilibrio con un manto olivínico posee #Mg entre 68 y 75, siendo este parámetro altamente sensible a los procesos de cristalización fraccionada (Wilkinson, 1982; Wilson, 1989), los valores de #Mg (59.67-5.71) en las rocas de estudio señalan que los magmas parentales que dieron origen a estas rocas sufrieron fraccionamiento previo.

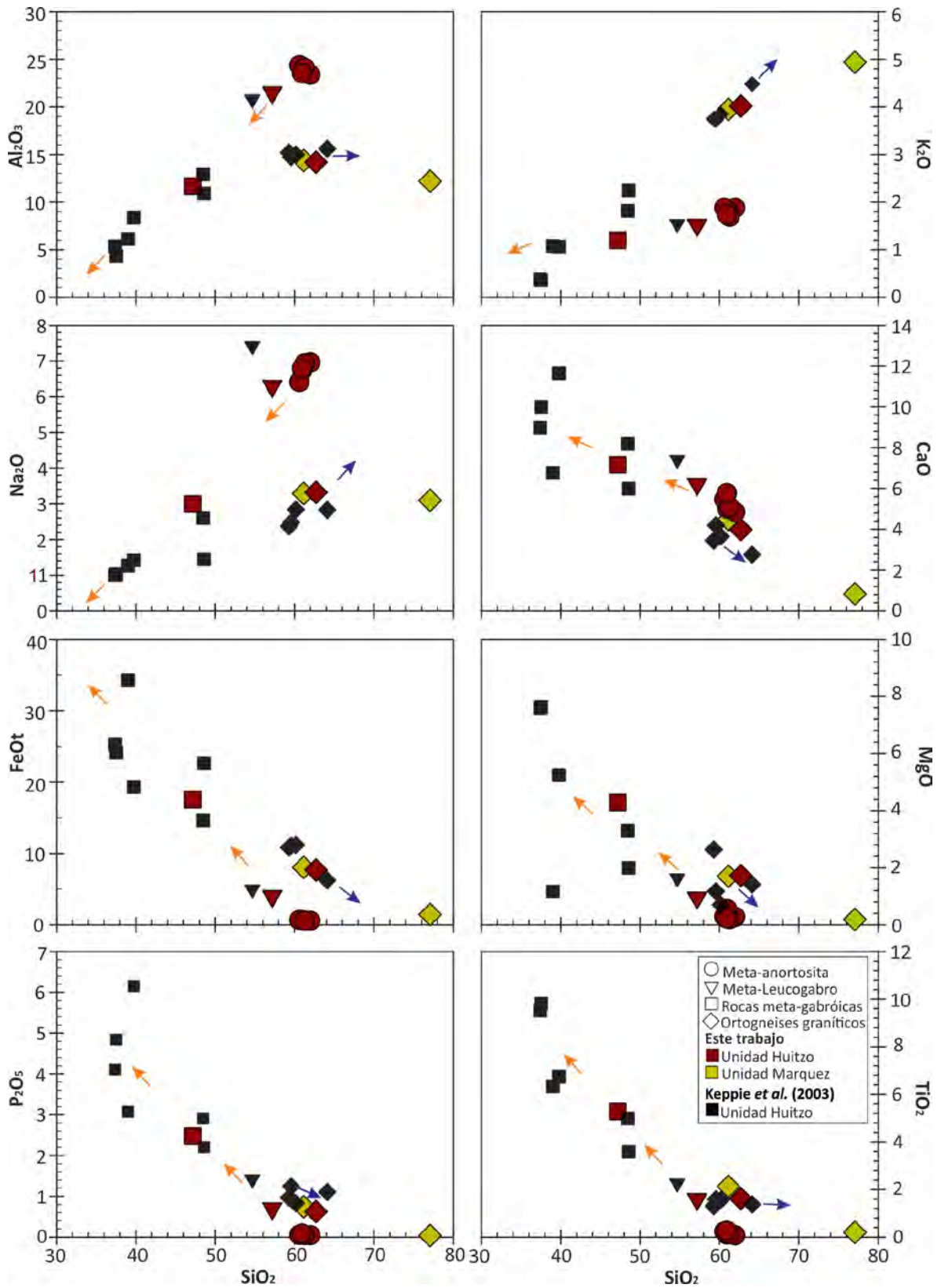


Figura VIII.1.3. Diagramas de SiO₂ vs los óxidos mayores de las rocas de estudio. Flechas anaranjadas y azules señalan tendencias seguidas por las rocas de la serie anortosítica y granítica, respectivamente.

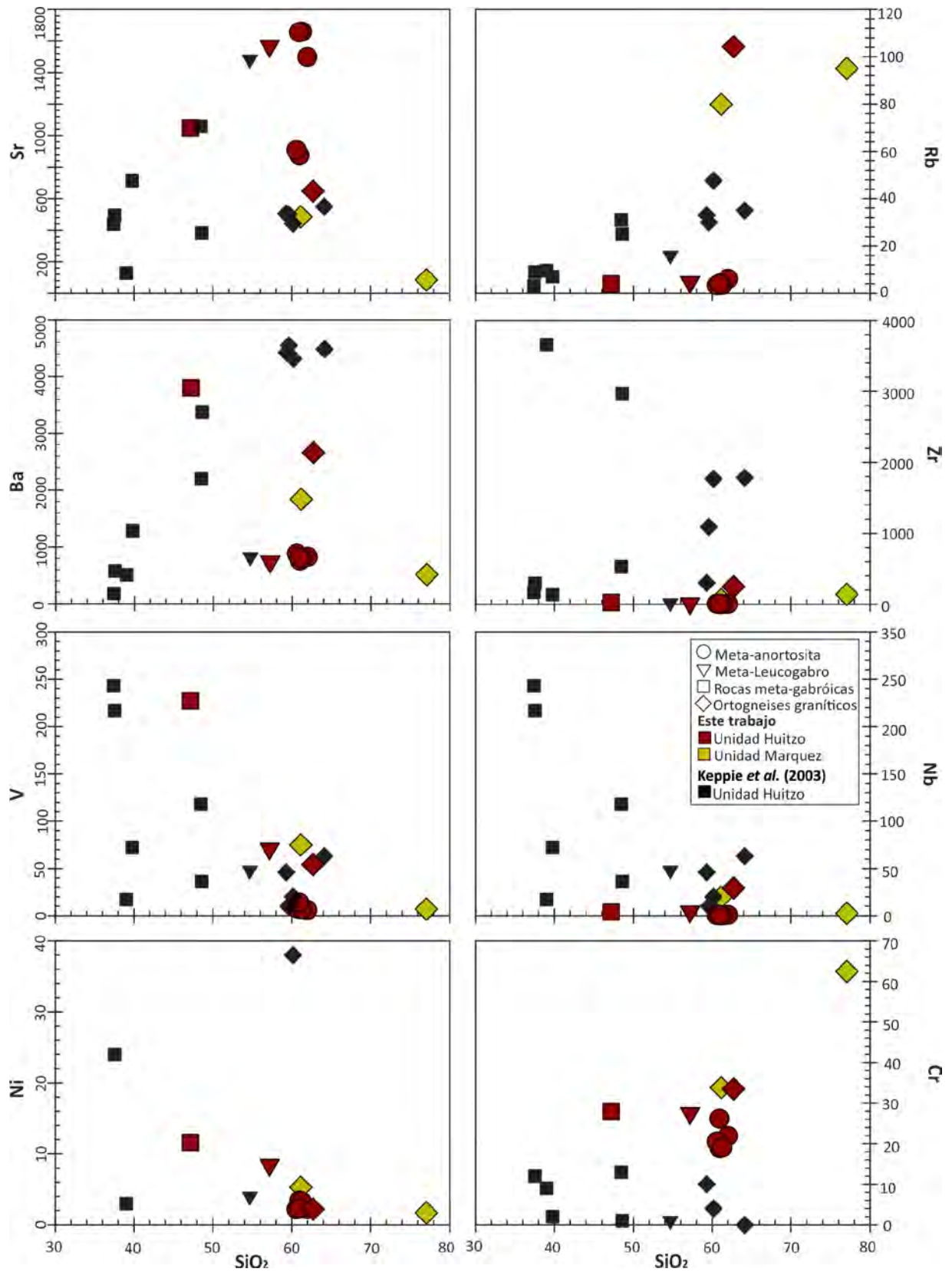


Figura VIII.1.4. Diagramas de SiO_2 vs elementos traza de las rocas de estudio.

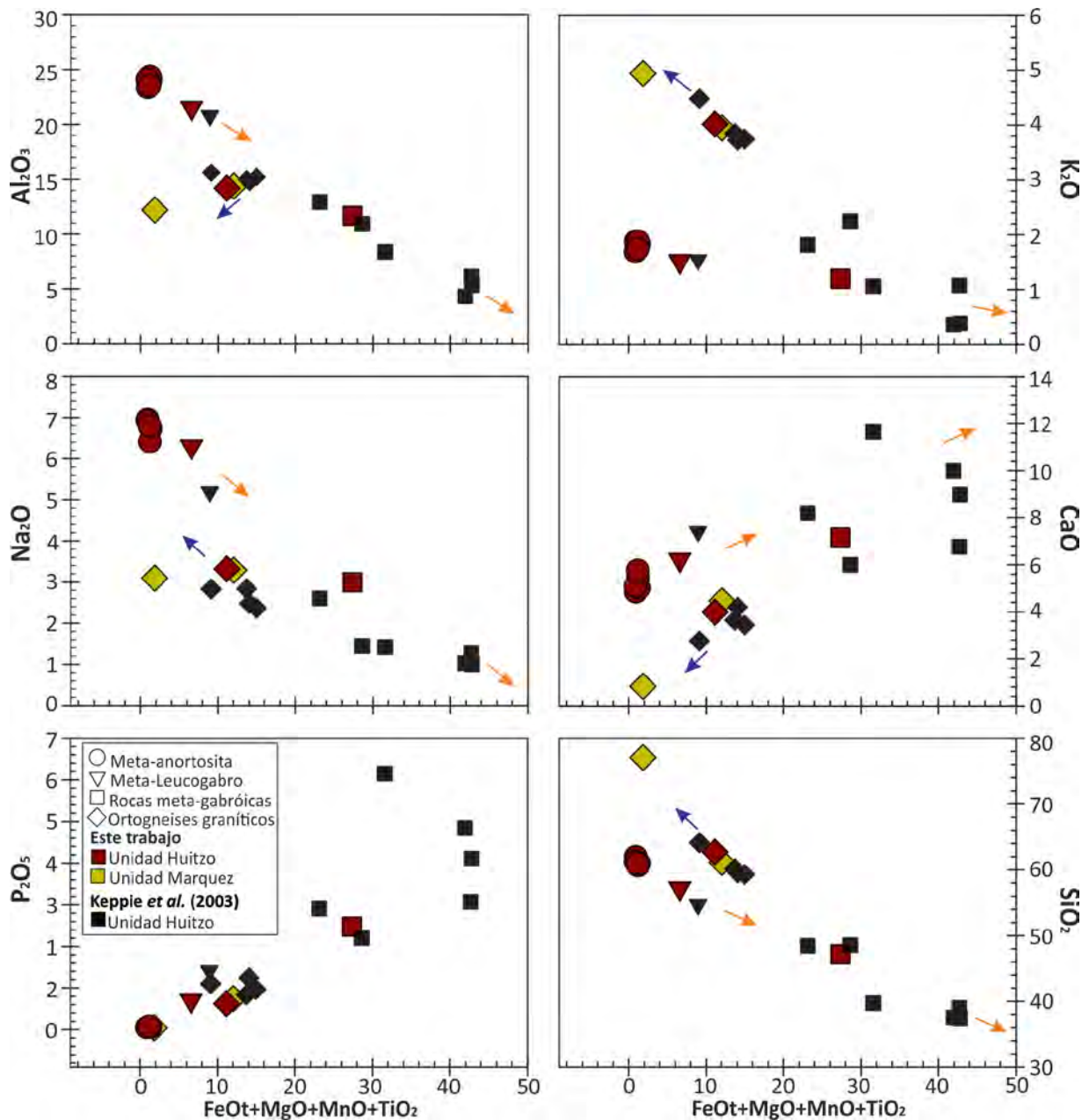


Figura VIII.1.5. Diagramas de FeOt+MgO+MnO+TiO₂ vs óxidos mayores. Flechas anaranjadas y azules señalan tendencias seguidas por las rocas de la serie anortosítica y granítica, respectivamente.

VIII.1.3. Tierras raras (REE)

Los análisis de tierras raras de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas, obtenidos tanto en este trabajo (Tabla VIII.1.2) como por Keppie *et al.* (2003) (Anexo 2), fueron normalizados a condrita utilizando los valores de Sun y McDonough (1989) y posteriormente graficadas en la figura VIII.1.7.a. Debido a que las REE están entre los elementos traza menos solubles, a que sus patrones son controlados tanto por la química de la fuente como por el equilibrio cristal-liquido durante la evolución magmática y a que no hay evidencia de procesos de anatexis en facies granulita que

podiesen haber afectado dichos patrones (Weaver, 1980; White, 2013; Rollinson, 2014), estos elementos pueden proporcionar información petrogenética importante, razón por la cual son utilizados en este trabajo.

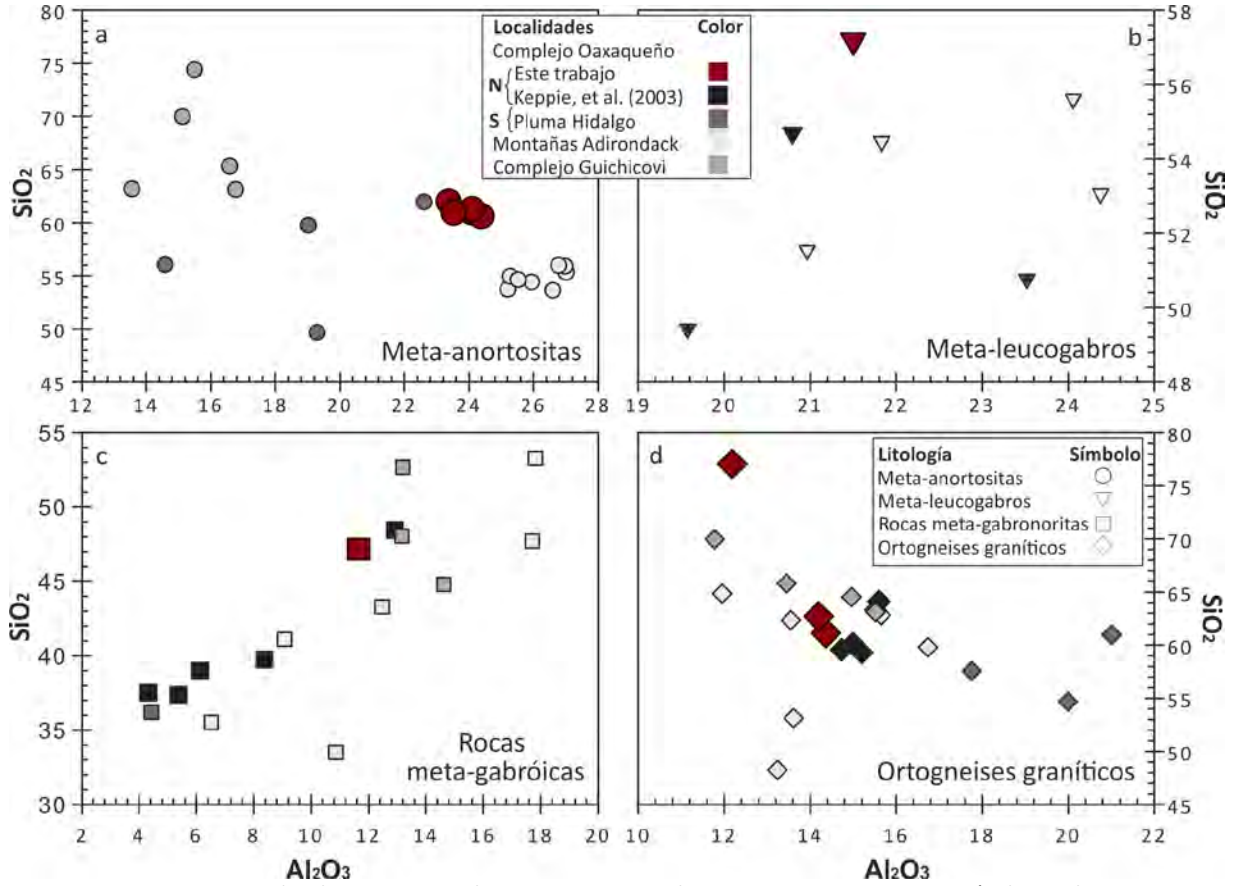


Figura VIII.1.6. Diagramas de Al_2O_3 vs SiO_2 en los que se compara las concentraciones en estos óxidos en las anortositas, leucogabros, ortogneises básicos y graníticos tanto de este trabajo con rocas similares en las Montañas Adirondack, Complejo Guichicovi y Pluma Hidalgo.

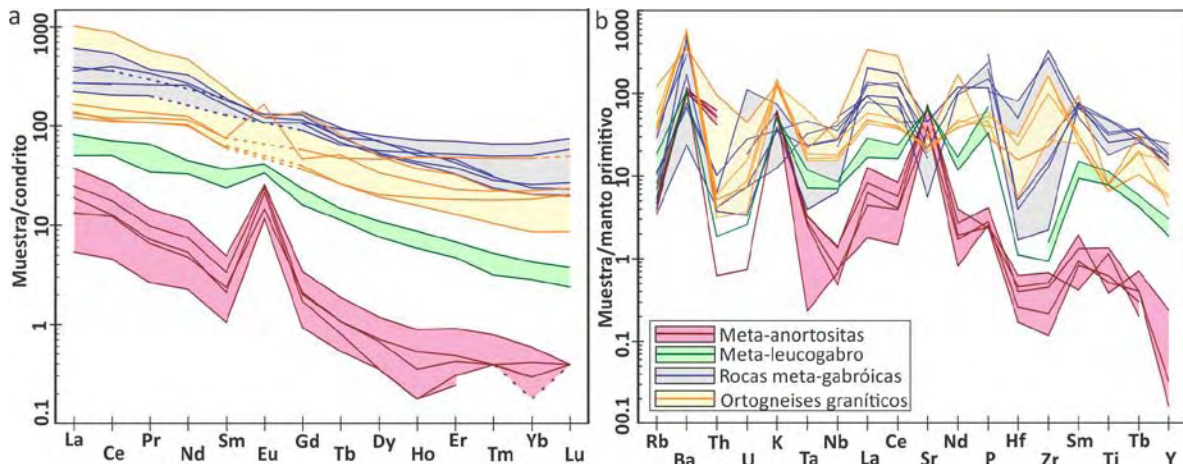


Figura VIII.1.7. Patrones de elementos de traza de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas. **a.** Patrones de tierras raras normalizadas a condrita (Sun y McDonough, 1989). **b.** Diagrama multielemental, donde los elementos se normalizaron

respecto a manto primordial (Wood *et al.*, 1979). Los diagramas se construyeron con los análisis obtenidos en este trabajo junto con los reportados por Keppie *et al.* (2003; Anexo 2).

Litología	Unidad Huitzo						Unidad Márquez			
	Meta-anortositas					Meta-leucogabro	Meta-OAGNs	Ortogneis granodiorítico	Ortogneis tonalítico	Ortogneis granítico
ppm	AC-10	AC-47	AC-48	AC-49	PCY-71	AC-58	AC-09b	PCY-33A	AC-17	AC73
La	8.91	3.15	1.27	4.48	5.90	11.90	144.20	242.00	82.60	28.29
Ce	15.95	7.51	2.79	7.78	10.79	30.85	331.5	535.6	195.7	43.71
Pr	1.39	0.62	0.25	0.68	0.93	3.25	35.11	55.31	20.23	4.07
Nd	5.15	2.22	1.05	2.49	3.48	15.31	153.3	217.4	88.15	13.43
Sm	0.75	0.36	0.16	0.32	0.51	3.63	28.86	36.41	18.27	1.84
Eu	1.48	0.84	0.67	1.23	1.39	1.94	7.09	7.12	5.28	0.78
Gd	0.70	0.43	0.19	0.35	0.41	3.27	23.57	28.11	15.94	1.62
Tb	0.07	0.04	0.02	0.03	0.04	0.42	2.88	3.05	2.26	0.20
Dy	0.30	0.18	0.09	0.09	0.17	1.93	13.51	12.55	12.46	0.84
Ho	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02	0.33	2.46	2.09	2.50	0.17
Er	0.15	0.08	0.05	0.04	0.07	0.78	6.26	5.34	6.90	0.41
Tm	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.08	0.72	0.58	0.93	
Yb	0.10	0.07	0.05	0.03	0.05	0.48	4.37	3.43	6.08	0.34
Lu	0.01	0.01	0.01			0.06	0.68	0.49	0.97	0.06
Ba	825.8	756.1	880.2	794.0	808.5	738.4	3801	2659	1838	513.6
Co	0.95	1.42	1.50	1.18	1.04	7.61	15.56	6.35	12.52	1.83
Cr	21.89	18.85	20.51	19.03	26.17	27.52	27.90	33.49	33.81	62.45
P	443.4	611.9	96.68	379.6	762.3	7560	2807	4296	4283	0.04
Y	1.16	0.16			0.08	9.19	67.07	55.74	68.68	4.21
Th	0.06						0.36	9.16	0.84	0.12
U	0.02						0.09	1.20	0.42	0.51
Cs	0.08	0.13	0.10	0.08	0.05	0.52	0.02	0.51	0.12	-0.02
Cu	1.51	3.52	1.13	0.70	0.44	20.25	22.51	12.64	15.53	-0.04
Hf	0.16	0.09	0.22	0.06	0.14	0.39	0.59	5.50	1.55	4.57
Rb	6.00	4.06	3.38	3.50	4.00	4.70	4.01	104.3	79.88	95.07
Sc	0.60	0.56	0.46	0.50	0.70	4.36	28.91	11.61	21.96	
Sr	1498	874.3	907.4	1658	1655	1568	1049	648.4	485.0	84.96
Ta	0.14	0.01	0.12	0.11	0.14	0.31	0.17	0.92	0.65	0.08
Mn	67.56	69.59	60.54	48.28	45.68	396.2	1957	950.6	1565	
Mo	0.39	0.28	0.41	0.27	0.40	0.41	1.98	2.57	2.71	1.86
Nb	0.84	0.42	0.46	0.30	0.87	4.38	3.95	29.19	19.91	2.55
Ni	2.21	3.40	2.18	3.26	2.30	8.44	11.61	2.20	5.29	1.68
Pb	4.07	1.99	3.24	3.96	2.68	2.23	4.62	29.81	11.46	7.90
Zr	5.62	2.38	7.45	1.29	4.95	10.23	24.70	249.6	67.87	141.0
(Eu/Eu*) _N	6.24	6.53	11.75	11.24	9.29	1.72	0.83	0.68	0.95	1.38
(La/Yb) _N	63.91	32.28	18.22	107.1	84.64	17.78	23.67	50.61	9.74	60.54
(La/Sm) _N	7.67	5.65	5.12	9.04	7.47	2.12	3.23	4.29	2.92	9.93
(La/Eu) _N	1.47	0.92	0.46	0.89	1.04	1.50	4.98	8.32	3.83	8.91
La/Nb	10.61	7.50	2.76	14.93	6.78	2.72	36.51	8.29	4.15	11.10
La/Ta	63.64	315.0	10.58	40.73	42.14	38.39	848.2	263.0	127.1	375.2

^aAnálisis de muestras reportados por el Laboratorio de Química Ultrapura, Instituto de Geología, UNAM.

^bAnálisis realizado reportados por el Laboratorio Ultralimpio e ICP-MS, Centro de Geociencias, UNAM

Tabla VIII.1.2. Análisis de elementos traza de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas.

De la anortosita a los ortogneises básicos existe un claro aumento en las concentraciones totales en REE trivalentes y una disminución en la anomalía de Eu a medida que el contenido en minerales máficos y óxidos de Fe-Ti crece (Fig. VIII.1.7.a; Tabla VIII.1.2; Anexo 2), lo cual es típico de las ATM en el mundo (Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal, 1993; Markl, 2001; Maji *et al.*, 2010). Los ortogneises

graníticos, por otra parte, muestran concentraciones totales altas en estos elementos, siendo menores a ligeramente mayores a las mostradas por las rocas gabróicas (Fig. VIII.1.7.a; Tabla VIII.1.2; Anexo 2).

Los patrones de REE de las anortositas están fuertemente enriquecidos en tierras raras ligeras (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE), mostrando el mayor fraccionamiento ($La_N/Yb_N = 18.22-107.1$) y una fuerte anomalía positiva en Eu ($[Eu/Eu^*]_N = 11.75-6.25$). Los leucogabros y ortogneises básicos poseen patrones de REE similares a los de las anortositas; sin embargo, los primeros muestran un fraccionamiento menor ($La_N/Yb_N = 17.78-19.25$) y una anomalía positiva en Eu más pequeña ($[Eu/Eu^*]_N = 1.41-1.72$), mientras que los ortogneises gabróicos poseen fraccionamientos aún menores ($La_N/Yb_N = 4.08-23.67$) pero con anomalías ligeramente negativas de Eu ($[Eu/Eu^*]_N =$ de $0.82-0.86$). Aunque los patrones de las rocas graníticas están enriquecidos en LREE respecto a las HREE, éstos muestran un fraccionamiento más variable ($La_N/Yb_N = 2.85-50.61$), donde algunos análisis presentan tendencias planas en las HREE. Estos patrones, además, poseen anomalías en Eu que varían de ligeramente negativa ($[Eu/Eu^*]_N = 0.68$, muestra PCY33a) a positivas ($[Eu/Eu^*]_N = 2.79$, muestra OC9810 en Keppie *et al.* (2003)). Se resalta que en los análisis de algunas rocas ácidas e intermedias reportados por Keppie *et al.* (2003) los valores de Eu no fueron detectados.

Por último, los patrones de REE de los ortogneises graníticos AC17 y AC73 de la UM (Tabla VIII.1.2), no graficados junto a las rocas de la UH, están enriquecidos en REE ligeras respecto a las pesadas ($La_N/Yb_N = 9.74 - 60.54$) y no muestra anomalía en Eu o ésta es ligeramente positiva ($[Eu/Eu^*]_N = 0.95$ y 1.38 en AC17 y AC73, respectivamente).

En general, tanto feldespatos como piroxenos y olivinos poseen un coeficiente de partición (K_D) para las tierras raras <1 (excepto para Eu^{+2} en el caso del feldespato), produciendo un enriquecimiento progresivo de REE en el líquido residual a medida que progresa la cristalización (Rollinson, 2014). Sin embargo, el clinopiroxeno fracciona preferentemente HREE; mientras que la plagioclasa fracciona ligeramente LREE y fuertemente el Eu (Markl, 2001; Rollinson, 2014). De esta manera, una cristalización temprana de cúmulos de clinopiroxeno generaría líquidos residuales fuertemente enriquecidos en LREE y la cristalización posterior de cúmulos de plagioclasa, a partir de dicho líquido residual, generaría rocas con anomalías positivas en Eu y patrones enriquecidos en LREE (Ashwal, 1993; Markl, 2001). Por tanto, los patrones de REE en meta-anortositas y meta-leucogabros (Fig. VIII.1.7.a) son explicados a través de la cristalización previa de cúmulos de clinopiroxeno y la cristalización continua de plagioclasa.

Por otro lado, Ashwal y Seifert (1980) y Ashwal (1993) argumentan que las rocas que se forman a partir del fundido residual después de la cristalización de las anortositas deberían mostrar patrones de REE con anomalías (¿fuertemente?) negativas en Eu y concentraciones en REE más elevadas que las rocas que las antecedieron. Esto es observado para las rocas gabróicas que muestran concentraciones totales en REE mayores que las de las anortositas y leucogabros, patrones fraccionados y anomalías en Eu ligeramente negativas (Fig. VIII.1.7.a), indicando así que son el líquido residual de la cristalización de las anortositas. Sin embargo, aunque los patrones de los ortogneises

graníticos poseen concentraciones totales en REE mayores que los de las rocas anortosíticas y menores a ligeramente mayores que las de los ortogneises básicos, estas rocas muestran anomalías de Eu tanto positivas como ligeramente negativas (Fig. VIII.1.7.a).

McLelland y Whitney (1990) señalan que la presencia de una anomalía de Eu negativa no es un indicador conclusivo para la determinación de la consanguineidad (a favor o en contra) entre las series granítica y anortosítica, debido a que (1) ésto asumiría que el magma parental de ambas series no tendría anomalía en Eu; (2) anomalías negativas en Eu son observadas también en líquidos graníticos producidos por la fusión parcial de la corteza inferior, en donde la plagioclasa permanece como un residuo sólido; (3) dentro de una misma suite AMCG diferentes rocas de la serie ácida muestran anomalías tanto negativas como positivas, pudiendo incluso ser que el líquido del cual se derivan los componentes mangerita-charnockita-granito tenga una anomalía negativa neta. De esta manera, los patrones de REE en la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas no proporcionan suficiente evidencia que ligue genéticamente a los ortogneises graníticos con las rocas de la serie anortosítica.

Con fines comparativos los análisis de tierras raras de la UH se graficaron (a modo de campos) junto con litologías equivalentes en las MA, PH, CG (Fig. VIII.1.8.a-c). Los patrones de REE en las rocas anortosíticas tanto en UH como en las localidades objeto de comparación, presentan una fuerte anomalía positiva en Eu, excepto por los gneises anortosíticos del CG (Fig. VIII.1.8.a). Adicionalmente, las abundancias totales de REE en las rocas anortosíticas de la UH cubren un intervalo amplio, siendo menores sólo respecto a las del CG, y están empobrecidas en HREE respecto a sus equivalentes en las MA y CG (Fig. VIII.1.8.a). Por su parte, los OAGNs y gabros en Cacaotepec están mucho más enriquecidos en LREE respecto a rocas análogas en las MA y en el CG (Fig. VIII.1.8.b). Por último, las rocas de la serie granítica de la UH tienen patrones con mayor enriquecimiento en LREE que sus equivalentes en las otras localidades y posee concentraciones menores en HREE respecto a las MA (Fig. VIII.1.8.c).

VIII.1.4. Elementos incompatibles (diagramas multielementales)

Para este diagrama, los valores tanto de K, Ti y P (convertidos a ppm) de todas las muestras, así como de Th de las muestras AC47, AC48, AC49 y PCY71 se tomaron de los reportados por el laboratorio de FRX. Los elementos se normalizaron a manto primordial (Wood *et al.*, 1979).

Las rocas de la serie anortosítica muestran patrones multielementales enriquecidos en elementos de radio iónico grande o bajo potencial iónico (LILE, por las siglas en inglés de *Large Ion Lithophile Elements*), tales como Ba, K, y Sr, respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE por sus siglas en inglés de *High Field Strength Elements*), tales como Hf, Zr, Nb, Ta, Th, U e Y (Fig. VIII.1.7.b). Sin embargo, los patrones de los ortogneises básicos poseen mayores abundancias totales en estos elementos que las rocas anortosíticas y, de manera contraria a éstas, poseen picos negativos en Sr. Los picos positivos en Sr en las rocas anortosíticas son el producto del fraccionamiento de este elemento a causa de la cristalización de la plagioclasa, por lo cual los picos negativos en los ortogneises gabróicos podrían reflejar el empobrecimiento del líquido residual en Sr después de la

formación de las anortositas y leucogabros. Otro rasgo a resaltar en los patrones de estas rocas son los picos positivos en el P, cuyas concentraciones aumentan de anortosita, leucogabro a ortogneises máficos, reflejando el fraccionamiento de este elemento por el apatito (fase ubicua en estas litologías). Dichas concentraciones de P_2O_5 se correlacionan positivamente con el contenido de REE, indicando que el apatito y otras fases intersticiales albergan preferencialmente estos elementos (Frost *et al.*, 2010; Fig. VIII.1.7.a). Finalmente, las anortositas muestran concentraciones en Y por debajo de aquellas del manto primitivo, pudiendo señalar la retención de este elemento en la fuente.

Por otro lado, los ortogneises graníticos poseen abundancias totales en elementos incompatibles mayores que las de las rocas anortosíticas y similares a ligeramente mayores que los de los ortogneises básicos. Los patrones de estos elementos en la serie granítica están ligeramente enriquecidos en los LILE, Rb, Ba y K, respecto a los HFSE, Ta, Nb, Hf, Th, U, Ti e Y (Fig. VIII.1.7.b), y poseen también un pico negativo en Sr que indicaría la cristalización de estas rocas a partir de un líquido empobrecido en este elemento, ya sea por su retención en la fuente (e.g. residuo sólido cortical?) o por su fraccionamiento debido a la cristalización previa de plagioclasa.

Los elementos de bajo y alto potencial iónico se comportan de manera similar en intercambios solidofundido. Sin embargo, debido a su movilidad el comportamiento de los LILE depende principalmente de la fase fluida; mientras que el de los HFSE está controlado principalmente por la química de la fuente y el grado de fusión parcial (Pearce, 1982; McCulloch y Gamble, 1991; Winter, 2001; Rollinson, 2014). Por lo anterior, estos elementos son usados para indagar acerca de la fuente magmática y los ambientes de formación de las rocas; así a modo comparativo en las figuras VIII.1.8.d, e y f se graficaron los elementos incompatibles de las rocas estudiadas con los patrones promedio de basaltos de arcos volcánicos, tanto toleítico como calcialcalino (Pearce, 1982), MORB (Sun, 1980; Saunders y Tarney, 1984), OIB (Sun, 1980) y los patrones de la corteza tanto superior (Taylor *et al.*, 1981) como inferior (Weaver y Tarney, 1984).

Es evidente, a partir de la figura VIII.1.8.d, que los patrones de elementos traza de las rocas en Cacaotepec difieren tanto de los patrones empobrecidos en LILE de las rocas generadas en crestas oceánicas, como de los patrones de las islas oceánicas enriquecidos en los elementos más incompatibles, en especial Nb y Ta (Pearce, 1982; Wilson, 1989; White, 2013). Adicionalmente, los patrones de las rocas en la UH difieren del patrón de la corteza superior principalmente en Rb, Ba, Th, U, Nd, P y Hf (Fig. VIII.1.8.e). Por otro lado, las rocas de la serie anortosítica posee patrones tanto empobrecidos en Nd, Hf, Zr y Ti como enriquecidos en P respecto al patrón de la corteza inferior; mientras que los patrones de las rocas graníticas difieren de la corteza inferior sólo en la anomalía negativa en Sr y positiva en Nd (Fig. VIII.1.8.e).

En comparación con los patrones de elementos incompatibles de las zonas de subducción, las rocas estudiadas poseen tanto similitudes como diferencias; entre las similitudes se encuentran que dichos patrones (1) están tanto enriquecidos en LILE como empobrecidos en HFSE, típico de magmas generados en zonas de subducción debido al transporte de estos elementos hasta la cuña mantélica a través de la fase acuosa liberada por la deshidratación de la placa (Pearce, 1982; Wilson, 1989;

McCulloch y Gamble, 1991; Winter, 2001; White, 2013); y (2) poseen anomalías negativas en Nb y Ta, rasgo que según White (2013) es una firma diagnóstica de ambientes de arco (Fig. VIII.1.8.f).

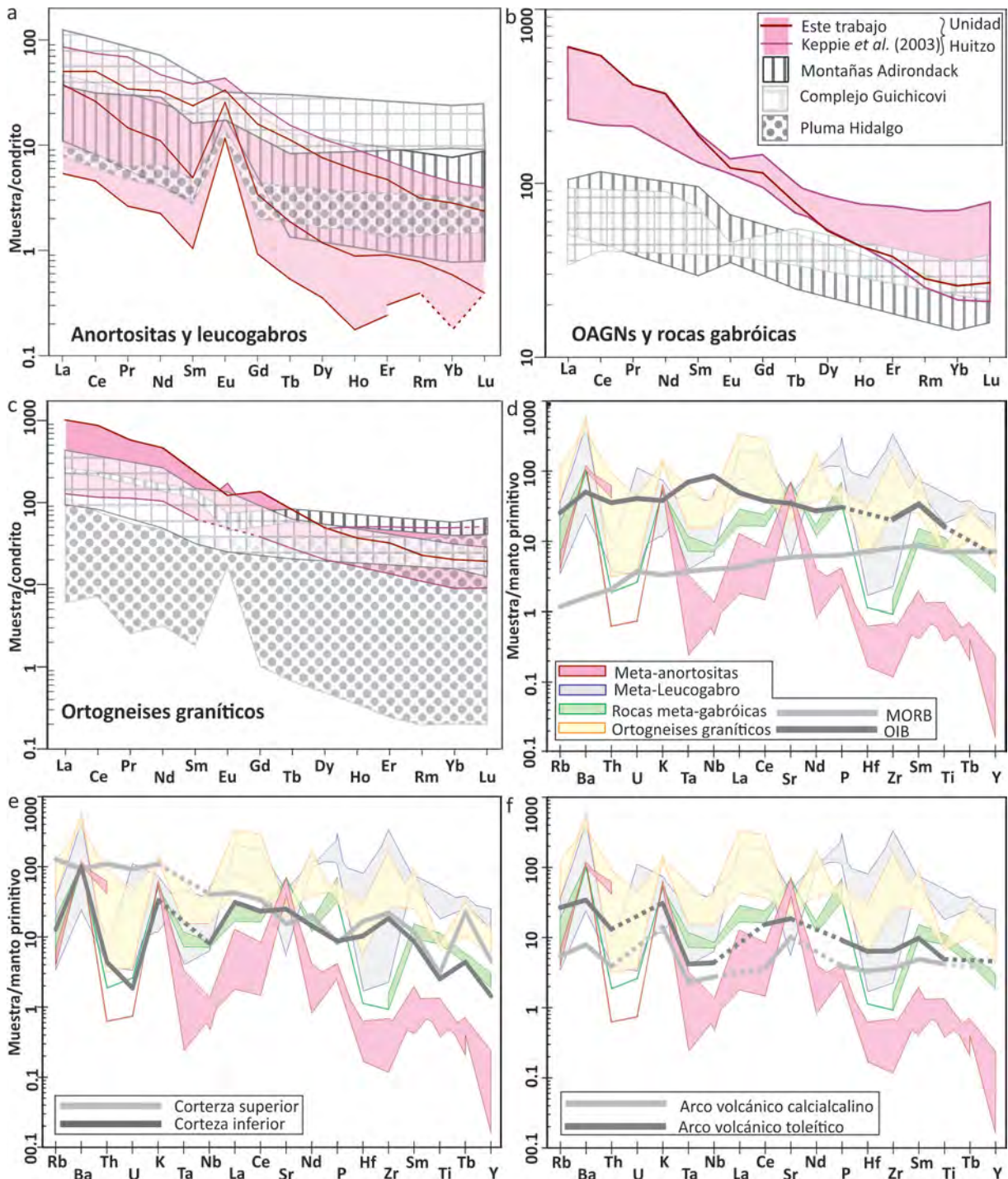


Figura VIII.1.8. Comparación de los Patrones de elementos de traza. **a-c.** Patrones de tierras raras (normalizados a condrita; Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la UH comparadas con sus equivalentes en las MA, PH y CG. **a** Rocas anortosíticas. **b.** Ortogneises básicos. **c.** Ortogneises graníticos. **d-f.** Comparación de patrones de elementos incompatibles de la UH (normalizados a manto primordial; Wood *et al.*, 1979) con los patrones de diferentes ambientes tectónicos. **d.** MORB y OIB. **e.** Corteza superior e inferior. **f.** Arco volcánico calcialcalino y toleítico.

Pearce (1982) y Winter (2001) sugieren que las anomalías de Nb y Ta se deben a su retención en la fuente por fases minerales como rutilo, ilmenita, titanita y perovskita; sin embargo, McCulloch y Gamble (1991) sostienen que dichas fases como residuos sólidos, ya sea en el manto o en la placa subducida, no son un factor determinante en las abundancias de estos elementos, debido tanto a que serían necesarias concentraciones muy altas de TiO_2 (e.g. ~7-9% a presiones entre 8 y 30 kbar) para la estabilización y saturación de la fuente mantélica basáltica en estas fases, así como a que si dicha retención se diese en el slab, los basaltos de arcos de islas tendrían altas relaciones en Zr/Nb (lo cual no sucede). McCulloch y Gamble (1991) y Wilson (1989), sugieren que las aparentes anomalías negativas de Nb y Ta no reflejan un empobrecimiento verdadero de éstos en la fuente, sino que son el efecto de la posición de estos elementos en los diagramas multielementales.

Debido a que las rocas de estudio se encuentran enriquecidas en óxidos de Fe-Ti, la anomalía negativa de Nb y Ta no podría ser atribuida a su retención en la fuente por estas fases. Por otra parte, los patrones enriquecidos en LILE y con anomalías en Nb y Ta también podrían señalar procesos magmáticos en los que hubo participación de la corteza, ya que ésta está tanto enriquecida LILE como empobrecida en Nb y Ta (Wilson, 1989; White, 2013; Rollinson, 2014).

Entre las disimilitudes se encuentran (1) diferencias en las concentraciones de Th y U, siendo altas en rocas de arco (McCulloch y Gamble, 1991) y bajas para las rocas en Cacaotepec (excepto por el Th en las anortositas AC47, AC49 y PCY71 y el granito PCY33a; Fig. VIII.1.8.f); y (2) las rocas de arco se encuentran típicamente muy empobrecidas de Ti y P (Pearce, 1982; Wilson, 1989), empobrecimiento no observado en las rocas estudiadas (Fig. VIII.1.8.f). Sin embargo, Pearce (1982) sostiene que las concentraciones en Th no son un factor determinante ya que éste es un elemento transicional y se comporta de manera móvil o inmóvil dependiendo de la presión, la temperatura y la composición del fluido. De la misma manera, White (2013 y referencias allí) argumenta que los contenidos bajos en Ti en las rocas de arco pueden ser debidos a un fraccionamiento temprano de óxidos de Fe-Ti (e.g. magnetita e ilmenita), fases que, por el contrario y al igual que el apatito para el caso de P, son ubicuas en las rocas de Cacaotepec, explicando las ausencias de las anomalías negativas.

VIII.1.5. Diagramas de Discriminación Tectónica

Debido a que existe un control tectónico en la química de los magmas, estos diagramas se han usado ampliamente para la identificación de los posibles ambientes de generación de aquellas rocas en las que no hay evidencia directa de la configuración tectónica en la cual se originaron (Rollinson, 2014). Sin embargo, estos se deben emplear cuidadosamente ya que (1) son susceptibles a los efectos de la movilidad de elementos (e.g. Rb); (2) la química de elementos traza del manto ha cambiado con el tiempo, por lo que los límites entre los campos estarían en lugares diferentes; (3) los elementos traza son más indicadores de procesos que de ambientes, ya que dependen de la química de la fuente, del porcentaje de fusión parcial, de la cristalización fraccionada, del grado de contaminación cortical y de a la interacción o no con fluidos (Rollinson, 2014; Nédélec y Bouchez, 2015).

En este trabajo se usaron los diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas de Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y-Nb) y Rb-(Yb-Ta) de Pearce *et al.* (1984) (Fig. VIII.1.9.a-d) y Hf-Rb-Ta de Harris *et al.* (1986)

(Fig. VIII.1.9.e-f). Los diagramas triangulares para rocas básicas de Ti-Zr-Y y Ti-Zr-Sr de Pearce y Cann (1973) y de Th-Hf-Ta de Wood (1980) poseen dos restricciones para su uso (1) las muestras deben poseer concentraciones de CaO+MgO entre 12 y 20 %wt; y (2) no es recomendable su empleo en rocas que contengan fases cumúlíticas (especialmente aquellas ricas en Ti y Fe), ya que las concentraciones de los elementos empleados en éstos son modificadas dependiendo del mineral fraccionado y de su compatibilidad, llevando así a resultados erróneos (Rollinson, 2014). Debido principalmente al carácter cumúlítico de las rocas de estudio (en especial a su contenido óxidos de Fe-Ti) y a que sólo cinco rocas contienen el CaO+MgO (muestras OX56, OX57, OX59 y 6398 de Keppie *et al.* (2003) y AC09B de este trabajo) necesario para su utilización, los diagramas para rocas básicas de Pearce y Cann (1973) y Wood (1980) no se emplearon. Para la evaluación de las rocas básicas se utilizó el diagrama La–Y–Nb (Cabanis and Lecolle, 1989 en Rollinson, 2014; Fig. VIII.1.9.a-d) que, aunque usa Y, no posee restricciones composicionales.

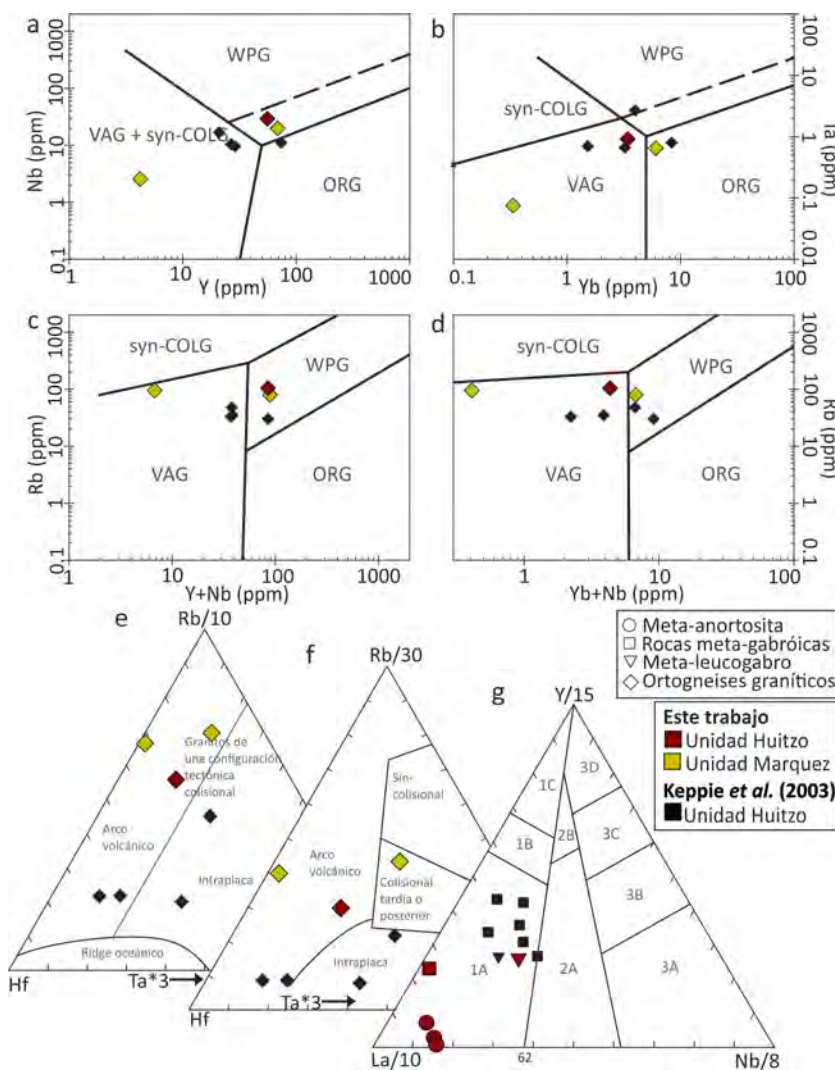


Figura VIII.1.9 Diagramas de discriminación tectónica. Diagramas para rocas graníticas **a.** Nb vs Y; **b.** Ta vs Yb; **c.** Rb vs (Y+Nb); y **d.** Rb vs (Yb+Ta) de Pearce *et al.* (1984), donde WPG: granitos de intraplaca; VAG: granitos de arco volcánico; syn-COLG: Granitos sin-colisionales; ORG: granitos de crestas oceánicas. Diagramas para rocas graníticas **e.** Hf vs Rb/10 vs Ta*3; y **f.** Hf vs Rb/30 vs Ta*3 de Harris *et al.* (1986). **g.** Diagrama para rocas basálticas La/10 vs Y/15 vs Nb/8 de Cabanis and Lecolle (1989) en Rollinson (2014), con los campos 1: basaltos de arco volcánico (1A. basaltos calialcalinos; 1B. traslape entre áreas 1A y 1C). Campo 2: basaltos continentales (2A. basaltos continentales; 2B. basaltos de cuenca trasarco). Campo 3: basalto oceánico (3A. basaltos alcalinos de rift intracontinental; 3B. E-MORB enriquecido; 3C. E-MORB ligeramente enriquecido; 3D. N-MORB).

En los diagramas de Nb-Y y Ta-Yb (Fig. VIII.1.9.a-b) se observa que los granitos de la UH (diamantes rojos y negros) muestran un comportamiento variable, ubicándose en los campos de los granitos de

intraplaca (un análisis), de crestas oceánicas (un análisis) y de arco volcánico (tres análisis). De manera similar, estas rocas caen entre las configuraciones de arco volcánico e intraplaca en los diagramas de Rb-(Y+Nb) y Rb-(Yb+Ta) (Fig. VIII.1.9.c-d). La variabilidad en el ambiente mostrada por los ortogneises graníticos podría explicarse en términos de los efectos de la cristalización fraccionada, ya que la acumulación de plagioclasa puede ocasionar que las rocas se muevan de los campos de intraplaca y crestas oceánicas a los de arco volcánico y sin-colisional; mientras que la acumulación de minerales ferromagnesianos produciría que las rocas se movieran de los campos de arco volcánico y sin-colisional a los campos de intraplaca y crestas oceánicas (Pearce *et al.*, 1984). Similarmente, en los diagramas Rb/10-Hf-Ta*3 y Rb/30-Hf-Ta*3 estos granitos grafican entre los campos de arco volcánico e intraplaca (Fig. VIII.1.9.e-f). Por otro lado, en el diagrama La-Y-Nb las rocas de la serie anortosítica se ubican en el campo de basaltos calci-alcalinos de arco volcánico.

Adicionalmente, los ortogneises graníticos AC73 y AC17 de la UM (diamantes verdes) caen tanto en los campos de arco volcánico e intraplaca (respectivamente) en los diagramas Nb-Y, Rb-(Y-Nb) y Rb-(Yb-Ta) como en los campos de arco volcánico y crestas oceánicas (respectivamente) en el diagrama Ta-Yb; mientras que en los diagramas triangulares Rb/10-Hf-Ta*3 y Rb/30-Hf-Ta*3 estas rocas se ubican entre los granitos de arco volcánico y colisionales (Fig. VIII.1.9.a-d).

VIII.2. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

A continuación se presentan los resultados de los análisis isotópicos de Rb/Sr y Sm/Nd de una meta-anortosita (PCY71), un meta-leucogabro (AC58) una meta-OAGN (AC09B), y tres ortogneises graníticos, de los cuales la muestra PCY33a hace parte de las rocas graníticas asociadas a la anortosita; mientras que las muestras AC17 y AC73 hacen parte de las rocas meta-graníticas de la UM. Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geofísica, UNAM. El procedimiento analítico realizado para la separación de los isótopos puede ser consultado en la página del laboratorio. Las mediciones de Sr y Nd se realizaron en un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica THERMO SCIENTIFIC modelo TRITON PLUS; mientras que Sm y Rb se midieron en un espectrómetro FINNIGAN MAT 262. Estos equipos cuentan con nueve y ocho colectores Faraday ajustables, respectivamente. Estos análisis fueron realizados con el fin de dilucidar la relación genética entre estas rocas, su posible fuente y su afinidad con otras exposiciones grenvillianas en Oaxaquia.

Las composiciones isotópicas iniciales de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) y Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$) fueron calculadas a 1Ga. Las relaciones isotópicas usadas para el cálculo de los valores de ϵ_{Nd} corresponden a las del reservorio condritico (CHUR) de Wasserburg *et al.* (1981); mientras que para el cálculo de las edades modelo del manto empobrecido (T_{DM}) se usaron las determinadas por Schaaf *et al.* (1994). Tanto los resultados reportados por el LUGIS, así como los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$, $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$, $\epsilon_{\text{Nd}(\text{hoy})}$ y T_{DM} calculadas para cada roca a partir de dichos resultados son mostrados en la tabla VIII.2.1.

Las rocas de la serie anortosítica muestran valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ bajos variando entre 0.0075 en la anortosita hasta 0.0104 en el OAGN, con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ entre 0.703887 y 0.704159. Así mismo, las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ en este conjunto de rocas también son bajas variando entre 0.0853 y

0.1226, reflejándose en relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ entre 0.511388 y 0.511332 y $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ entre +0.80 y -0.30, disminuyendo de la anortosita al OAGN (Tabla VIII.2.1). Por otro lado, el ortogneis granodiorítico asociado (PCY33a) posee un valor alto de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 0.4565 con correspondiente $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.704011 y con $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0.0959, $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ de 0.511398 y $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ de +0.98 (Tabla VIII.2.1). Las edades modelo son de 1.52, 1.51, 1.36 y 1.38 Ga para el meta-OAGN, meta-leucogabro, la meta-anortosita y el ortogneis granodiorítico, respectivamente. Por otro lado, los ortogneises de la UM analizados aquí muestran $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ altos (0.3866-3.1207) con $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ bajos (0.0821-0.1185), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ de 0.706835-0.723580 y 0.511320-0.511293, respectivamente, $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ entre -0.53 y -1.06 y T_{DM} entre 1.46 y 1.60 Ga (Tabla VIII.2.1).

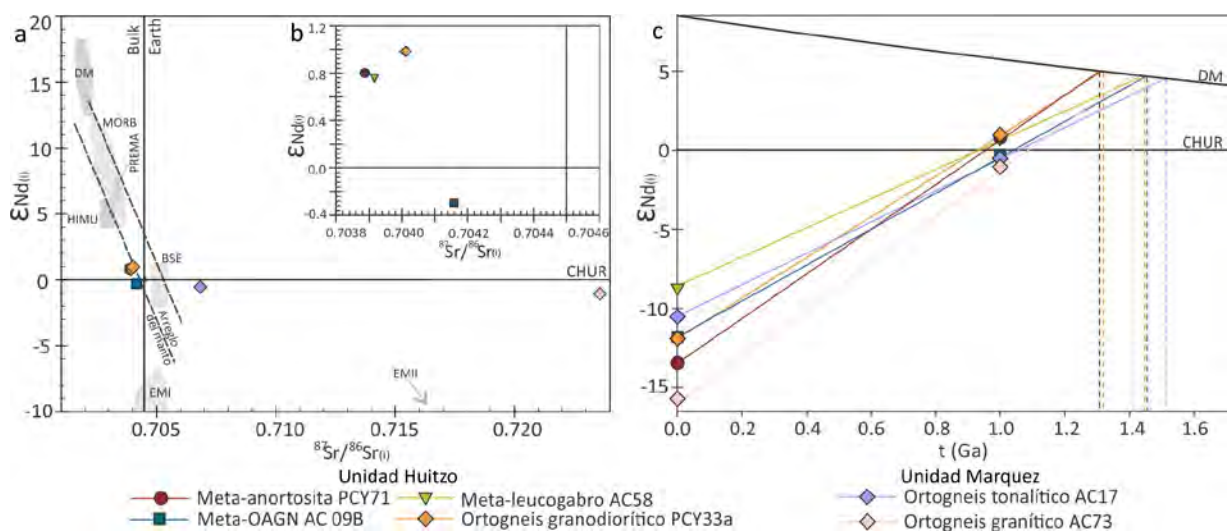


Figura VIII.2.1. Diagramas de composición isotópica de las rocas analizadas. **a.** Diagrama de correlación isotópica, en donde se compara las rocas estudiadas con campos de reservorios mantélicos oceánicos (Zindler y Hart, 1986 en Rollinson, 2014). **b.** Ampliación del diagrama de correlación isotópica (a), el cual muestra sólo los valores de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de las rocas de la UH. **c.** Diagrama de evolución isotópica de Nd de las rocas de estudio.

En los diagramas de correlación isotópica las composiciones iniciales de Sr y Nd de las rocas analizadas son comparadas con las relaciones actuales, e iniciales, de diferentes reservorios mantélicos (Fig. VIII.2.1.a y b). En estos diagramas se observa que la fuente de las rocas de la UH muestra un componente ligeramente empobrecido, con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ más bajos que las del Bulk Earth y $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ ligeramente mayores al CHUR (Fig. VIII.2.1). Sin embargo, la meta-OAGN posee un valor de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ ligeramente negativo (-0.30; Fig. VIII.2.1.a y b), explicándose a través de la asimilación de corteza inferior, ya que debido a su baja relación Rb/Sr la contaminación con ésta produciría grandes variaciones en ϵ_{Nd} junto con pequeños cambios en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Carter *et al.*, 1978; Ashwal y Wooden, 1983; Emslie y Hegner, 1993; Morisset, 2008; Frost *et al.*, 2010). Lo anterior explicaría también el ligero enriquecimiento en Sr de esta roca respecto a las otras rocas de la UH.

Por otro lado, aunque los ortogneises de la UM poseen $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ ligeramente empobrecidos respecto al reservorio condritico, estas rocas están fuertemente enriquecidas en ^{87}Sr radiogénico haciendo que grafiquen en el cuadrante IV del diagrama de correlación ligeramente por debajo del CHUR (Fig. VIII.2.1.a). Este enriquecimiento en ^{87}Sr radiogénico, especialmente el mostrado por la muestra AC73,

podría explicarse a través de la contaminación por agua meteórica y por la alteración de la muestra (ambas muestras fueron recolectadas en arroyos).

Adicionalmente, en el diagrama de evolución isotópica (Fig. VIII.2.1.b) se observa que las rocas de la UH presentan valores de ϵ_{Nd} actuales que varían entre -8.92 y -13.46, donde las líneas de evolución del Nd para el leucogabro y la OAGN confluyen en la línea de evolución del manto primitivo a T_{DM} de ~ 1.5 Ga; mientras que las líneas de la anortosita y del ortogneis granodiorítico convergen en el manto primitivo a T_{DM} de ~ 1.3 Ga, respectivamente. Es posible que las diferencias en las edades modelo reflejen grados diferentes de asimilación cortical. Por otro lado, los ortogneises de la UM muestran T_{DM} de ~ 1.4 y ~ 1.5 para las muestras AC73 y AC17, respectivamente.

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las rocas de la UH se compararon en las figuras VIII.2.2.a y b con las composiciones tanto de las rocas de la serie anortosítica de las Montañas Adirondack (reportadas por Ashwal y Wooden, 1983), como de las rocas de la serie anortosítica y granítica del Complejo Guichicovi (publicados por Weber y Köhler, 1999) y del sector sur del Complejo Oaxaqueño - Pluma Hidalgo (publicados por Schulze, 2011) (Anexo 3). Del diagrama de correlación isotópica (Fig. VIII.2.2.a) se observa que las rocas de la serie anortosítica de las MA muestran $\epsilon_{Nd(i)}$ (calculados a 1160 Ma; Heumann *et al.*, 2006) entre -13.97 (en un dique gabróico rico en óxidos) y -11.38 (en una leuconorita). Por otro lado, las rocas del CG poseen $\epsilon_{Nd(i)}$ (calculados 1000 Ma) relativamente cercanos a la composición del CHUR, variando entre -0.88 (en un gneis anortosítico) y 3.82 (en una granulita básica), valores ligeramente similares a los observados en las rocas de estudio. Adicionalmente, las rocas de las MA muestran $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ bajas (0.703971-0.704515), similares a las de las rocas de estudio (0.703912-0.704307); mientras que las rocas del CG poseen variación mayor en éstas ($^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ =0.702785-0.710903). En el diagrama de $\epsilon_{Nd(i)}$ vs la edad (Fig. VIII.2.2.b) se observa que las rocas en Oaxaquia muestran una fuente con composiciones entre las del reservorio condrítico y del manto empobrecido; mientras que las rocas de las MA muestran $\epsilon_{Nd(i)}$ muy por debajo de la composición del CHUR.

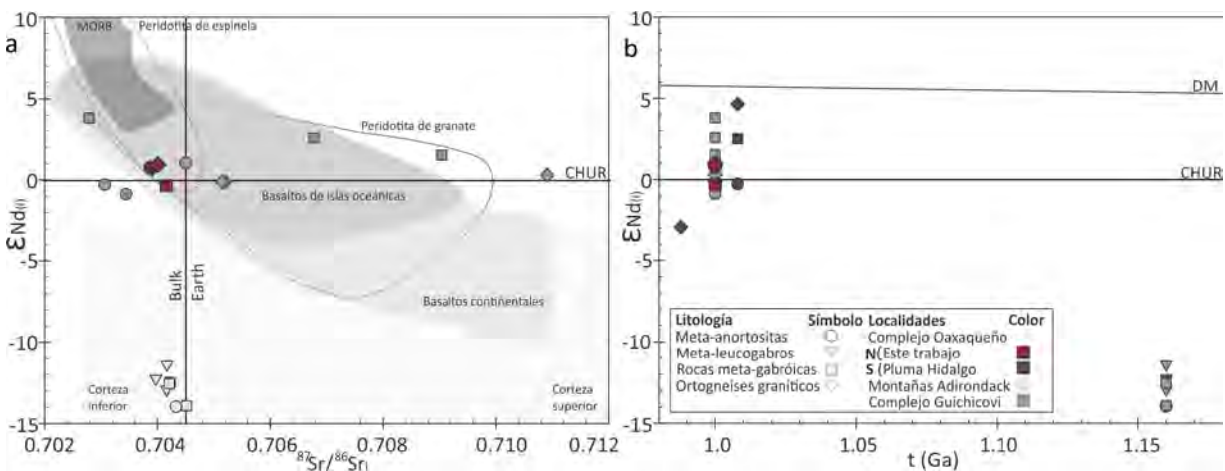


Figura VIII.2.2. Comparación de la composición isotópica de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas con rocas similares en otras localidades. **a.** Diagrama de correlación isotópica. **b.** Diagrama de $\epsilon_{Nd(i)}$ vs edad.

Litología	Clave	Edad (Ma)	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1σ	1 SE(M)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1σ	1 SE(M)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$	T_{DM} (Ga)	T_{CHUR} (Ga)
Anortosita Cacaotepec y ortogneises asociados																				
Meta-anortosita	PCY 71	1012	4.00	1550.75	0.0075	0.703994	± 35	5	0.703887	0.45	3.22	0.0853	0.511948	± 18	2	0.511388	0.80	-13.5	1.36	9.4
Meta-leucogabro	AC 58	1012	4.35	1274.51	0.0099	0.704058	± 32	4	0.703917	3.05	15.04	0.1226	0.512191	± 16	2	0.511387	0.77	-8.7	1.51	9.2
Meta-OAGN	AC 09 B	1012	3.73	1039.28	0.0104	0.704307	± 30	4	0.704159	26.19	148.47	0.1067	0.512032	± 13	2	0.511332	-0.30	-11.8	1.52	1.0
ortogneis granodiorítico	PCY 33a	1013	107.44	681.27	0.4565	0.710540	± 28	4	0.704011	33.95	213.95	0.0959	0.512027	± 13	2	0.511398	0.98	-11.9	1.38	9.2
Ortogneises graníticos de la unidad Marquez																				
Ortogneises graníticos	AC 17	1099	68.75	514.80	0.3866	0.712364	± 34	5	0.706835	18.85	96.10	0.1186	0.512098	± 16	2	0.511320	-0.53	-10.5	1.60	1.1
	AC 73	1157	95.88	89.44	3.1207	0.768210	± 31	4	0.723580	1.87	13.74	0.0821	0.511832	± 19	3	0.511293	-1.06	-15.7	1.46	1.1

Tabla VIII.2.1. Análisis isotópicos de Sr y Nd para las rocas de interés. Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y Sm, 60 para Sr y 70 para Nd por cada muestra. Los valores ($1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1 \text{ SE(M)} = 1\sigma_{\text{abs}}/\text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710247 \pm 13$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 40$); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 6$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 28$). La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de $\pm 4.5\%$, $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$, respectivamente. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.05 ng Rb, 0.23 ng Sr, 0.04 ng Sm y 0.23 ng Nd (blancos de procedimiento total).

IX. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

IX.1. DISCUSIÓN

IX.1.1. Rocas de la Serie Anortosítica y Relaciones Petrogenéticas.

En el área de estudio, la Anortosita Cacaotepec se encuentra compuesta tanto por anortosita *sensu strictu* (hacia el centro del cuerpo) como por leucogabros (hacia las márgenes W-SW y NE; Fig. V.0.1) dados por el aumento progresivo de minerales máficos, definiendo tanto foliación como bandas leucogabroicas intercaladas con bandas anortosíticas con orientaciones al NW/NE en la margen W-SW y al NE/NW en la margen NE. Estas mismas características litológicas fueron observadas y descritas hacia el norte del área (y fuera de ella) por Solari (2001) y Solari *et al.* (2003).

La mineralogía primaria de las anortositas y leucogabros corresponde a plagioclasa (>90% en la anortosita y <90% en leucogabros), piroxenos (0-10% en anortositas y >10% en leucogabros), óxidos de Fe-Ti, sulfuros y apatito, observándose además de manera intersticial cuarzo y en mucha menor cantidad feldespato potásico, los cuales en algunos leucogabros forman texturas mirmequíticas. La presencia de cuarzo y feldespato potásico en las ATM ha sido señalada como indicativa de contaminación cortical (Ashwal, 1993). Los óxidos de Fe-Ti en estas rocas corresponden a ilmenita y titanomagnetita, ambos dados en granos que muestran texturas complejas de exsolución entre ellos. Estas texturas son producidas debido a la oxidación de la ulvöspinel exsuelta a partir de la magnetita (ver sección VI.2; Duchesne, 1970; Lindsley, 1981) durante el enfriamiento de estos cuerpos (ver sección VI.2, química mineral).

Las principales relaciones entre las rocas anortosíticas y las rocas gabroicas (ricas o no en óxidos) son de dos tipos, la primera, y más frecuentemente observada tanto en la zona de estudio como al norte de ésta por Solari (2001) y Solari *et al.* (2003), es transicional en forma de bandas intercaladas (Fig. V.6a); y la segunda corresponde a una relación intrusiva (ver unidades litológicas). La mineralogía primaria de los ortogneises básicos corresponde a orto- y clinopiroxeno (~25-30%), plagioclasa (~35-40%) y cantidades variables óxidos de Fe-Ti y apatitos, clasificándose como gabronoritas y gabronoritas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito (OAGN).

Resalta la presencia de megacristales de piroxeno con tamaños mayores a 2 cm encontrados como agregados acompañados generalmente de óxidos de Fe-Ti (Fig. V.1.2 e, g, h; Emslie, 1975) dentro del cuerpo anortosítico. Rocas FTP (ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito) asociadas a la Anortosita Cacaotepec están representadas tanto por las OAGNs y por las vetillas o bolsones compuestos por óxidos de Fe-Ti, apatito y minerales máficos encontrados dentro de las rocas anortosíticas (ver unidades litológicas) en la zona de estudio, así como por nelsonitas reportadas al norte del área de interés por Solari (2001) y Solari *et al.* (2003). Estas rocas podrían representar ya sea el líquido residual cristalizado enriquecido en Fe, Ti, y P (McLelland *et al.*, 2010) y/o rocas cumulíticas producto de la cristalización fraccionada de la plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y minerales máficos y su separación por densidad (Charlier *et al.*, 2007; Charlier *et al.*, 2008). Una ampliación acerca tanto de los tipos de

depósitos formados por estas rocas, así como de los mecanismos y variables responsables en su generación puede ser encontrada en Casas-García (2014) y Cisneros de León (2015).

IX.1.2. Ortogneises Graníticos Relacionados a las Rocas de la Serie Anortosítica y Contactos Entre Ambas Series.

De los resultados de la geocronología (capítulo VII) se observa que en la zona de estudio hay tanto cuerpos graníticos coetáneos a la anortosita (~1012 Ma; Keppie *et al.*, 2003) como cuerpos plutónicos relacionados con un magmatismo previo (relacionado a la Unidad Marquez y discutido más adelante). Ashwal (1993) argumenta que las rocas félsicas asociadas a la anortosita varían en composición entre diorítica y granítica, caracterizándose por su contenido en piroxeno y/u olivino (enriquecidos en Fe), apatito y óxidos de Fe-Ti. Basados en lo anterior, que puede no ser válido en todos los casos (e.g. muestra AC17), de las rocas observadas en campo y estudiadas petrográficamente, aquellas que pertenecen a la suite granítica asociada a la anortosita corresponden a las muestras AC21, AC23b, AC23c, AC23g, AC64, AC65a y PCY33A (Tabla VI.1.4; Fig. IX.1), las cuales muestran composiciones cuarzo-monzoníticas, granodioríticas y graníticas.

En general, estas rocas presentan tanto piroxenos, pseudomorfos después de éstos o anfíbol (correspondientes a la retrogresión de los mismos), como óxidos de Fe-Ti y apatito, por lo cual en la clasificación de las rocas chanockíticas de Streckeisen (1976) estas rocas se clasifican como cuarzo-mangeritas, chanockitas y opdalitas (Fig. IX.1). Adicionalmente, al norte del área Solari *et al.* (2003) observa tanto metadioritas ricas en Fe como chanockitas con granate. Algunas características de estas rocas son su textura granoblástica, sin mostrar mayor desarrollo de bandeamiento o foliación, su color verde oscuro (dada por su contenido en minerales máficos y óxidos de Fe-Ti) y su tamaño de grano de medio a fino.

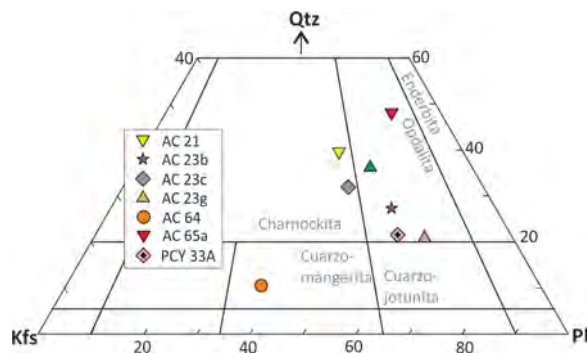


Figura IX.1. Clasificación de las rocas graníticas asociadas temporal y espacialmente a la Anortosita Cacaotepec en el área de estudio.

Las relaciones reportadas entre ambas series en otros complejos anortosíticos en el mundo van desde transicionales, a modo de intercalaciones, o intrusivas, encontrándoseles espacialmente relacionadas o independientes (Ashwal, 1993). En el área se observaron relaciones de contacto intrusivas entre las rocas de la serie anortosíticas y la félsica, en forma tanto de xenolitos de roca granítica (AC23b y PCY33A; Fig. V.6.b, c) dentro de la anortosita como de diques graníticos cortando el cuerpo (AC23g; Fig. V.6.d). Adicionalmente, dichos ortogneises graníticos también se encontraron aflorando estructuralmente por debajo de la anortosita (AC21; Fig. V.0.2.a). Solari *et al.* (2003), al norte del

área, reporta relaciones de contacto entre ambas series como intercalaciones paralelas a la foliación y al bandeamiento, donde la meta-diorita rica en Fe se encuentra intercalada con la anortosita y la charnockita intercalada con un gneis máfico.

IX.1.3. Magmatismo Previo (Asociado a la Unidad Marquez)

Las edades obtenidas en las muestras analizadas indican que en la zona de interés existen rocas asociadas a un magmatismo previo, reflejadas en edades U-Pb de cristalización de 1183.4 ± 7.0 Ma (edad de concordia), 1157 ± 130 (intersección superior) y edades mínimas de cristalización de $1099^{+19}/_{-35}$ Ma, obtenidas en los ortogneises graníticos AC64-IV y AC71 y en el ortogneis tonalítico con piroxeno y granate AC17, respectivamente. Estas rocas se caracterizan por encontrarse fuertemente foliadas y/o bandeadas, tener tamaños de grano de grueso a fino, coloraciones variadas y composiciones principalmente graníticas y en menor medida tonalíticas y cuarzo-monzodioríticas (Fig.VI.1.4.2). Tanto las características, así como las edades observadas en estas rocas son correlacionables con los ortogneises de la Unidad Marquez (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003).

Weber *et al.* (2010) y Weber y Schulze (2014) sugieren que las edades U-Pb en zircón reportadas para el plutonismo félsico y migmatización entre ~ 1150 y 1050 Ma obtenidas a través de ID-TIMS en el norte y sur del Complejo Oaxaqueño (e.g. Keppie *et al.*, 2001; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003), en los Gneises Huiznopala (e.g. Lawlor *et al.*, 1999) y el Novillo (e.g. Cameron *et al.*, 2004) podrían corresponder al producto de mezcla debida a diferentes etapas de crecimiento, crecimiento continuo, recristalización y/o pérdida de Pb (Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014). A diferencia de estudios previos, las edades de cristalización obtenidas en este trabajo fueron adquiridas a través de análisis puntuales en LA-ICPMS basados en imágenes de CL. A pesar de lo anterior, los análisis realizados en las muestras AC17, AC71 y AC67-IV muestran una dispersión amplia en las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (entre 1160-935 Ma, 1260-930 Ma y 1162-960 Ma, respectivamente), misma que ha sido observada en otras exposiciones del basamento grenvilliano en México (Lawlor *et al.*, 1999; López *et al.*, 2001; Cameron *et al.*, 2004; Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014). Debido a la cercanía entre los eventos sucedidos entre 1250 y 980 Ma [magmatismo del Oaxaquia Típico, ~ 1.25 y 1.2 Ga (Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014); migmatización a ~ 1100 Ma (Solari *et al.*, 2003); emplazamiento de las rocas asociadas a la Anortosita Cacaotepec, ~ 1013 y 1010 Ma (este trabajo y Keppie *et al.*, 2003); y metamorfismo granulítico, ~ 1000 y 980 Ma (Solari *et al.*, 2003)] la dispersión observada en los análisis podría estar reflejando, así como fue sugerido por Weber *et al.* (2010) y Weber y Schulze (2014), la mezcla de componentes entre estos eventos.

IX.1.4. Edad de Emplazamiento de la Anortosita Cacaotepec y Rocas Asociadas

Tanto la dificultad para fechar de manera directa las anortositas como el hecho que el emplazamiento de las rocas de la serie granítica sea contemporáneo (dándose de manera previa y posterior al emplazamiento de la anortosita; Ashwal, 1993; McLelland *et al.*, 2004; Frost *et al.*, 2010; McLelland *et al.*, 2010), ha generado la posibilidad de restringir la edad de los cuerpos anortosíticos a través de las edades de las litologías de la serie granítica y sus relaciones con el cuerpo anortosítico (McLelland *et al.*, 2004). En los últimos años se ha demostrado que todas las rocas de la *suite* AMCG se emplazan en

intervalos de tiempo muy cortos, como son los casos de las Montañas Adirondack, con un periodo máximo de emplazamiento de ~ 20 Ma (1155 ± 10 Ma; Hamilton *et al.*, 2004; McLelland *et al.*, 2004), y del Complejo Anortosítico Larámide (Wyoming, E.E.U.U.), emplazado en un periodo no mayor a 12 Ma (muy probablemente en un intervalo tan pequeño como 3 Ma; Frost *et al.*, 2010).

En el ortogneis granodiorítico con anfíbol AC23b (que fue encontrado como xenolito dentro del cuerpo anortosítico en el área de estudio) se obtuvo una edad de 1013 ± 34 Ma que fue interpretada como la edad mínima de cristalización de esta roca, previa a la intrusión de la Anortosita Cacaotepec. Por otro lado, al norte del área Keppie *et al.* (2003) obtienen edades concordantes en tres fracciones de zircones de una charnockita de 1004 ± 3 , 1001 ± 8 y 1010 ± 3 Ma (muestra OC9810 encontrada como una capa de 100 m de espesor dentro de los ortogneises máficos) e interpretan las dos primeras como edades del metamorfismo granulítico y la última como la edad de cristalización de la roca. Adicionalmente, estos autores le asignan a la Anortosita Cacaotepec una edad de 1012 ± 12 Ma obtenida en un ortogneis máfico con ortopiroxeno y granate que suprayace, a través de una zona de cizalla, al cuerpo anortosítico (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003).

De las edades anteriores, se tiene que el emplazamiento de la anortosita habría tenido lugar entre los 1013 ± 34 y 1010 ± 3 Ma (asumiendo que las edades de 1004 ± 3 y 1001 ± 8 Ma si representan la edad del evento granulítico), apoyando así la edad de 1012 ± 12 Ma como la mejor edad, obtenida hasta ahora, de emplazamiento de este cuerpo. Sin embargo, debido a que dicha edad fue obtenida en un ortogneis máfico en contacto tectónico con la anortosita (pero que sin duda hace parte de esta serie) y no en las bandas gabróicas intercaladas con ésta y a que éstos cuerpos máficos pueden representar un pulso adicional (Ashwal, 1993; Frost *et al.*, 2010), cierta incertidumbre permanece acerca de la edad de su emplazamiento, existiendo aún la necesidad de datar esta roca de manera directa. Una forma de hacerlo podría ser a través de la datación U-Pb en zircones en las rocas gabróicas intercaladas con la anortosita.

IX.1.5. Metamorfismo

Petrográficamente, el metamorfismo en facies de granulita tanto en la anortosita como en el leucogabro es evidenciado por: (1) las texturas granoblásticas tanto equigranulares como inequigranulares definidas principalmente por plagioclasa y en menor proporción por cuarzo y feldespato potásico (Fig. VI.1.1.a, b); y (2) por texturas porfidoclásticas definidas por grandes cristales de plagioclasa relictas con texturas antipertíticas (Fig. VI.1.1.c, y VI.1.2.a). Por otro lado, la presencia de hornblenda verde anhedral (Fig. VI.1.2.b), intercrecida de manera simplectítica con cuarzo o como coronas alrededor de los piroxenos (Fig. VI.1.2. c), y de pseudomorfos de clorita + actinolita + minerales del grupo de la epidota \pm serpentina después de piroxenos evidencian el metamorfismo retrógrado y la hidratación experimentada por estas rocas. En las gabronoritas tanto la asociación de plagioclasa ($An_{26.3-32.2}$) + enstatita + augita \pm cuarzo (Tabla VI.1.3), como la textura granoblástica indican el metamorfismo en facies granulita (Fig. VI.1.3); mientras que la presencia de hornblenda + talco + serpentina + biotita + clorita + zoisita indican la hidratación y retrogresión a facies anfíbolita y esquisto verde (Fig. VI.1.3.b, c, d).

En los ortogneises graníticos la asociación de cuarzo + plagioclasa ($An_{28.5-29.7}$) + feldespato alcalino ($Or_{83.2-88.4}$) + ferrosilita + augita ± granate junto con texturas granoblásticas y porfidoblásticas indican el metamorfismo granulítico (Tabla VI.4; Fig. VI.4); mientras que la hornblenda verde, biotita café y pseudomorfos de $Chl + Bt + Srp \pm Qtz \pm Act \pm Zo \pm Ep$ indican la retrogresión e hidratación de los piroxenos en estas rocas (Fig. VI.4g, h). Se resalta que el granate almandínico también se observó intercrecido de manera simplectítica con cuarzo en coronas alrededor del piroxeno, hornblenda y óxidos de Fe-Ti (Fig. VI.4.a), indicando enfriamiento isobárico posterior al pico metamórfico (ver sección VI.1. Petrografía; Sheraton *et al.*, 1980; Harley y Hensen, 1990; Harley, 1992; Appel *et al.*, 1998; Zhao *et al.*, 1999). Esta textura ya ha sido previamente reportada tanto al norte del área de estudio como en otras exposiciones de Oaxaquia (ver Ortega-Gutiérrez, 1978; Lawlor *et al.*, 1999; Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2000; Keppie *et al.*, 2001; Solari *et al.*, 2003).

En algunos sectores de los diques ultrabásicos se observan los efectos del metamorfismo granulítico en la reducción del tamaño de grano de los cristales de piroxeno, los cuales constituyen texturas decusadas con bordes que forman ángulos de 120° (Fig. VI.5.b). El metamorfismo retrógrado y la hidratación de éstos se observa a través del reemplazamiento de los megacristales de piroxeno por anfíbol, epidota, clorita y pequeñas cantidades de cuarzo (Fig. VI.4.d, e). En general todas las rocas en el área de estudio muestran texturas que evidencian procesos de deformación intracristalina, recuperación y recristalización.

En los ortogneises graníticos en el área de estudio los análisis realizados arrojaron edades $^{207}Pb/^{206}Pb$ menores a 1000 Ma (ver capítulo VIII. geocronología), las cuales están dentro del intervalo de edades propuesto para el evento granulítico (Orogenia Zapoteca) por Solari *et al.* (2003) en el norte del Complejo Oaxaqueño. Solari *et al.* (2003) definen el límite inferior del metamorfismo granulítico con base en una edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 977 ± 12 Ma obtenida en separados de hornblenda de un gabro intercalado con la anortosita. Adicionalmente, toma como límite superior de este evento la edad U-Pb de 1004 ± 3 Ma reportada por Keppie *et al.* (2003) en una fracción de zircones de la charnockita OC9810 encontrada como capa dentro de los ortogneises máficos relacionados a la anortosita. Aunque cabe la posibilidad de que la edad de 1004 Ma esté todavía relacionada al emplazamiento de las rocas de la UH (1013 ± 34 y 1010 ± 3 Ma) y no al metamorfismo granulítico que lo precedió, la edad de intersección inferior de 1003 ± 210 Ma, obtenida en el ortogneis granítico AC71 perteneciente a la Unidad Marquez, apoya la edad de 1004 Ma como el límite superior del metamorfismo.

IX.1.6. ¿Posee la Anortosita Cacaotepec Todas las Características de una Anortosita de Tipo Masivo?

En la zona estudiada la Anortosita Cacaotepec posee un área expuesta aproximada de 64.3 km^2 y al norte (y fuera del área) ésta corresponde a $\sim 31 \text{ km}^2$ (valor aproximado obtenido a través del mapa de Solari (2001) y Solari *et al.* (2003); Fig. III.c), para un total de área expuesta de $\sim 95 \text{ km}^2$. De la misma manera que otras ATM en el mundo (Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Ashwal, 2010), este cuerpo se encuentra conformado por anortosita (*sensu-stricto*), leucogabros y volúmenes pequeños de rocas gabróicas

Por otro lado, las rocas graníticas contemporáneas a la anortosita no se encuentran en cantidades abundantes y afloran tanto al norte (Solari *et al.*, 2003) como al W del área de estudio, localizadas principalmente al suroccidente de Santo Tomás Mazaltepec y al noroccidente de San Felipe Tejalapam (en la sección de la Quebrada Bonita, aflorando como xenolitos -estaciones AC23b y PCY33A- y estructuralmente por debajo de la anortosita -estación AC21; Fig. V.0.2.a). Entre las litologías aflorantes que constituyen la serie félsica (cuarzo-mangeritas, charnockitas, opdalitas y dioritas; Fig. IX.1.) de la UH hasta el momento no han sido observados granitos, típicamente asociados a las ATM (Duchesne, 1984; Emslie, 1991; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Ashwal, 2010). Lo anterior podría deberse ya sea (1) a su ausencia, que según Emslie *et al.* (1994) puede ser común en este tipo de complejos, (2) a que esté presente pero no expuesto, o bien (3) a que el metamorfismo granulítico que afectó a estas rocas entre ~1004 y 978 Ma (Solari *et al.*, 2003) haya producido la recristalización de esta litología, adquiriendo las características de una charnockita (presencia de piroxeno). Por lo anterior, en la actualidad no existen evidencias suficientes para afirmar que la Anortosita Cacaotepec y granitoides asociados a ésta en el norte del Complejo Oaxaqueño conformen una suite AMCG completa.

Aunque la poca área mostrada por la Anortosita Cacaotepec es en parte debido a que es cortada al norte de la zona por el granito pérmico de Etna, que ocupa un área de ~80 Km² (Fig. V.0.1; Ortega-Obregón *et al.*, 2003; Ortega-Obregón *et al.*, 2014), este cuerpo anortosítico es pequeño en comparación a las dimensiones batolíticas mostradas por otros ATM en el mundo (Emslie, 1978; Morse, 1982; Ashwal, 1993, 2010). Adicionalmente, el volumen de las rocas de la serie granítica en la zona estudiada es pequeño en comparación con el del cuerpo anortosítico, contrario a otras ocurrencias de este tipo, en donde el volumen de las rocas félsicas excede o iguala el de las rocas anortosíticas (Emslie *et al.*, 1994; McLelland *et al.*, 2010). Es posible que parte del cuerpo anortosítico y de las rocas graníticas asociadas no estén expuestas debido a que la UH se encuentra hacia la base estructural del Complejo Oaxaqueño (Solari, 2001; Solari *et al.*, 2003) y a que se encuentran suprayacidas por los depósitos recientes del Valle de Etna, la Ignimbrita Etna y la secuencia sedimentaria cretácica (Fig. V.0.1), influyendo así el nivel de erosión y determinando el tipo y cantidad de rocas expuestas (ver Emslie *et al.*, 1994).

La variabilidad textural y cromática mostrada por el cuerpo anortosítico no puede explicarse sólo en términos de recristalización debido al metamorfismo granulítico [que sin duda fue un agente modificador causando disminución de tamaño de grano y el cambio en la coloración de la plagioclasa (Ashwal, 1993)] por lo que éstas deben corresponder a variaciones primarias en las texturas y en el color de la plagioclasa, ya sea dentro de un solo plutón o entre diferentes plutones (ver unidades litológicas y petrografía; Fig. V.1.1). Sin embargo, no es posible realizar una distinción precisa de si la Anortosita Cacaotepec corresponde a un solo plutón o a varios plutones, ya que a diferencia de otras ATM en el mundo [e.g. Complejo Anortosítico Larámie [LAC], E.E.U.U (Scoates y Frost, 1996); Complejo Intrusivo Kunene [KIC] en Angola-Namibia (Gleißner *et al.*, 2010); entre otras], aparte de la variación textural y cromática, no existen variaciones químicas, mineralógicas o de estructura contrastantes en el cuerpo que hagan evidente la presencia de pulsos magmáticos diferentes. De igual manera, la escasez de afloramientos, las condiciones de meteorización de las rocas y la falta de

discontinuidades estructurales más marcadas (e.g. norte del área de estudio, en donde la UH es separada de la UM por una zona de cizalla; Solari *et al.*, 2003) dificultan tanto la realización de un mejor seguimiento de los cambios texturales y cromáticos dentro de la anortosita, así como del reconocimiento de contactos y límites entre los ortogneises graníticos.

La composición global primaria de la plagioclasa en las rocas anortosíticas es difícil de determinar a partir de análisis de microsonda debido tanto al tamaño grande de los cristales como al grosor y distribución irregular de las antiperitas; por lo cual otras técnicas como la fluorescencia de rayos X (FRX) se han empleado con este objetivo (Ashwal, 1993). Los análisis de FRX realizados en estas litologías (muestras AC10, AC47, AC48, AC49, AC58 y PCY71) arrojan composiciones de plagioclasa $An_{29.39-25.66}$ muy similares a la composición obtenida a través de WDS de $An_{30.01-26.8}$ (en la muestra PCY34b1). Ashwal (1993) sostiene que la recristalización metamórfica tiene poco efecto en la composición de la plagioclasa, por lo cual las composiciones entre $An_{30.01}$ y $An_{25.66}$ (oligoclasa) representarían los valores más cercanos a las composiciones primarias de la plagioclasa en estas rocas. Petrográficamente, las plagioclasas en las rocas anortosíticas de la UH carecen de zoneamiento, lo que según McLelland *et al.* (2010) se debe a que las composiciones magmáticas se mantienen constantes través de inyecciones nuevas de magma gabrónico rico en aluminio y la asimilación de granulitas restíticas de plagioclasa y piroxeno (Emslie *et al.*, 1994; McLelland *et al.*, 2010) que además incrementan la cantidad de plagioclasa cumúlítica.

A pesar de sus dimensiones pequeñas y de la ausencia aparente de un cuerpo granítico, la UH (tanto la serie anortosítica como la granítica) cumple con las características litológicas, composicionales, de edad, y con la presencia de megacristales de piroxeno típicas de las ATM en el mundo (Morse, 1982; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Ashwal, 2010).

IX.1.7. Consanguineidad y Posible Fuente de Magmas Parentales de las Series Anortosítica y Granítica.

Aunque las rocas de la UH muestran afinidades que varían entre subalcalinas y alcalinas, fenómeno observado también en las rocas de las MA y en las de PH (Fig. VIII.1.2a), la presencia de cuarzo e hiperstena normativa en estas rocas señalan un carácter subalcalino (Tabla VIII.1.1; Irvine y Baragar, 1971; Maji *et al.*, 2010). De esta manera, tanto las rocas estudiadas como aquellas de las MA y PH poseen afinidades toleíticas que difieren de la calcialcalina mostrada por las rocas del CG (Fig. VIII.1.2.b). Sin embargo, una afinidad calcialcalina es señalada en el diagrama de K_2O vs SiO_2 para las rocas de la UH (Fig. VIII.1.1.b). Seifert *et al.* (2010) propone que las rocas de la suite AMCG en las MA poseen tanto afinidades toleíticas como el empobrecimiento en Nb y Ta característico de las rocas calcialcalinas (lo cual también es observado en las rocas de este trabajo; Fig. VIII.1.7.b), sugiriendo la contaminación cortical de las rocas la serie anortosítica y de la félsica.

En general, la Anortosita Cacaotepec está enriquecida en Al_2O_3 (23.15-24.20 % wt), CaO (4.80-5.75 % wt) y Na_2O (6.36-6.89 % wt) y empobrecida en los demás óxidos, lo cual es típico de las ATM en el mundo y refleja las cantidades altas de plagioclasa cumúlítica en estas rocas (Tabla VIII.1.1 y anexo 1; Ashwal, 1993; Bhattacharya *et al.*, 1998; Drüppel *et al.*, 2007; Keppie y Dostal, 2007). Sin embargo,

está especialmente enriquecida en SiO_2 (59.72-61.39 % wt) respecto a otras ocurrencias anortosíticas, en donde este óxido no supera el 56 % wt [e.g. MA (McLelland y Whitney, 1990; Seifert *et al.*, 2010); anortosita del KIC en Namibia-Angola (Drüppel *et al.*, 2007; Gleißner *et al.*, 2010); Anortosita Masiva de Morin, Quebec, y Complejo Harp Lake, Labrador, en Canadá (Ashwal, 1993); Complejo Anortosítico en Bolangir, India (Bhattacharya *et al.*, 1998); PH, (Schulze, 2011)], y empobrecida respecto a los gneises anortosíticos en el CG (61.5-73.0 % wt; Weber y Hecht, 2003; Fig. VIII.1.6; Tabla VIII.1.1 y Anexo 1). Con el incremento en el contenido de minerales máficos, de leucogabros a gabros y OAGNs, hay una disminución en SiO_2 (56.30-35.42 % wt), Al_2O_3 (21.17-4.2 % wt), Na_2O (6.20-0.95 % wt) y K_2O (2.16-0.35 % wt) con el incremento en CaO (6.12-11.08 % wt), FeO (3.99-34.23 % wt), MnO (0.05-0.91 % wt), MgO (0.93-7.4 % wt), TiO_2 (1.57-9.52 % wt) y P_2O_5 (0.69-5.85 % wt) (Fig. VIII.1.3 y VIII.1.5, Tabla VIII.1.1 y Anexo 1; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010).

Las concentraciones de los elementos traza en estas rocas están dadas en función de las fases minerales presentes; de modo que un enriquecimiento en Sr y Ba, compatibles con la plagioclasa, es observado en las anortositas; mientras que los contenidos altos en V, Ti y Nb reflejan la presencia de ilmenita/magnetita y piroxenos, y las concentraciones altas en REE señalan un aumento en el contenido de apatito de leucogabros a gabros y OAGN (Fig. VIII.1.4 y VIII.1.7b; Emslie *et al.*, 1994; Drüppel *et al.*, 2007; Gleißner *et al.*, 2010). Los valores del #Mg en las rocas de la serie anortosítica (<60) reflejan que cristalizaron a partir de magmas parentales que fueron fraccionados previamente (Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010); donde al igual que otros macizos, el #Mg disminuye de anortositas (59.67-37.04) a gneises máficos (36.06-5.71; Tabla VIII.1.1 y Anexo 1; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007).

Por otro lado, las rocas graníticas de la UH están enriquecidas en SiO_2 (58.38-62.11 % wt), K_2O (3.65-4.34 % wt), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1.21-1.58 % wt) y FeO (6.04-11.07 % wt), Ba, Rb, Y, Zr, con moderado Al_2O_3 (14.00-15.11 % wt) y bajo CaO (2.67-4.11 % wt), MgO (0.70-2.51 % wt) y Sr (Fig. VIII.1.3-1.5 y VIII.1.7b; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Maji *et al.*, 2010). Estas rocas poseen concentraciones totales en elementos incompatibles (relativas al manto primitivo) mayores que las mostradas por las rocas anortosíticas, excepto por Sr, pero que se traslapan con las de algunos elementos en las rocas gabróicas (Fig. VIII.1.7.b). Emslie *et al.* (1994) sugieren que las características químicas en las rocas graníticas son consistentes con la derivación de sus magmas parentales a partir de la anatexis de corteza juvenil empobrecida, lo cual dejaría un residuo de plagioclasa y piroxeno enriquecido en componentes compatibles. En la zona de estudio, los patrones de los elementos incompatibles de los ortogneises graníticos son similares al patrón de la corteza inferior de Weaver y Tarney (1984), difiriendo sólo (además de las concentraciones totales mayores) en las anomalías negativa en Sr y positiva en Nd (Fig. VIII.1.8 e), lo que estaría en acuerdo con la afirmación de Emslie *et al.* (1994).

Los patrones de REE de la Anortosita Cacaotepec y ortogneises máficos asociados son típicos de las ATM en el mundo, estando enriquecidos en LREE respecto a las HREE, con un aumento en las concentraciones totales en estos elementos y una disminución en la anomalía de Eu de anortositas, leucogabros a rocas gabróicas (Fig. VIII.1.7a; Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Frost *et al.*, 2010; Gleißner *et al.*, 2010; Maji *et al.*, 2010). Estos patrones son el resultado de la

cristalización previa de cúmulos de clinopiroxeno y una cristalización posterior y continua de plagioclasa, en donde los ortogneises máficos corresponderían al líquido residual cristalizado después del fraccionamiento de las anortositas (ver capítulo de geoquímica; Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal, 1993; Markl, 2001; Rollinson, 2014). Por otro lado, las rocas graníticas poseen patrones menos fraccionados, con anomalías de Eu ligeramente positivas o negativas y concentraciones totales de REE similares, aunque con un rango un poco más amplio, que las de las rocas gabróicas (Fig. VIII.1.7a).

Por último, en los diagramas de discriminación tectónica se observa que las rocas de la UH muestran composiciones que varían entre ambientes de intraplaca y arco volcánico (Fig. VIII.9). Debido a que los elementos traza son mejores indicadores de procesos que de ambientes, estas variaciones podrían ser adjudicadas a (1) la cristalización fraccionada de plagioclasa y minerales ferromagnesianos resultando en el desplazamiento de las rocas de un campo a otro (Pearce *et al.*, 1984) o (2) posiblemente a la contaminación cortical de los magmas parentales (Emslie *et al.*, 1994).

La química de elementos mayores mostrada por ambas series describe tendencias de diferenciación opuestas (Fig. VIII.1.3 y VIII.1.5) que han sido observadas previamente en otros complejos AMGC del mundo y argumentan en contra de su consanguineidad (McLelland y Whitney, 1990; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010). El incremento en las concentraciones totales de elementos traza y los patrones de tierras raras observados de anortosita a gabros y OAGN sugieren su formación a través de fraccionamiento (Frost *et al.*, 2010). Sin embargo, estos elementos no proporcionan evidencia que las ligue genéticamente a las rocas de la serie granítica. Si estos ortogneises graníticos fueran el producto residual después del fraccionamiento de las rocas de la serie anortosítica deberían presentar concentraciones totales en elementos de tierras raras e incompatibles mayores que las de las rocas gabróicas, y su anomalía en Eu (aunque este criterio no es conclusivo; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010; McLelland *et al.*, 2010) sería negativa (Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007).

Respecto a las composiciones isotópicas, de anortosita, leucogabro a OAGNs se observa un aumento en las $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (0.703887, 0.703917, 0.704159, respectivamente) con una disminución en $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ (+0.80, 0.77, -0.30, respectivamente), lo cual es consistente con la derivación del magma parental a partir de una fuente ligeramente empobrecida que habría sufrido contaminación cortical a medida que la diferenciación progresa (Fig. VIII.2.1; Ashwal y Wooden, 1983; Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Morisset, 2008; Gleißner *et al.*, 2011). Debido a que la asimilación cortical causa la disminución en $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ y el aumento en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (Ashwal y Wooden, 1983; Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Morisset, 2008; Gleißner *et al.*, 2011), las composiciones isotópicas mostradas por las rocas de la serie anortosítica representan las composiciones mínimas del magma parental a partir del cual se formaron (Ashwal y Wooden, 1983).

De manera similar a las rocas de la serie anortosítica en la UH, los valores de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de rocas equivalentes en muchos otros ATM son indicativos de fuentes de manto empobrecidas que han sufrido grados diferentes de contaminación [e.g. LAC (Frost *et al.*, 2010), MA (Ashwal y Wooden, 1983) Montañas Mealy, Lac St Jean, Rivière Pentecôte, Atikonak River Suite y Lac Allard (Emslie y

Hegner, 1993) en la Provincia Grenville; Harp Lake (Ashwal *et al.*, 1986) y Suite Plutónica Nain (Emslie *et al.*, 1994) en Canadá; anortosita del KIC en Angola-Namibia (Drüppel *et al.*, 2007; Gleißner *et al.*, 2011); Complejo Ígneo Rogaland en Noruega (Demaiffe *et al.*, 1986); anortosita de la Sierra Pamperas Occidentales en Argentina (Casquet *et al.*, 2005); y anortositas Ankafotia y Saririaky en Madagascar (Ashwal *et al.*, 1998)]; donde los megacristales de ortopiroxeno, seguidos por las anortositas, poseen los valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ más altos (incluso mayores que los del modelo del manto empobrecido) y los $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ más bajos (Ashwal y Wooden, 1983; Ashwal *et al.*, 1986; Ashwal, 1993; Scoates y Frost, 1996; Bybee *et al.*, 2014). Adicionalmente, los isotopos de oxígeno, que en la mayoría de los ATM varían entre $\delta^{18}O$ +5.2 y +7.6‰ [obtenidos tanto en plagioclasas como en roca total (Demaiffe y Javoy, 1980; Taylor (1968) en Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007)], sugieren también magmas derivados de una fuente mantélica con diferentes grados de contaminación, donde los valores más altos de $\delta^{18}O$ son atribuidos a mayores grados de asimilación cortical (Taylor (1968) en Ashwal, 1993; Demaiffe y Javoy, 1980; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010). Evidencia isotópica adicional se encuentran dada por los isótopos de Pb, que señalan el dominio de un componente mantélico con influencia cortical (Ashwal *et al.*, 1986; Demaiffe *et al.*, 1986; Emslie y Hegner, 1993; Frost *et al.*, 2010).

Los efectos de dicha contaminación varían dependiendo del tipo, edad y cantidad de la corteza asimilada, observándose con valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ cada vez más negativos en aquellos lugares en donde la serie anortosítica asimila corteza más antigua [e.g. arqueana: Harp Lake (Ashwal *et al.*, 1986), LAC (Scoates y Frost, 1996), Atikonak River Suite (Emslie y Hegner, 1993), anortositas Ankafotia y Saririaky (Ashwal *et al.*, 1998)] que contrastan con aquellos donde sólo asimila corteza juvenil [e.g. proterozoica: Suite Plutónica Nain (Emslie *et al.*, 1994), anortositas de Morin, Montañas Mealy, Marcy, Lac St Jean, Rivière Pentecôte, Lac Allard (Emslie y Hegner, 1993) y KIC (Gleißner *et al.*, 2011)]. Este proceso también resulta en el aumento en la actividad de sílice en los magmas derivados del manto, lo cual se refleja en la ausencia de olivino en las rocas anortosíticas (Frost *et al.*, 2010; Gleißner *et al.*, 2010).

Por otro lado, la roca de la serie granítica analizada posee $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ de 0.704011 y $\epsilon_{Nd(i)}$ de +0.98, donde este último es más alto que el observado en las rocas de la serie anortosítica (-0.30 - +0.80), siendo consistente también con su derivación de una fuente ligeramente empobrecida (¿cortical o mantélica?). En otras ATM en el mundo, las rocas de la suite granítica muestran $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ variables con valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ desde positivos, incluso más altos que los mostrados por las rocas de la serie anortosítica y que se explican como el resultado de la fusión parcial de corteza juvenil básica, hasta valores muy negativos explicados ya sea a través de la mezcla de dichos magmas graníticos con corteza más antigua, o bien a través de su generación total por anatexis de corteza antigua (Basu y Pettingill, 1983; Daly y McLelland, 1991; Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Morisset, 2008). Adicionalmente, los valores de $\delta^{18}O$ en estas rocas son, por lo general, > +7.00‰ [obtenidos en feldespato K, plagioclasa y roca total (Bhattacharya *et al.*, 1998; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010)] siendo consistente con su derivación a partir de la corteza inferior (Bhattacharya *et al.*, 1998; Drüppel *et al.*, 2007; Gleißner *et al.*, 2010; Maji *et al.*, 2010); sin embargo, $\delta^{18}O$ menores indicativos de una fuente mantélica también han sido reportados para una misma serie granítica (Demaiffe y

Javoy, 1980; Heinonen *et al.*, 2012). Este fenómeno se debería ya sea a la derivación de estos magmas de una fuente isotópicamente heterogénea (Heinonen *et al.*, 2012) o la mezcla del magma granítico derivado de la corteza inferior con otro componente cortical por largos periodos en niveles de emplazamiento somero (e.g. Demaiffe y Javoy, 1980; Drüppel *et al.*, 2007; Heinonen *et al.*, 2012).

Adicionalmente, la anortosita y el ortogneis granítico muestran los valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ más altos y las T_{DM} más jóvenes ($\epsilon_{Nd(i)}$: +0.80 y +0.98; T_{DM} : 1.36 y 1.38 Ga, respectivamente), mientras que el leucogabro y el OAGN poseen las composiciones isotópicas de Nd más bajas y los mayores tiempos de residencia ($\epsilon_{Nd(i)}$: +0.77 y -0.30; T_{DM} : 1.51 y 1.52 Ga, respectivamente). De lo anterior, en las rocas de la serie anortosítica se observa que la disminución de los valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ se da junto con el aumento en la edad modelo de Nd. Por otro lado, las edades de residencia mostradas por todas las rocas de la UH (1.36- 1.52 Ga), que están dentro del rango de las T_{DM} típicamente mostradas por este tipo de rocas en la Provincia Grenvilliana (1.21 y 1.56 Ga; Emslie y Hegner, 1993), difieren entre ~350 y 500 Ma de sus edades de cristalización. Tanto la diferencia entre las edades de cristalización y las T_{DM} en todas las rocas de la UH, como la correlación inversa entre el $\epsilon_{Nd(i)}$ y la edad modelo dentro de las rocas de la serie anortosítica, son consistentes con la participación de un componente más antiguo en su formación, ya sea debido a la contaminación cortical de los magmas parentales o a su origen por fusión parcial de la corteza (cf. Daly y McLelland, 1991; McLelland *et al.*, 1993; Gleißner *et al.*, 2010).

Tanto las composiciones isotópicas de Nd y Sr de las rocas de la serie anortosítica en Cacaotepec, como aquellas mostradas por otras ATM en el mundo sugieren su derivación de una fuente mantélica empobrecida que habría sufrido diferentes grados de contaminación con corteza de diferente edad (posiblemente juvenil en el caso de la UH), causando una disminución en las composiciones de $\epsilon_{Nd(i)}$ y un aumento en $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ y en las T_{DM} a medida que la cristalización progresaba de anortosita y leucogabro a OAGN (cf. Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Ashwal *et al.*, 1998; Casquet *et al.*, 2005; Drüppel *et al.*, 2007; Frost *et al.*, 2010; Gleißner *et al.*, 2010). Los contenidos altos de SiO_2 y la presencia de cuarzo (que alcanzan hasta $\approx 5\%$) en las rocas anortosíticas serían una evidencia adicional de contaminación, lo que se refleja en la ausencia de olivino (Drüppel *et al.*, 2007; Frost *et al.*, 2010) en estas rocas.

La roca de la serie granítica analizada muestra un $\epsilon_{Nd(i)}$ más alto que la observada en las rocas de la serie anortosítica. Si el ortogneis granodiorítico PCY33A fuese un producto residual de la diferenciación de las rocas de la serie anortosítica, y teniendo en cuenta los efectos de la contaminación observados en éstas, cabría esperar que este ortogneis mostrara valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ menores y $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ mayores que los mostrados por las rocas de dicha serie. Lo anterior junto con las tendencias de diferenciación opuestas observadas entre ambas series, tanto en este trabajo como en otras ATM, y las diferencias isotópicas de oxígeno reportadas para estas rocas en otras localidades sugieren la no consanguineidad entre ellas y, por ende, fuentes distintas de magmas parentales (Demaiffe *et al.*, 1986; McLelland y Whitney, 1990; Ashwal, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010). Adicionalmente, los ortogneises graníticos poseen patrones de elementos incompatibles similares al de la corteza inferior (Fig. VIII.1.8 e), lo que junto con sus valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ positivos podrían

sugerir su derivación a partir de la fusión de corteza derivada del manto, posiblemente con edades residencia cortas (Emslie y Hegner, 1993).

Los ortogneises AC17 y AC71 de la UM, muestran valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ (-0.53 y -1.06; calculados a 1000 Ma) que indican componentes no muy enriquecidos, con T_{DM} de 1.60 y 1.46 Ga, respectivamente. Las edades modelo y las edades de cristalización de estas rocas difieren en más de ~ 450 Ma sugiriendo la participación de un componente más antiguo durante su generación. Lo anterior estaría en acuerdo con lo planteado por Keppie *et al.* (2003), quienes han sugerido que las rocas de la UM se derivaron de magmas producto de la mezcla entre fundidos mantélicos y corticales.

IX.1.8. Generación de la Anortosita Cacaotepec y Ortogneises Máficos y Félsicos Asociados en el Marco del Microcontinente Oaxaquia

De manera análoga a otras ATM en el mundo, la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas se habrían generado debido a un ascenso de manto astenosférico a la base de la corteza continental (de Oaxaquia) engrosada y estable; dicho manto habría sufrido fusión parcial debido a descompresión generando magmas gabróticos secos y de temperatura alta (Fig. IX.2.c, d; Fig. II.2.d; Emslie, 1978; Morse, 1982; Ashwal, 1993; McLelland *et al.*, 2010). La base de esta corteza gruesa y estable proporcionaría un ambiente tranquilo por largos periodos de tiempo (McLelland *et al.*, 2010) en donde estos magmas sufren varios procesos de diversificación magmática (AFC) productos de su interacción con la corteza (que les proporciona características químicas corticales), nuevas inyecciones de magma y la cristalización de cúmulos máficos (que posteriormente se hundirían en el manto), resultando en su enriquecimiento en Al (Fig. IX.2.e, f, g; Emslie, 1975; Ashwal, 1993; Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Drüppel *et al.*, 2007; Morisset, 2008; McLelland *et al.*, 2010; Bybee *et al.*, 2014).

Se sabe que estos magmas se emplazan inicialmente en el límite corteza-manto y que pasan allí suficiente tiempo para que diversos procesos AFC tomen lugar debido a que los megacristales de piroxeno presentes en las ATM (encontrados también en la Anortosita Cacaotepec) se forman a presiones del Moho (Emslie, 1975, 1978; Ashwal, 1993; Bybee *et al.*, 2014), a que dichos megacristales poseen edades (de cristalización) Sm-Nd hasta 100 Ma más antiguas que la edad de emplazamiento de las anortositas (Bybee *et al.*, 2014), y a las diferencias de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$, $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ y #Mg entre estos megacristales y las anortositas (Emslie, 1975; Ashwal, 1982, 1993; Emslie *et al.*, 1994). El magma gabrótico rico en Al resultante después de los procesos AFC corresponde al magma parental de las anortositas, a partir del cual empezaría a cristalizar plagioclasa (Fig. IX.2.f, h, i; Emslie, 1975, 1978; Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal y Wooden, 1983; Scoates y Frost, 1996).

Tanto el calor generado por el emplazamiento de los magmas gabróticos (toleíticos, de alta temperatura y producto de la fusión de la astenosfera) en el límite corteza-manto, como el calor latente producido debido a la cristalización de los cúmulos máficos producirían la fusión parcial de la base de la corteza [la cual también se habría derivado del manto y tendría edades de residencia cortas (Emslie y Hegner, 1993) para este caso de la corteza de Oaxaquia] generando los magmas

félsicos parentales de las rocas graníticas (Fig. IX.2.e-g; Ashwal, 1993; Emslie y Hegner, 1993; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994; Emslie *et al.*, 1994; McLelland *et al.*, 2004; Ashwal, 2010; Gleißner *et al.*, 2010).

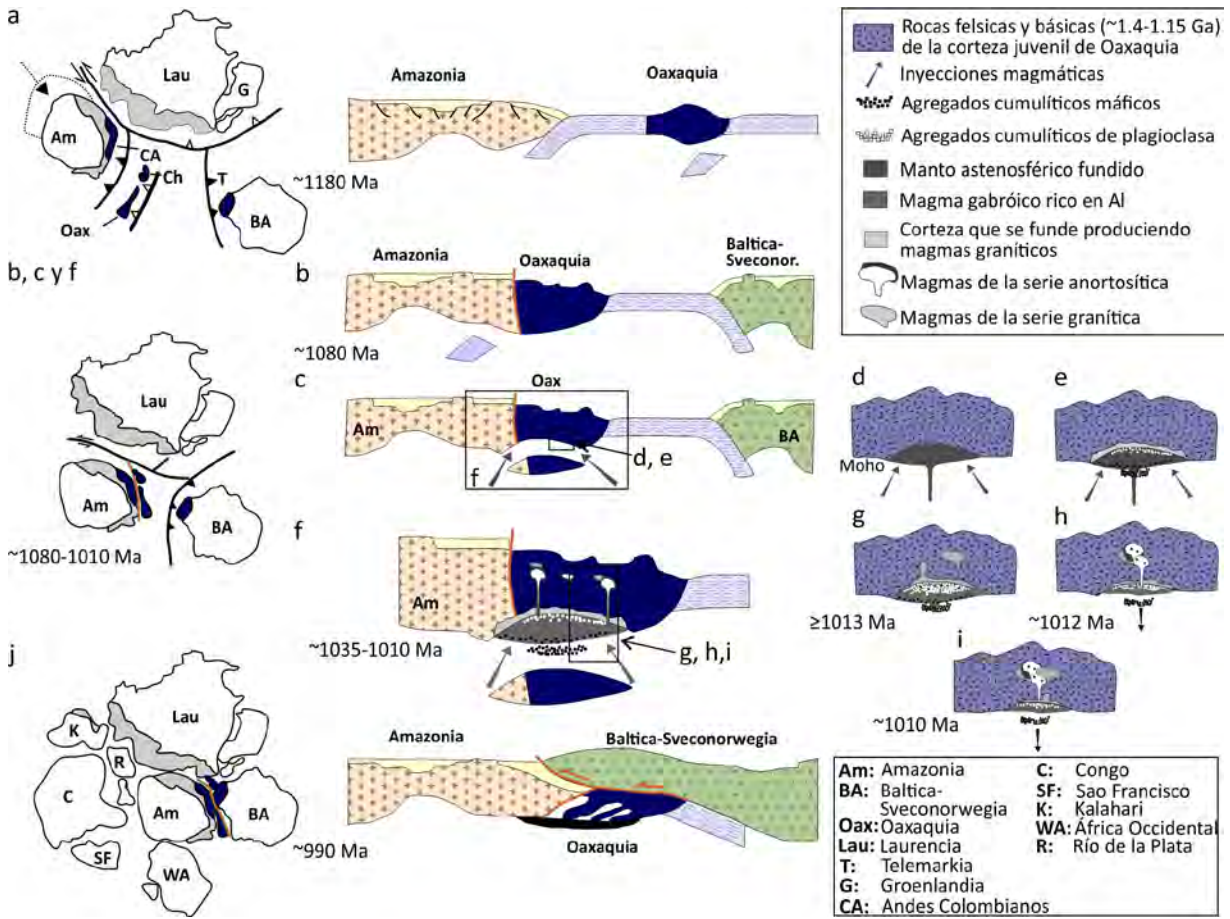


Figura IX.2 Modelo de formación de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas en el marco de la evolución del microcontinente Oaxaquia. **a, b, c, f, g, j.** Oaxaquia entre 1180 y 990 Ma. Modelo de evolución de Oaxaquia tomado de Weber *et al.* (2010), del cual se modificaron los diagramas **c** y **f**. **d, e, g, h, i.** Ampliación del modelo ajustado tanto a los modelos de generación en dos etapas propuestos para las *suites* AMCG (Emslie, 1978; Ashwal, 1993; McLelland *et al.*, 2010) y como a los resultados obtenidos en este trabajo para el caso de la Anortosita Caotepec.

Posteriormente, un primer ascenso y emplazamiento de magmas graníticos (e.g. ortogneis granodiorítico PCY33a, ≥ 1013 Ma; Fig. IX.2.g) a niveles corticales más someros toma lugar, seguido por el ascenso diapírico de *mushes* de plagioclasa (que forman las rocas de la serie anortositica, ~ 1012 Ma) junto con el ascenso independiente de magmas gabrónicos (e.g. muestra AC09B y estaciones AC70, AC71 y PCY95; Fig. IX.2.h) y un último ascenso de rocas graníticas (e.g. charnockita OC9810 de Keppie *et al.* (2003) con ~ 1010 Ma; Fig. IX.2.i). Durante su ascenso y una vez en la corteza media-somera estos magmas continúan sufriendo procesos de AFC que modifican su firma química (Ashwal *et al.*, 1986; Ashwal, 1993; Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Scoates y Frost, 1996). Las rocas de la *suite* AMC en la UH habrían intruido las rocas de las Unidades Marquez y El Catrín en el intervalo mínimo entre ~ 1013 y 1010 Ma (Fig. IX.2.f-h), precediendo el metamorfismo en facies granulita de ~ 1004 -978 Ma (Fig. IX.2.j; Solari, 2001; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Keppie y

Ortega-Gutiérrez, 2010; Weber *et al.*, 2010; Schulze, 2011) con pico metamórfico a $836\pm 25^{\circ}\text{C}$ y 7.6 ± 1.6 kbar (Fig. IX.2.j; ver Ramírez-Salazar, 2015).

En el marco del conocimiento actual sobre ATMs se ha establecido (con base en geocronología y geología regional) que la mayoría de anortositas de edad Proterozoico se han generado de manera tardía o posterior a algún evento orogénico y algunas de ellas además preceden a otro (e.g. AMCG en las Montañas Adirondak, suite que se emplazó de manera tardía respecto a la orogenia Shawinigan y antecedió a la orogenia Ottawan; Ashwal, 1993; McLelland *et al.*, 2010). El ambiente propuesto para su generación corresponde, en dicho marco tardío o posterior al evento orogénico, a delaminación del orógeno sobre-engrosado (e.g. AMCG en las Montañas Adirondack, Morin en la Provincia Grenville y las del sur de Noruega; Fig. II.2.d), a subducción plana (acompañada o no por delaminación cortical; e.g. complejos AMCG de la parte oriental de la provincia de Labrador), a extensión en cuencas tras-arco o el rompimiento de la placa que subduce (McLelland *et al.*, 2010 y referencias incluidas). Estos ambientes generarían tanto el ascenso de la astenosfera al límite corteza-manto como las condiciones tranquilas y de altas temperaturas por largos periodos de tiempo necesarias para la operación de los procesos que dan origen a estas rocas (McLelland *et al.*, 2010 y referencias allí).

Análogamente, tanto la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas, así como el emplazamiento de litologías similares en Oaxaquia (sur del Complejo Oaxaqueño, Gneis Novillo, Gneis Huiznopala y gneises anortosíticos en el Complejo Guichicovi) se emplazaron de manera posterior a la acreción del arco juvenil de Proto-Oaxaquia a la margen noroccidental de Amazonia (evidenciado a través del magmatismo de arco entre ~ 1.25 y 1.15 Ga) y preceden la orogenia Zapoteca (~ 1004 – 978 Ma) debida a la colisión de Amazonia-Oaxaquia con Báltica (Fig. IX.2; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014). Los ambientes propuestos de manera previa para la generación de la Anortosita Cacaotepec corresponden a rift de trasarco y “*slab-window rift*” (Keppie *et al.*, 2003); sin embargo, un mecanismo debido extensión por relajamiento y colapso del orógeno sobre-engrosado también es una alternativa posible para la generación de estas rocas (Fig. II.2.d y IX.2.f; McLelland *et al.*, 2010). En las Montañas Adirondack la *suite* AMCG se haría formado cerca de 40 Ma de años después del evento colisional a través de éste mecanismo; mientras que en el sur de Noruega estas *suites* se formarían cerca de 80 Ma de años después del evento compresional (durante la Orogenia Sveconorwegian; McLelland *et al.*, 2010), donde las variaciones en el tiempo podrían estar relacionadas a variaciones en los parámetros de la tectónica de placa operante para entonces.

IX.2. CONCLUSIONES

- La Anortosita Cacaotepec posee las características típicas de las anortositas de tipo masivo, tales como: (1) está compuesta por anortosita *sensu-stricto* y por leucogabros, cuya plagioclasa posee composiciones de $\text{An}_{30.01-25.66}$; (2) está asociada a volúmenes pequeños de diques ultramáficos, a rocas gabrómicas y a rocas FTP tales como gabronoritas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito (OAGN) y nelsonitas (Solari *et al.*, 2003); (3) posee megacristales de piroxeno; y (4) está espacialmente asociada a rocas de

composición félsica, entre las cuales se encuentran cuarzo-mangeritas, charnockitas y opdalitas. Sin embargo, este cuerpo anortosítico es más pequeño y posee un volumen menor de rocas graníticas asociadas (al menos en el área de estudio) que otras ocurrencias equivalentes en el mundo. Adicionalmente, aunque aún no han sido encontradas en campo evidencias de la existencia de la litología granítica asociada comúnmente a estos cuerpos, por lo cual solo podría ser llamada suite AMC, no se descarta su existencia (ver sección IX.1.6).

- Evidencias del metamorfismo en facies granulita: (1) en las anortositas se dan por la reducción del tamaño de grano debido a los procesos de recrystalización manifestándose como texturas granoblástica y porfidoclástica; (2) en las gabronoritas se da a través de la asociación de plagioclasa ($An_{26.3-32.2}$) + enstatita + augita + titanomagnetita + ilmenita + apatito \pm cuarzo y texturas granoblásticas; y (3) en las rocas graníticas a través de cuarzo + plagioclasa ($An_{28.5-29.7}$) + feldespato potásico ($Or_{83.2-88.4}$) + ortopiroxeno + clinopiroxeno \pm magnetita \pm ilmenita \pm apatitos \pm granate junto con texturas pertíticas y antipertíticas, granoblásticas y porfidoblásticas. En general todas las rocas en el área de estudio muestran texturas que evidencian procesos de deformación intracrystalina, recuperación y recrystalización.

- Tanto los patrones como el incremento en las concentraciones totales de los elementos de tierras raras e incompatibles de anortosita a ortogneises básicos sugieren su comagmatismo a través de procesos de cristalización fraccionada; sin embargo, no proporcionan evidencia que las relacione genéticamente a las rocas de la serie granítica. Lo anterior, junto con tendencias de diferenciación opuestas mostradas por las rocas de ambas series en los diagramas de variación de elementos mayores y la relación inicial de Nd más alta en el ortogneis granodiorítico (PCY33a) que en la anortosita sugieren su no consanguineidad (ver McLelland y Whitney, 1990; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010).

- Los patrones de elementos incompatibles similares a los de la corteza inferior en las rocas de la serie félsica y el valor de $\epsilon_{Nd(i)}$ positivo en el ortogneis granodiorítico en la Unidad Huitzo, junto con firmas isotópicas corticales de Nd, Sr, O y Pb reportadas para estas litologías en otras ATM en mundo, sugieren su derivación por fusión parcial de la corteza inferior (Basu y Pettingill, 1983; Demaiffe *et al.*, 1986; McLelland y Whitney, 1990; Daly y McLelland, 1991; Ashwal, 1993; Emslie y Hegner, 1993; Drüppel *et al.*, 2007; Maji *et al.*, 2010), que para el caso de estudio podría corresponder a la corteza básica juvenil de Proto-Oaxaquia (Weber *et al.*, 2010; Weber y Schulze, 2014).

- Las variaciones tanto en las composiciones isotópicas iniciales de Sr y Nd, así como en las edades de residencia junto con la química de elementos traza, sugieren que las rocas de la serie anortosítica en la Unidad Huitzo se habrían derivado de una fuente mantélica empobrecida que habría sufrido contaminación cortical en cantidades variables. Adicionalmente, las edades modelo de Nd de las rocas AMC en el norte del Complejo Oaxaqueño varían entre 1.36 y 1.52 Ga, encontrándose dentro del rango de T_{DM} reportadas para ocurrencias similares en la Provincia Grenvilliana.

- Los procesos de diversificación magmática posiblemente ocurridos durante la formación de la Anortosita Cacaotepec y rocas asociadas se ven reflejados de la siguiente manera:

- *Cristalización fraccionada*: a través de los megacrystalos de piroxenos encontrados en las anortositas, en la disminución de los valores del # de Mg, así como en el aumento en las concentraciones totales y en los patrones de elementos incompatibles de anortosita a

ortogneises máficos (ver Emslie, 1975; Ashwal y Seifert, 1980; Ashwal, 1982, 1993; Markl, 2001; Frost *et al.*, 2010; Maji *et al.*, 2010).

- *Contaminación cortical*: apoyada en (1) las relaciones isotópicas de Sr y Nd, con la disminución de los valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ y el aumento simultáneo tanto en las $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ como en las edades T_{DM} de las rocas de la serie anortosítica, y (2) el aumento en la actividad de sílice reflejada en la ausencia de olivino en las rocas y a la presencia de cuarzo y feldespato potásico intersticial (Ashwal y Wooden, 1983; Ashwal, 1993; Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Frost *et al.*, 2010; Gleißner *et al.*, 2011).

- *Fusión parcial de la corteza*: reflejada, posiblemente, a través de la generación de los cuerpos graníticos contemporáneos a la anortosita, los cuales muestran una química de elementos incompatibles similar a la de la corteza inferior, valores de $\epsilon_{Nd(i)}$ más altos que la anortosita, # de Mg en los mismos rangos de los observados en las rocas básicas y su emplazamiento tanto previo como posterior al de las rocas de la serie anortosítica (Emslie y Hegner, 1993; Emslie *et al.*, 1994; Frost *et al.*, 2010; McLelland *et al.*, 2010).

- La Anortosita Cacaotepec se habría generado debido a la delaminación del orógeno engrosado (producido por la colisión entre Proto-Oaxaquia y Amazonia), lo cual permitiría la generación de magmas gabróticos derivados del manto que se emplazarían hacia la base de la corteza, en donde la ocurrencia de diferentes procesos de diversificación magmática producirían el magma parental, gabrótico enriquecido en Al, de las rocas de la serie anortosítica. Así mismo, el calor generado debido al emplazamiento de estas rocas, habría ocasionado la fusión parcial de la corteza juvenil de Oaxaquia, generando los magmas graníticos parentales de los ortogneises de la serie félsica (McLelland *et al.*, 2010). Todos estos magmas se habrían emplazado como mínimo entre ~1013 y 1010 Ma conformando las rocas de la Suite AMC observadas en la Unidad Huitzo.

X. REFERENCIAS

- Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Gutiérrez, F.y Nieto-Samaniego, Á.F., (1994). Structural Evolution of the Sierra de Juarez Mylonitic Complex, State of Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2): 3.
- Appel, P., Möller, A.y Schenk, V., (1998). High-Pressure Granulite Facies Metamorphism in the Pan-African Belt of Eastern Tanzania: P–T–t Evidence Against Granulite Formation by Continent Collision. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(4): 491-509.
- Arndt, N., (2013). The Formation of Massif Anorthosite: Petrology in Reverse. *Geoscience Frontiers*, 4(2): 195-198.
- Ashwal, L.D., (1982). Mineralogy of Mafic and Fe-Ti oxide-rich Differentiates of the Marcy Anorthosite Massif, Adirondacks, New York. *American Mineralogist*, 67(1-2): 14-27.
- Ashwal, L.D., (1993). *Anorthosites*. Berlin, Germany, 422 pp.
- Ashwal, L.D., (2010). The Temporality of Anorthosites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4): 711-728.
- Ashwal, L.D.y Seifert, K.E., (1980). Rare-Earth-Element Geochemistry of Anorthosite and Related Rocks from the Adirondacks, New York, and Other Massif-Type Complexes: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 91(2): 105-107.
- Ashwal, L.D.y Wooden, J.L., (1983). Sr and Nd Isotope Geochronology, Geologic History, and Origin of the Adirondack Anorthosite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(11): 1875-1885.
- Ashwal, L.D., Wooden, J.L.y Emslie, R.F., (1986). Sr, Nd and Pb Isotopes in Proterozoic Intrusives Astride the Grenville Front in Labrador: Implications for Crustal Contamination and Basement Mapping. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(12): 2571-2585.
- Ashwal, L.D., Tucker, R.D.y Zinner, E.K., (1999). Slow Cooling of Deep Crustal Granulites and Pb-Loss in Zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(18): 2839-2851.
- Ashwal, L.D., Hamilton, M.A., Morel, V.P.I.y Rambeloson, R.A., (1998). Geology, Petrology and Isotope Geochemistry of Massif-Type Anorthosite from Southwest Madagascar *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133: 389-401.
- Bard, J.P., (1986). *Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks*, 1. Springer Science & Business Media.
- Basu, A.R.y Pettingill, H.S., (1983). Origin and Age of Adirondack Anorthosites Re-evaluated with Nd Isotopes. *Geology*, 11(9): 514-518.
- Bhattacharya, A., Raith, M., Hoernes, S.y Banerjee, D., (1998). Geochemical Evolution of the Massif-Type Anorthosite Complex at Bolangir in the Eastern Ghats Belt of India. *Journal of Petrology*, 39(6): 1169-1195.
- Bogaerts, M.y Schmidt, M., (2006). Experiments on Silicate Melt Immiscibility in the System Fe_2SiO_4 – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – CaO – MgO – TiO_2 – P_2O_5 and Implications for Natural Magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(3): 257-274.
- Bohlen, S.R.y Essene, E.J., (1978). Igneous Pyroxenes From Metamorphose Anorthosite Massifs. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65: 433-442.
- Bohlen, S.R., Valley, J.W.y Essene, E.J., (1985). Metamorphism in the Adirondack. I. Petrology, Pressure and Temperature. *Journal of Petrology*, 26(4): 971-992.
- Boucot, A., Blodgett, R.y Stewart, J.H., (1997). European Province Late Silurian Brachiopods from the Ciudad Victoria Area, Tamaulipas, Northeastern Mexico. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 321: 273-294.
- Brandelik, A., (2009). CALCMIN—an EXCEL™ Visual Basic Application for Calculating Mineral Structural Formulae from Electron Microprobe Analyses. *Computers & Geosciences*, 35(7): 1540-1551.

- Buddington, A. y Lindsley, D.H., (1964). Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2): 310-357.
- Bybee, G., Ashwal, L.D., Shirey, S., Horan, M., Mock, T. y Andersen, T., (2014). Pyroxene Megacrysts in Proterozoic Anorthosites: Implications for Tectonic Setting, Magma Source and Magmatic Processes at the Moho. *Earth and Planetary Science Letters*, 389: 74-85.
- Cameron, K.L., López, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Keppie, J.D. y Schulze, C., (2004). U-Pb Geochronology and Pb Isotopic Compositions of Leached Feldspars: Constraints on the Origin and Evolution of Grenville Rocks from Eastern and Southern Mexico. *Geological Society of America Memoirs*, 197: 755-769.
- Campa, M.F. y Coney, P.J., (1983). Tectono-Stratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6): 1040-1051.
- Carter, S., Evensen, N., Hamilton, P. y O'Nions, R., (1978). Continental Volcanics Derived from Enriched and Depleted Source Regions: Nd-and Sr-Isotope Evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3): 401-408.
- Casas-García, R., (2014). Caracterización Petrológica de las Nelsonitas Precámbricas del Complejo Gneis Novillo, NE de México. Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Casquet, C., Galindo Francisco, M., Rapela, C.W., Pankhurst, R., Baldo, E.G., Dahlquist, J.A., Fanning, C., González Casado, J.M. y Saavedra, J., (2005). Geoquímica Isotópica (Sr y Nd) de las Anortositas ("Massif Type Anorthosites") Grenvillianas de las Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina). Fuentes Magmáticas e Implicaciones Geotectónicas.
- Cisneros de León, O.A., (2015). Petrogénesis de la Anortosita Mariscal-Soconusco y Rocas Asociadas en el Complejo Macizo de Chiapas. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 179 pp.
- Charlier, B., Skår, Ø., Korneliussen, A., Duchesne, J.C. y Vander Auwera, J., (2007). Ilmenite Composition in the Tellnes Fe-Ti Deposit, SW Norway: Fractional Crystallization, Postcumulus Evolution and Ilmenite-Zircon Relation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(2): 119-134.
- Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R. y Duchesne, J.C., (2015). Fe-Ti-V-P Ore Deposits Associated with Proterozoic Massif-Type Anorthosites and Related Rocks. *Earth-Science Reviews*, 141: 56-81.
- Charlier, B., Sakoma, E., Sauvé, M., Stanaway, K., Vander Auwera, J. y Duchesne, J.C., (2008). The Grader Layered Intrusion (Havre-Saint-Pierre Anorthosite, Quebec) and Genesis of Nelsonite and Other Fe-Ti-P Ores. *Lithos*, 101(3): 359-378.
- Chen, W.T., Zhou, M.-F. y Zhao, T.-P., (2013). Differentiation of Nelsonitic Magmas in the Formation of the ~ 1.74 Ga Damiao Fe-Ti-P Ore Deposit, North China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(6): 1341-1362.
- Daly, J.S. y McLelland, J., (1991). Juvenile Middle Proterozoic Crust in the Adirondack highlands, Grenville province, Northeastern North America. *Geology*, 19(2): 119-122.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Mondal, A. y Fukuoka, M., (1993). Mineral Chemistry and Reaction Textures in Metabasites from the Eastern Ghats Belt, India and Their Implications. *Mineralogical Magazine of London*, 57: 113-113.
- de Cserna, Z., (1971). Precambrian Sedimentation, Tectonics, and Magmatism in Mexico. *Geologische Rundschau*, 60(4): 1488-1513.
- Demaiffe, D. y Javoy, M., (1980). $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Ratios of Anorthosites and Related Rocks from the Rogaland Complex (SW Norway). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72(3): 311-317.

- Demaiffe, D. y Hertogen, J., (1981). Rare Earth Element Geochemistry and Strontium Isotopic Composition of a Massif-Type Anorthositic-Charnockitic Body: the Hidra Massif (Rogaland, SW Norway). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(9): 1545-1561.
- Demaiffe, D., Weis, D., Michot, J. y Duchesne, J.C., (1986). Isotopic Constraints on the Genesis of the Rogaland Anorthositic Suite (Southwest Norway). *Chemical Geology*, 57(1): 167-179.
- Droop, G., (1987). A General Equation for Estimating Fe³⁺ Concentrations in Ferromagnesian Silicates and Oxides from Microprobe Analyses, Using Stoichiometric Criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(361): 431-435.
- Drüppel, K., Littmann, S., Romer, R. y Okrusch, M., (2007). Petrology and Isotope Geochemistry of the Mesoproterozoic Anorthosite and Related Rocks of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia. *Precambrian Research*, 156(1): 1-31.
- Duchesne, J.C., (1970). Microtextures of Fe-Ti Oxide Minerals in the South-Rogaland Anorthositic Complex (Norway). *Annales de la Societe Geologique de Belgique*, 935: 527-544.
- Duchesne, J.C., (1984). Massif Anorthosites: Another Partisan Review. In: Brown, W.S. (Editor), Feldspars and feldspathoids. Springer, pp. 411-433.
- Duchesne, J.C. y Demaiffe, D., (1978). Trace Elements and Anorthosite Genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 249-272.
- Duchesne, J.C., Wilmart, E., Demaiffe, D. y Hertogen, J., (1989). Monzonorites from Rogaland (Southwest Norway): A Series of Rocks Coeval but Not Comagmatic with Massif-Type Anorthosites. *Precambrian Research*, 45(1): 111-128.
- Duchesne, J.C., Liégeois, J.P., Vander Auwera, J. y Longhi, J., (1999). The Crustal Tongue Melting Model and the Origin of Massive Anorthosites. *Terra Nova*, 11(2-3): 100-105.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, M.A. y Iriando, 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*, 57(1): 83-109.
- Elsdon, R., (1972). Iron-Titanium Oxide Minerals in the Upper Layered Series, Kap Edvard Holm, East Greenland. *Mineral. Mag*, 38: 946-956.
- Emslie, R.F., (1975). Pyroxene Megacrysts from Anorthositic Rocks: New Clues to the Sources and Evolution of the Parent Magmas. *Canadian Mineralogist*, 13: 138-145.
- Emslie, R.F., (1978). Anorthosite Massifs, Rapakivi Granites, and Late Proterozoic Rifting of North America. *Precambrian Research*, 7(1): 61-98.
- Emslie, R.F., (1991). Granitoids of Rapakivi Granite-Anorthosite and Related Associations. *Precambrian Research*, 51(1): 173-192.
- Emslie, R.F. y Hegner, E., (1993). Reconnaissance Isotopic Geochemistry of Anorthosite Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, 106(3-4): 279-298.
- Emslie, R.F., Hamilton, M.A. y Thériault, R., (1994). Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical Evidence from the Nain Plutonic Suite. *The Journal of Geology*, 102: 539-558.
- Esteve, C.V.J., (2006). *El Método de Rietveld*, 9. Publicacions de la Universitat Jaume I.
- Flower, M.F., (1984). Anorthosite Genesis: The Mid-Ocean Ridge Analogue. *Geology*, 12(11): 651-654.
- Fries, C., Schlaepfer, C. y Rincón-Orta, C., (1966). Nuevos Datos Geocronológicos del Complejo Oaxaqueño. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 29: 59-66.
- Frisch, W., Meschede, M. y Blakey, R.C., (2010). *Plate tectonics: Continental Drift and Mountain Building*. Springer Science & Business Media.

- Frost, C.D., Frost, B.R., Lindsley, D.H., Chamberlain, K.R., Swapp, S.M. y Scoates, J.S., (2010). Chemical and Isotopic Evolution of the Anorthositic Plutons of the Laramie Anorthosite Complex: Explanations for Variations in Silica Activity and Oxygen Fugacity of Massif Anorthosites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4): 925-946.
- Gehrels, G., (2012). Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. *Tectonics of sedimentary basins: recent advances*: 45-62.
- Geisler, T., Schaltegger, U. y Tomaschek, F., (2007). Re-Equilibration of zircon in Aqueous Fluids and Melts. *Elements*, 3(1): 43-50.
- Gleißner, P., Drüppel, K. y Taubald, H., (2010). Magmatic Evolution of Anorthosites of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia: Evidence from Oxygen Isotope Data and Trace Element Zoning. *Journal of Petrology*, 51(4): 897-919.
- Gleißner, P., Drüppel, K. y Romer, R.L., (2011). The Role of Crustal Contamination in Massif-Type Anorthosites, New Evidence from Sr-Nd-Pb Isotopic Composition of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia. *Precambrian Research*, 185(1): 18-36.
- Grant, M.L., Wilde, S.A., Wu, F. y Yang, J., (2009). The Application of Zircon Cathodoluminescence Imaging, Th-U-Pb Chemistry and U-Pb Ages in Interpreting Discrete Magmatic and High-Grade Metamorphic Events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic Boundary. *Chemical Geology*, 261(1): 155-171.
- Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V. y Hålenius, U., (2013). Nomenclature of the Garnet Supergroup. *American Mineralogist*, 98(4): 785-811.
- Hamilton, M.A., McLelland, J.M. y Selleck, B.W., (2004). SHRIMP U-Pb zircon Geochronology of the Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite Suite, Adirondack Mountains, New York: Ages of Emplacement and Metamorphism. *Geological Society of America Memoirs*, 197: 337-355.
- Hanchar, J.M. y Van Westrenen, W., (2007). Rare Earth Element Behavior in Zircon-Melt Systems. *Elements*, 3(1): 37-42.
- Harley, S.L., (1992). Proterozoic Granulite Terranes. *Developments in Precambrian Geology*, 10: 301-359.
- Harley, S.L. y Hensen, B., (1990). Archean and Proterozoic High-Grade Terranes of East Antarctica (40–80 E): A Case Study of Diversity in Granulite Facies Metamorphism, High-temperature metamorphism and crustal anatexis. Springer, pp. 320-370.
- Harley, S.L. y Kelly, N.M., (2007). Zircon Tiny but Timely. *Elements*, 3(1): 13-18.
- Harley, S.L., Kelly, N.M. y Möller, A., (2007). Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains. *Elements*, 3(1): 25-30.
- Harlov, D., Tropper, P., Seifert, W., Nijland, T. y Förster, H.-J., (2006). Formation of Al-Rich Titanite (CaTiSiO₄ O–CaAlSiO₄ OH) Reaction Rims on ilmenite in Metamorphic Rocks as a Function of fH₂O and fO₂. *Lithos*, 88(1): 72-84.
- Harris, N.B., Pearce, J.A. y Tindle, A.G., (1986). Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1): 67-81.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. y Welch, M.D., (2012). Nomenclature of the Amphibole Supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12): 2031-2048.
- Heinonen, A., Fraga, L., Rämö, O., Dall'Agnol, R., Mänttäre, I. y Andersen, T., (2012). Petrogenesis of the Igneous Mucajaí AMG Complex, Northern Amazonian Craton—Geochemical, U–Pb Geochronological, and Nd–Hf–O Isotopic Constraints. *Lithos*, 151: 17-34.
- Hernández, T., Schaaf, P., Solís, G., Meza-García, V. y Villanueva, D., (2011). Técnica Rápida de Concentrado de Circones para Análisis Geocronológicos por el Método de U-Pb., XII Coloquio de Mineralogía, Taxco., Taxco El Viejo Gro.

- Heumann, M.J., Bickford, M., Hill, B.M., McLelland, J.M., Selleck, B.W. y Jercinovic, M.J., (2006). Timing of Anatexis in Metapelites from the Adirondack Lowlands and Southern Highlands: A Manifestation of the Shawinigan Orogeny and Subsequent Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite Magmatism. *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12): 1283-1298.
- Hoskin, P.W.O. y Black, L.P., (2000). Metamorphic Zircon Formation by Solid-State Recrystallization of Protolith Igneous Zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4): 423-439.
- Irvine, T.N.J. y Baragar, W.R.A.F., (1971). A Guide to the chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Keppie, J.D., (2004). Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 billion Year Odyssey. *International Geology Review*, 46(9): 765-794.
- Keppie, J.D. y Ortega-Gutiérrez, F., (1999). Middle American Precambrian Basement: A Missing Piece of the Reconstructed 1-Ga Orogen. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, Special Papers: 199-210.
- Keppie, J.D. y Dostal, J., (2007). Rift-Related Basalts in the 1.2–1.3 Ga Granulites of the Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Evidence for a Rifted Arc on the Northwestern Margin of Amazonia. *Proceedings of the Geologists' Association*, 118(1): 63-74.
- Keppie, J.D. y Ortega-Gutiérrez, F., (2010). 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an Arc/Backarc on the Northern Margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 21-27.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F. y López, R., (2001). A Grenvillian Arc on the Margin of Amazonia: Evidence from the Southern Oaxacan Complex, Southern Mexico. *Precambrian Research*, 112(3): 165-181.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F. y López, R., (2003). Geochronology and Geochemistry of Grenvillian Igneous Suites In The Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, 120(3): 365-389.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Nance, R.D., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A. y Lee, J.K., (2006). Circa 546Ma Plume-Related Dykes in the ~ 1Ga Novillo Gneiss (East-Central Mexico): Evidence for the Initial Separation Of Avalonia. *Precambrian Research*, 147(3): 342-353.
- Keppie, J.D., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K., López, R. y Hames, W.E., (2004). U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Constraints on the Cooling History of the Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Tectonic Implications. *Geological Society of America Memoirs*, 197: 771-781.
- Lafrance, B., John, B.E. y Scoates, J.S., (1996). Syn-Emplacement Recrystallization and Deformation Microstructures in the Poe Mountain Anorthosite, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(4): 431-440.
- Lawlor, P., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., López, R. y Sampson, D., (1999). U-Pb Geochronology, Geochemistry, and Provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1): 73-99.
- Li, Z.-X., Bogdanova, S., Collins, A., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R., Fitzsimons, I., Fuck, R., Gladkochub, D. y Jacobs, J., (2008). Assembly, Configuration, and Break-up History of Rodinia: A Synthesis. *Precambrian Research*, 160(1): 179-210.
- Lindsley, D.H., (1981). Some Experiments Pertaining to The Magnetite-Ulvospinel Miscibility Gap. *American Mineralogist*, 66(7-8): 759-762.
- Locock, A.J., (2014). An Excel Spreadsheet to Classify Chemical Analyses of Amphiboles Following the IMA 2012 Recommendations. *Computers & Geosciences*, 62: 1-11.

- Loferski, P.J. y Arculus, R.J., (1993). Multiphase Inclusions in Plagioclase from Anorthosites in the Stillwater Complex, Montana: Implications for the Origin of the Anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(1): 63-78.
- Longhi, J., (2005). A Mantle or Mafic Crustal Source for Proterozoic Anorthosites? *Lithos*, 83(3): 183-198.
- Longhi, J., Vander Auwera, J., Fram, M.S. y Duchesne, J.C., (1999). Some Phase Equilibrium Constraints on the Origin of Proterozoic (Massif) Anorthosites and Related Rocks. *Journal of Petrology*, 40(2): 339-362.
- López, R., Cameron, K.L. y Jones, N.W., (2001). Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African Age Gondwanan Crust Beneath Northeastern Mexico. *Precambrian Research*, 107(3): 195-214.
- Ludwig, K., (2008). Isoplot Version 3.7, User's Manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4.
- Maji, A., Patra, A. y Ghosh, P., (2010). An overview on Geochemistry of Proterozoic Massif-Type Anorthosites and Associated Rocks. *Journal of Earth System Science*, 119(6): 861-878.
- Maldonado, R., Ortega-Gutiérrez, F. y Weber, B., (2016). Evidence of a Proterozoic Basement Subducted During the Cretaceous in the Guatemala Suture Zone, South American Symposium on Isotope Geology-SSAGUI. Abstract, Puerto Vallarta, Mexico, pp. 145.
- Markl, G., (2001). REE Constraints on Fractionation Processes of Massive-Type Anorthosites on the Lofoten Islands, Norway. *Mineralogy and Petrology*, 72(4): 325-351.
- McCulloch, M.T. y Gamble, J., (1991). Geochemical and Geodynamical Constraints on Subduction Zone Magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4): 358-374.
- McLelland, J.M. y Whitney, P., (1990). Anorogenic, Bimodal Emplacement of Anorthositic, Charnockitic, and Related Rocks in the Adirondack Mountains, New York. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 246: 301-316.
- McLelland, J.M., Daly, J.S. y Chiarenzelli, J., (1993). Sm-Nd and U-Pb Isotopic Evidence of Juvenile Crust in the Adirondack Lowlands and Implications for the Evolution of the Adirondack Mts. *The Journal of Geology*, 101(1): 97-105.
- McLelland, J.M., Daly, J.S. y McLelland, J.M., (1996). The Grenville Orogenic Cycle (ca. 1350-1000 Ma): An Adirondack Perspective. *Tectonophysics*, 265(1): 1-28.
- McLelland, J.M., Selleck, B.W., Hamilton, M.A. y Bickford, M.E., (2010). Late-to Post-Tectonic Setting of Some Major Proterozoic Anorthosite–Mangerite–Charnockite–Granite (AMCG) Suites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4): 729-750.
- McLelland, J.M., Bickford, M., Hill, B.M., Clechenko, C.C., Valley, J.W. y Hamilton, M.A., (2004). Direct Dating of Adirondack Massif Anorthosite by U-Pb SHRIMP Analysis of Igneous Zircon: Implications for AMCG Complexes. *Geological Society of America Bulletin*, 116(11-12): 1299-1317.
- Meinhold, G., (2010). Rutile and its Applications in Earth Sciences. *Earth-Science Reviews*, 102(1): 1-28.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S. y Llovet, X., (2010). Técnicas de Caracterización Mineral y su Aplicación en Exploración y Explotación Minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1): 1-23.
- Middlemost, E.A., (1970). Anorthosites: A Graduated Series. *Earth-Science Reviews*, 6(4): 257-265.
- Mora, C.I. y Valley, J.W., (1985). Ternary Feldspar Thermometry in Granulites from the Oaxacan Complex, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(2-3): 215-225.

- Mora, C.I., Valley, J.W. y Ortega-Gutiérrez, F., (1986). The Temperature and Pressure Conditions of Grenville-Age Granulite Facies Metamorphism Of The Oaxacan Complex, Southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 6(2): 222-242.
- Morán, D.J., (1986). Breve Revisión Sobre la Evolución Tectónica de México. *Geofísica Internacional*, 25(1).
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O. y Solís-Pichardo, G., (2009). Lithospheric Removal as a Trigger for Flood Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 50(11).
- Morimoto, N., (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55-76.
- Morisset, C.-E., (2008). Origin of Rutile-Bearing Ilmenite Fe-Ti Deposits in Proterozoic Anorthosite Massifs of the Grenville Province. Tesis de Doctorado, University of British Columbia.
- Morisset, C.-E., Scoates, J.S., Weis, D., Sauvé, M. y Stanaway, K.J., (2010). Rutile-Bearing Ilmenite Deposits Associated with the Proterozoic Saint-Urbain and Lac Allard Anorthosite Massifs, Grenville Province, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 48(4): 821-849.
- Morse, S., (1982). A Partisan Review of Proterozoic Anorthosites. *American Mineralogist*, 67(11-12): 1087-1100.
- Nédélec, A. y Bouchez, J.-L., (2015). *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*. OUP Oxford.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1978). El Gneis Novillo y Rocas Metamórficas Asociadas en los Cañones del Novillo y de la Peregrina,  rea de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(1): 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1981). Metamorphic Belts of Southern Mexico and Their Tectonic Significance. *Geofísica Internacional*, 20(3).
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno-Garcia, E., (1995). Oaxaquia, a Proterozoic Microcontinent Accreted to North America During the Late Paleozoic. *Geology*, 23(12): 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Mor n-Ic al, S., Chiqu n, M., Keppie, J.D., De León, R.T. y Schaaf, P., (2007). The Maya-Chort s Boundary: a tectonostratigraphic Approach. *International Geology Review*, 49(11): 996-1024.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F. y Macías-Romo, C., (2014). Permian–Carboniferous Arc Magmatism in Southern Mexico: U–Pb Dating, Trace Element and Hf Isotopic Evidence on Zircons of Earliest Subduction Beneath the Western Margin of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5): 1287-1300.
- Ortega-Obregón, C., Keppie, J.D., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Dostal, J., López, R., Ortega-Rivera, A. y Lee, J., (2003). Geochronology and Geochemistry of the ~ 917 Ma, Calc-Alkaline Etl  Granitoid Pluton (Oaxaca, southern Mexico): Evidence of Post-Grenvillian Subduction Along the Northern Margin of Amazonia. *International Geology Review*, 45(7): 596-610.
- Owens, B. y Dymek, R.F., (1992). Fe-Ti-P-Rich Rocks and Massif Anorthosite; Problems of Interpretation Illustrated from the Labrieville and St-Urbain Plutons, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 30(1): 163-190.
- Pasero, M., Kampf, A.R., Ferraris, C., Pekov, I.V., Rakovan, J. y White, T.J., (2010). Nomenclature of the Apatite Supergroup Minerals. *European Journal of Mineralogy*, 22(2): 163-179.
- Patchett, P.J. y Ruiz, J., (1987). Nd Isotopic Ages of Crust Formation and Metamorphism in the Precambrian of Eastern and Southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96(4): 523-528.
- Pearce, J.A., (1982). Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. *Andesites*, 8: 525-548.

- Pearce, J.A. y Cann, J., (1973). Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. y Tindle, A.G., (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Philpotts, A.R., (1981). A Model for the Generation of Massif-Type Anorthosites. *Canadian Mineralogist*, 19: 233-253.
- Pidgeon, R.T., Nemchin, A.A. y Hitchen, G.J., (1998). Internal Structures of Zircons from Archaean Granites from the Darling Range Batholith: Implications for Zircon Stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(3): 288-299.
- Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B. y Lafon, J.M., (2000). Th-U-Pb Isotopic Systems and Internal Structures of Complex Zircons from an Enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: Evidence for the Ages of Granulite Facies Metamorphism and the Protolith of the Enderbite. *Chemical Geology*, 166(1): 159-171.
- Ramírez-Salazar, A., (2015). Petrogénesis de las Granulitas del Complejo Oaxaqueño. Área Nochistlán-Telixtlahuaca. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de México, 96 pp.
- Rene, M., (2008). Titanite-Ilmenite-Magnetite Phase Relations in Amphibolites of the Chynov Area (Bohemian Massif, Czech Republic). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 5(3): 239-247.
- Rivers, T., (1997). Lithotectonic Elements of the Grenville Province: Review and Tectonic Implications. *Precambrian Research*, 86(3): 117-154.
- Robinson, R. y Pantoja-Alor, J., (1968). Tremadocian trilobites from Nochistlán region de Oaxaca, México: . *Journal of Paleontology*, 42: 767-800.
- Rollinson, H.R., (2014). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Routledge.
- Romey, W.D., (1968). An Evaluation of Some 'Differences' Between Anorthosite in Massifs and in Layered Complexes. *Lithos*, 1(3): 230-241.
- Rubatto, D. y Gebauer, D., (2000). Use of Cathodoluminescence for U-Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from The Western Alps, Cathodoluminescence in Geosciences. Springer, pp. 373-400.
- Ruiz, J., Patchett, P.J. y Ortega-Gutiérrez, F., (1988). Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100(2): 274-281.
- Ruiz, J., Tosdal, R.M., Restrepo, P.A. y Murillo-Muñetón, G., (1999). Pb Isotope Evidence for Colombia-Southern Mexico Connections in the Proterozoic. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*: 183-198.
- Saunders, A.D. y Tarney, J., (1984). Geochemical Characteristics of Basaltic Volcanism within Back-Arc Basins. *Geological Society of London*, 16(1): 59-76.
- Scoates, J.S., (2000). The Plagioclase-Magma Density Paradox Re-Examined and the Crystallization of Proterozoic Anorthosites. *Journal of Petrology*, 41(5): 627-649.
- Scoates, J.S. y Frost, C.D., (1996). A Strontium and Neodymium Isotopic Investigation of the Laramie Anorthosites, Wyoming, USA: Implications for Magma Chamber Processes and the Evolution of Magma Conduits in Proterozoic Anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(1): 95-107.
- Schaaf, P., Heinrich, W. y Besch, T., (1994). Composition and Sm-Nd Isotopic Data of the Lower Crust Beneath San Luis Potosí, Central Mexico: Evidence from a Granulite-Facies Xenolith Suite. *Chemical Geology*, 118(1): 63-84.

- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Gross, A., Ortega-Gutiérrez, F. y Köhler, H., (2002). The Chiapas Massif (Mexico) Revised: New Geologic and Isotopic Data and Basement Characteristics. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 225(1): 1-23.
- Schoene, B., (2014). U–Th–Pb Geochronology. In: Holland, H.D. y Turekian, K.K. (Editors), *Treatise on geochemistry*. Elsevier, pp. 341-378.
- Schulze, C., (2011). Petrología y Geoquímica de las Rocas del Área de Pluma Hidalgo, Oaxaca e Implicaciones Tectónicas para el Proterozoico de Oaxaca. Tesis de Doctorado, Universidad Autónoma Nacional De México, México, 311 pp.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R.C., (1993). Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 278: 1-153.
- Seifert, K.E., Dymek, R.F., Whitney, P.R. y Haskin, L.A., (2010). Geochemistry of Massif Anorthosite and Associated Rocks, Adirondack Mountains, New York. *Geosphere*, 6(6): 855-899.
- Servicio Geológico Mexicano, (1998). Carta Geológica-Minera Oaxaca de Juárez, E14-D47, Oax., Esc. 1: 50,000.
- Sheraton, J., Offe, L., Tingey, R. y Ellis, D., (1980). Enderby Land, Antarctica—an Unusual Precambrian High-Grade Metamorphic Terrain. *Journal of the Geological Society of Australia*, 27(1-2): 1-18.
- Siivola, J. y Schmid, R., (2007). List of mineral abbreviations. Cambridge University Press: New York, pp. 93-110.
- Simmons, E.C. y Hanson, G.N., (1978). Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(2): 119-135.
- Solari, L.A., (2001). La Porción Norte del Complejo Oaxaqueño, Estado de Oaxaca: Estructuras, Geocronología y Tectónica. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City.
- Solari, L.A. y Tanner, M., (2011). UPb. Age, a Fast Data Reduction Script for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1): 83-91.
- Solari, L.A., Gómez-Zuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O. y Tanner, M., (2010). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1): 5-18.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., López, R. y Hames, W., (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian Tectonothermal Events in the Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Roots of an Orogen. *Tectonophysics*, 365(1): 257-282.
- Spear, F.S., (1995). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, 799 pp.
- Stearns, M., Hacker, B., Ratschbacher, L., Rutte, D. y Clark, A., (2015). Titanite Petrochronology of the Pamir Gneiss Domes: Implications for Middle to Deep Crust Exhumation and Titanite Closure to Pb and Zr Diffusion. *Tectonics*, 34(4): 784-802.
- Streckeisen, A., (1976). To Each Plutonic Rock Its Proper Name. *Earth Science Reviews*, 12(1): 1-33.
- Sun, S.S., (1980). Lead Isotopic Study of Young Volcanic Rocks From Mid-Ocean Ridges, Ocean Islands and Island Arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 297(1431): 409-445.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., (1989). Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications For Mantle Composition And Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., Armstrong, R.L. y Tarney, J., (1981). The Composition and Evolution of the Continental Crust: Rare Earth Element Evidence From Sedimentary Rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 301(1461): 381-399.

- Tolson, G., (2005). La Falla Chacalapa en el Sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1): 111-122.
- Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J.M.y Bartholomew, M.J., (2004). Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America: An Introduction. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 197: 1-18.
- Trainor, R.J., Nance, R.D.y Keppie, J.D., (2011). Tectonothermal History of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss of Eastern Mexico: Support for a Coherent Oaxaquia Microcontinent. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 580-592.
- Urrutia-Fucugauchi, J.y Ferrusquía-Villafranca, I., (2001). Paleomagnetic results for the Middle-Miocene continental Suchilquitongo Formation, Valley of Oaxaca, southeastern Mexico. *Geofísica Internacional*, 40(3): 191-206.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T.y Wen, T., (1981). Precise Determination of Sm/Nd Ratios, Sm and Nd Isotopic Abundances in Standard Solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(12): 2311-2323.
- Weaver, B.L., (1980). Rare-Earth Element Geochemistry of Madras Granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71(3): 271-279.
- Weaver, B.L.y Tarney, J., (1984). Major and Trace Element Composition of the Continental Lithosphere. *Physics and Chemistry of the Earth*, 15: 39-68.
- Weber, B.y Köhler, H., (1999). Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb Geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: Origin and Geologic History of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3): 245-262.
- Weber, B.y Hecht, L., (2000). Mineralogy, Chemistry and Sm-Nd Isotopes of Proterozoic Fe-oxide Ores from the Guichicovi Complex of South-Eastern Mexico: . *Münchner Geologische Hefte*, A28: 61-69.
- Weber, B.y Hecht, L., (2003). Petrology and Geochemistry of Metagneous Rocks from a Grenvillian Basement Fragment in the Maya Block: the Guichicovi Complex, Oaxaca, Southern Mexico. *Precambrian Research*, 124(1): 41-67.
- Weber, B.y Schulze, C., (2014). Early Mesoproterozoic (> 1.4 Ga) Ages from Granulite Basement Inliers of SE Mexico and Their Implications on the Oaxaquia Concept—Evidence from U-Pb and Lu-Hf Isotopes on Zircon. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3): 377-394.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M.y Schaaf, P., (2005). A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. *International Geology Review*, 47(5): 509-529.
- Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K.y Ruiz, J., (2010). U–Pb and Lu–Hf Isotope Systematics of Lower Crust from Central-Southern Mexico—Geodynamic Significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, 182(1): 149-162.
- White, W.M., (2013). *Geochemistry*. John Wiley & Sons, 701 pp.
- Wilkinson, J.F.G., (1982). The Genesis of Mid-Ocean Ridge Basalt. *Earth Science Reviews*, 18(1): 1-57.
- Wilson, M., (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach* Springer, Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Winter, J.D., (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey, New York, 699 pp.
- Wones, D.R., (1989). Significance of the Assemblage Titanite+ Magnetite+ Quartz in Granitic Rocks. *American Mineralogist*, 74(7-8): 744-749.
- Wood, D.A., (1980). The Application of a Th-Hf-Ta Diagram to Problems of tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.

- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M. & Tarney, J., (1979). Elemental and Sr Isotope Variations in Basic Lavas from Iceland and the Surrounding Ocean Floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(3): 319-339.
- Wu, Y. & Zheng, Y., (2004). Genesis of Zircon and Its Constraints on Interpretation of U-Pb Age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1554-1569.
- Xirouchakis, D. & Lindsley, D.H., (1998). Equilibria Among Titanite, Hedenbergite, Fayalite, Quartz, Ilmenite, and Magnetite: Experiments and Internally Consistent Thermodynamic Data for Titanite. *American Mineralogist*, 83(7-8): 712-725.
- Xirouchakis, D., Lindsley, D.H. & Andersen, D.J., (2001). Assemblages with Titanite (CaTiO₅SiO₄), Ca-Mg-Fe Olivine and Pyroxenes, Fe-Mg-Ti Oxides, and Quartz: Part I. Theory. *American Mineralogist*, 86(3): 247-253.
- Zhao, G., Wilde, S.A., Cawood, P.A. & Lu, L., (1999). Thermal Evolution of Two Textural Types of Mafic Granulites in the North China Craton: Evidence for Both Mantle Plume and Collisional Tectonics. *Geological Magazine*, 136(3): 223-240.

ANEXOS

Anexo 1

Resultados de los análisis de difracción de rayos X. AC23d:leucogabro; AC47 yCY71: Anortositas

Muestra	Fases identificadas	fichas PDF	SemiQuant (RiR+verRietv.)	Observaciones	
AC23d	Plagioclasa	$\approx \text{Al}_{1.55}\text{Ca}_{0.55}\text{Na}_{0.45}\text{O}_8\text{Si}_{2.45}$	ICSD 98 000 9287	80	"Goodnes of fit" \approx 6.43
	Feldespato potásico tipo microclina	AlK_8Si_3	ICSD 98 003 4787	8	
	Cuarzo	SiO_2	ICSD 98 015 6198	4	
	Piroxeno tipo diopsido o similar	$\text{CaMgO}_6\text{Si}_2$	ICSD 98 015 9057	0	
	Magnetita	Fe_3O_4	ICSD 98 002 0596	0	
	Biotita	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}++)_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2]$	ICSD 98 002 4167	1	
	Mica tipo moscovita	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$	ICSD 98 015 8092	7	
AC47	Plagioclasa	$\approx \text{Al}_{1.55}\text{Ca}_{0.55}\text{Na}_{0.45}\text{O}_8\text{Si}_{2.45}$	ICSD 98 000 9287	73	"Goodnes of fit" \approx 7.6
	Feldespato potásico tipo microclina	AlK_8Si_3	ICSD 98 003 4787	8	
	Cuarzo	SiO_2	ICSD 98 015 6198	4	
	Piroxeno tipo diopsido o similar	$\text{CaMgO}_6\text{Si}_2$	ICSD 98 015 9057	0	
	Magnetita	Fe_3O_4	ICSD 98 002 0596	0	
	Biotita	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}++)_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2]$	ICSD 98 002 4167	1	
	Mica tipo moscovita	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$	ICSD 98 015 8092	15	
PCY71	Plagioclasa	$\approx \text{Al}_{1.55}\text{Ca}_{0.55}\text{Na}_{0.45}\text{O}_8\text{Si}_{2.45}$	ICSD 98 000 9287	86	"Goodnes of fit" \approx 7.2
	Feldespato potásico tipo microclina	AlK_8Si_3	ICSD 98 003 4787	12	
	Cuarzo	SiO_2	ICSD 98 015 6198	0	
	Piroxeno tipo diopsido o similar	$\text{CaMgO}_6\text{Si}_2$	ICSD 98 015 9057	1	
	Magnetita	Fe_3O_4	ICSD 98 002 0596	0	
	Biotita	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}++)_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2]$	ICSD 98 002 4167	0	
	Mica tipo moscovita	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$	ICSD 98 015 8092	1	

Anexo 2

Tablas de los análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas de anortositas y rocas asociadas de otras localidades en el mundo usados para su comparación con las rocas estudiadas.

Keppie, et al., 2003

Keppie, et al., 2003											
Localidad	Huitzo										
Litología	Rocas máfico-intermedias						Meta-leucogabro	Rocas intermedias y graníticas			
Clave	OX-56	OX-57	6398	6498	OX-59	OX-60	C-37	OX-61	OX-62	OC9810	OX-58
SiO ₂ wt%	37.80	35.42	36.40	36.90	46.16	46.68	53.10	62.11	56.37	59.40	58.38
TiO ₂	6.41	9.02	9.52	5.99	4.75	3.45	2.20	1.33	1.24	1.54	1.56
Al ₂ O ₃	7.96	5.09	4.20	5.80	12.31	10.50	20.19	15.11	14.45	14.80	14.44
Fe ₂ O ₃ t	20.40	26.58	26.00	36.00	15.46	24.18	5.36	6.71	11.46	12.30	12.04
MnO	0.30	0.40	0.37	0.91	0.22	0.40	0.07	0.09	0.19	0.22	0.25
MgO	4.99	7.19	7.40	1.10	3.14	1.91	1.59	1.37	2.51	0.70	1.15
CaO	11.08	8.51	9.70	6.40	7.80	5.76	7.20	2.67	3.27	3.60	4.11
Na ₂ O	1.35	0.95	1.00	1.20	2.48	1.39	5.04	2.74	2.25	2.80	2.43
K ₂ O	1.01	0.36	0.35	1.02	1.73	2.16	1.50	4.34	3.56	3.80	3.65
P ₂ O ₅	5.85	3.89	4.70	2.91	2.77	2.12	1.38	1.07	0.92	0.82	1.22
LOI	0.74	0.19	0.00	0.00	1.15	0.19	0.88	1.35	1.90	0.37	0.60
TOTAL	97.89	97.60	99.64	98.23	97.97	98.74	98.51	98.89	98.12	100.4	99.83
La	96.85	67.30	89.00	67.04	66.00	55.56	20.40	30.32	34.61	41.20	33.26
Ce	230.0	167.3	255.0	170.7	86.00	131.7	45.51	71.15	72.99	94.52	76.79
Pr			34.00	25.85		20.17	6.55	10.77	10.67	13.44	11.98
Nd			132.0	125.4			21.85	48.81	50.26	61.27	56.47
Sm	30.00	25.90	29.00	25.82		20.18	5.85	9.88	9.57	12.00	12.09
Eu			8.00	6.54			2.51			10.00	
Gd	30.00	22.69	28.00	23.16		19.43	5.10	7.85	8.47	10.00	12.33
Tb	3.74	2.68	3.00	3.62		2.53	0.58	1.03	1.03	2.00	1.86
Dy	18.60	13.67	19.00	21.23		14.95	2.91	5.39	5.13	9.00	12.31
Ho	3.36	2.46	3.00	4.29		3.16	0.52	1.12	0.94	1.64	2.87
Er	7.43	5.70	8.00	12.19		9.00	1.18	3.15	2.25	4.00	8.37
Tm	0.82	0.64	0.84	1.76		1.32	0.14	0.48	0.28	0.59	1.26
Yb	4.26	3.62		11.80		8.92	0.76	3.25	1.53	4.00	8.38
Lu	0.62	0.53	0.61	1.98		1.54	0.10	0.54	0.23	0.63	
Rb	7.00	3.00	9.00	9.61	31.00	25.00	16.00	35.00	33.00	47.61	30.00
Ba	1285	181.0	579.0	511.0	2206	3377	824.0	4482	4424	4313	4545
Th	0.50	0.40	1.00	0.98		0.60	0.18	0.40	0.30	0.58	0.50
U	0.20	0.20		0.76	0.50	3.00	0.07	0.24	0.10	0.42	0.20
Ta	1.00	1.40		2.00		1.02	0.51	0.66	0.70	2.68	0.80
Nb	16.90	25.20	14.00	22.00	32.00	17.60	5.31	9.60	10.40	16.86	11.10
Sr	714.0	439.0	494.0	128.1	1059	382.0	1483	549.0	505.0	441.0	501.0
Hf	1.40	1.80		17.66		28.30		10.61	1.90	10.84	8.30
Zr	141.0	168.0	296.0	3658	530.0	2968	17.43	1783	302.0	1767	1090
Y	90.10	66.20	122.0	79.00	58.00	85.40	14.73	29.00	26.80	21.00	74.10
Cr	2.00		12.00	9.00	13.00	1.00	1.00	0.00	10.00	4.00	
Ni			24.00	3.00			4.00			38.00	
Co	44.00	60.00	73.00	60.00	31.00	34.00	18.00	18.00	13.00	98.00	6.00
Sc	6.00	19.00		1.56	11.00	25.00	8.00	28.00	24.00	31.72	11.00
V	72.00	243.0	217.0	17.00	118.0	36.00	48.00	63.00	46.00	20.00	10.00
Cu	37.00	34.00	47.00	46.00	36.00	30.00	10.00	8.00	21.00	51.00	16.00
Pb	5.00	9.00	5.00	3.03	8.00	12.00	1.00	6.00	6.00	9.26	5.00
Zn	262.0	363.0	596.0	540.0	274.0	431.0	76.00	69.00	177.0	229.0	117.0
Sn	1.00				9.00	1.00	2.00		3.00		
Cs	0.20	0.20				0.10	0.13	0.20	0.80		0.20
Ga	2.00				12.00		21.00	25.00	17.00		32.00
#Mg	32.64	34.90	36.06	5.71	28.70	13.53	37.02	28.80	30.26	10.08	15.91

Andirondack Mountains, New York																		
Seifert, 2010																		
Autor	Seifert, 2010																	
Localidad	Saranac Lake				Mount Marcy				Saranac Lake				Mount Marcy		Saranac Lake		Saranac L.	
Litología	Anortosita								Leucogabro				Gabros		OAGNs			
Clave	AA-15	AA-14	AC8508	AN05	AA-194	AA-66	R1044	MMR446	AA-20	AA-51	R1043	MMS24A	AA-123	AA-131	R1032	AA-121		
SiO ₂ wt%	54.46	53.10	55.87	53.17	55.80	54.37	53.83	54.59	54.30	51.24	52.16	54.15	46.89	52.84	33.85	34.79		
TiO ₂	0.23	1.10	0.18	0.23	0.22	0.24	0.27	0.35	0.70	2.74	0.37	1.56	3.06	1.97	7.43	8.03		
Al ₂ O ₃	26.59	24.91	26.96	26.38	26.70	25.02	25.67	25.51	23.49	20.84	23.96	21.70	17.40	17.67	10.97	6.39		
Fe ₂ O _{3t}	1.32	4.45	0.88	2.08	1.13	2.63	2.91	2.46	3.91	8.74	4.30	6.56	13.75	9.94	28.60	28.55		
Fe ₂ O ₃																		
FeO																		
MnO	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01	0.04	0.04	0.04	0.05	0.10	0.05	0.09	0.17	0.13	0.29	0.36		
MgO	0.23	0.48	0.19	1.80	0.23	1.10	1.16	1.09	1.21	2.48	2.69	1.21	2.67	4.52	4.80	6.97		
CaO	9.74	9.27	9.72	10.89	9.54	10.35	9.27	10.41	7.89	9.13	10.12	8.84	8.88	7.83	8.73	10.67		
Na ₂ O	4.92	4.80	5.19	4.20	4.94	4.61	5.12	4.77	4.30	4.00	4.16	4.37	3.87	3.48	1.98	1.07		
K ₂ O	1.06	1.04	1.00	0.57	1.18	0.85	0.97	0.88	2.03	0.95	0.81	1.47	1.01	1.59	0.72	0.29		
P ₂ O ₅	0.01	0.08	0.04	0.03	0.08	0.02	0.01	0.10	0.15	0.06	0.10	0.11	1.97	0.19	3.66	3.66		
LOI																		
Total	98.58	99.27	100.0	99.38	99.83	99.23	99.25	100.2	98.03	100.28	98.72	100.1	99.67	100.2	101.0	100.8		
La	2.59	4.96			4.07	6.23			11.00	7.58			25.60	11.90		24.90		
Ce	4.92	9.29			8.75	13.10			23.50	17.80			65.20	27.20		70.80		
Pr																		
Nd																		
Sm	0.45	0.88			0.94	1.69			3.03	2.92			11.60	4.48		14.60		
Eu	1.15	1.47			1.09	1.16			1.66	1.59			3.59	2.03		3.81		
Gd																		
Tb	0.05	0.10			0.14	0.30			0.47	0.42			1.90	0.92		1.90		
Dy																		
Ho																		
Er																		
Tm																		
Yb	0.13	0.24			0.24	0.89			1.30	0.91			2.98	2.43		4.43		
Lu	0.02	0.03			0.04	0.13			0.22	0.15			0.47	0.40		0.63		
Rb	6.20	6.70			8.20	3.10			36.60	10.00			13.30	24.40				
Ba	328.0	326.0			283.0	215.0			499.0	354.0			451.0	484.0		153.0		
Th	0.10	0.16			0.40	0.51			0.99	0.63			2.43	0.76				
U																		
K	8800	8634			9796	7056			16852	7886			8385	13199		2407		
Ta	0.02	0.03			0.06	0.08			0.32	0.16			0.28	0.41				
Nb		1.20							3.40	2.00			3.70	6.20		9.00		
Sr	766.0	771.0			727.0	801.0			621.0	639.0			607.0	521.0		257.0		
P	43.64	349.1			349.1	87.29			654.6	261.9			8598	829.2		15973		
Hf	0.18	0.42			0.91	0.64			3.46	1.40			2.31	4.69				
Zr	16.50	19.30			35.80	23.90			117.6	60.50			66.60	179.0		75.80		
Ti	1379	6593			1319	1438			4195	16422			18340	11807		48128		
Y	1.60	4.10			2.60	6.90			13.90	11.20			33.90	22.20		61.30		

Andirondack Mountains, New York									Pluma Hidalgo							
Seifert, 2010									Schulze, 2011							
Autor	Mount Marcy		Saranac L.	M. Marcy	Saranac L.	M. Marcy	Saranac L.	M. Marcy								
Litología	OAGNs		Jotunitas		Mangeritas		Charnockitas		Anortosita				Leucogabro		OAGNs (Ferrodiiorita)	Monzonita
Clave	AA-133	MMS24B	AA-279	MMS28	AA-91	MMS25	AA-118	MMS22B	CS143,99	CS35,98	CS153,99	CS126,99T	CS151,99	CS150,99	CS148,99N	CS31,98
SiO ₂ wt%	42.56	40.24	52.39	47.33	61.97	59.21	61.75	63.86	48.58	61.45	58.45	55.22	48.53	50.98	34.55	60.22
TiO ₂	4.78	6.96	2.37	3.91	0.81	1.02	0.99	1.26	0.48	0.20	1.62	4.24	0.47	0.20	7.88	3.87
Al ₂ O ₃	12.26	8.88	13.42	12.98	15.43	16.57	13.42	11.77	18.88	22.43	18.61	14.37	19.22	23.62	4.22	20.75
Fe ₂ O _{3t}	18.61	23.32	16.66	17.76	8.05	9.19	10.19	11.36								
Fe ₂ O ₃									2.26	0.50	0.67	9.24	1.89	1.24	1.73	0.15
FeO									8.06	0.34	3.44	0.00	8.65	4.91	20.25	0.69
MnO	0.19	0.28	0.23	0.24	0.16	0.16	0.17	0.20	0.15	0.02	0.05	0.09	0.15	0.09	0.31	0.02
MgO	6.01	6.68	2.42	3.47	0.26	0.39	0.50	0.49	8.55	0.04	1.25	2.24	8.62	6.20	8.10	0.17
CaO	9.81	10.17	6.68	8.37	3.44	4.22	4.07	3.28	8.25	4.55	5.33	6.85	7.99	9.65	11.28	3.47
Na ₂ O	2.45	1.80	2.79	3.22	4.05	4.17	3.43	3.03	2.35	7.45	4.79	3.79	2.33	3.29	0.74	5.64
K ₂ O	0.88	0.55	2.34	1.29	5.08	4.65	5.27	4.04	0.48	1.98	2.72	1.35	0.48	0.34	0.33	3.72
P ₂ O ₅	2.63	1.36	0.97	1.28	0.18	0.33	0.27	0.32	0.05	0.28	0.96	2.09	0.04	0.02	6.21	0.08
LOI									0.86	0.40	1.61	1.47	0.81	0.59	0.69	0.70
Total	100.2	100.2	100.3	99.85	99.43	99.91	100.1	99.61	98.95	99.64	99.51	101.0	99.18	101.1	96.29	99.48
La	20.70		56.40		59.90		58.10		2.28					1.85		1.43
Ce	54.00		134.0		143.0		139.0		5.11					3.67		4.39
Pr									0.60					0.45		0.24
Nd									3.11					1.90		1.50
Sm	11.20		16.80		17.10		22.00		0.74					0.42		0.28
Eu	2.96		3.88		2.62		4.34		0.81					0.70		0.98
Gd									0.90					0.41		0.21
Tb	1.92		2.15		2.33		3.14		0.15					0.07		0.03
Dy									0.99					0.41		0.12
Ho									0.20					0.09		0.02
Er									0.58					0.22		0.04
Tm									0.09					0.04		0.01
Yb	3.38		6.87		6.97		9.75		0.54					0.24		0.04
Lu	0.47		1.03		1.14		1.66		0.09					0.04		0.01
Rb	16.70		57.60		90.40		117.9		3986					2.00		18.95
Ba	294.0		680.0		1660		1140		149.3					123.0		1990
Th	0.91		2.13		1.87		4.26		0.06					0.13		0.03
U																
K	7305		19426		42172		43749		3985					2823		30882
Ta	0.37		1.71		1.32		2.38		0.87					7.87		8.58
Nb	4.70		16.30		13.70		33.90		1.74					8.50		39.99
Sr	414		414		312		218		279					385		1010
P	11478		4233		786		1178		201					91.65		362.24
Hf	2.97		9.60		34.90		32.70		0.47					0.20		1.08
Zr	129		278		656		1268		16.10					9.00		36.78
Ti	28649		14205		4855		5934		2871					1217		23195
Y	47.60		74.80		60.10		86.00		6.67					2.10		1.32

Pluma Hidalgo				Guichicovi,												
Autor Schulze, 2011				Weber y Hecht, 2003												
Localidad				Unidad Guichicovi norte									Unidad Zacatal			
Litología	Monzonita	jotunita	Charnockita	Anortosita					Granulitas máficas				Charnockitas			
Clave	CS32,98	CS56,99	CS63,99	Mx4	Mx4-2	Mx6	Mx9	Mx10-2	G11	Mx5a	Mx10-1	G8	G9-6	G23	G24	
SiO ₂ wt%	55.98	53.32	62.11	64.20	73.00	69.40	61.50	62.10	51.90	47.10	43.50	61.80	64.10	63.40	68.90	
TiO ₂	0.52	0.54	0.85	0.66	0.48	0.50	0.87	0.62	3.55	3.12	3.25	1.32	0.95	1.06	0.67	
Al ₂ O ₃	17.26	19.49	15.20	16.30	15.20	15.00	13.20	16.50	13.00	12.90	14.20	15.20	13.10	14.70	11.60	
Fe ₂ O _{3t}					0.15	1.95							8.43	6.77	5.10	
Fe ₂ O ₃	1.97	0.84	1.42	0.53			2.99	0.67	1.57	2.46	2.61	2.09				
FeO	4.77	6.49	5.85	1.61			3.70	2.19	14.39	14.88	13.02	4.72				
MnO	0.09	0.13	0.18	0.05	0.01	0.04	0.13	0.06	0.31	0.29	0.25	0.14	0.12	0.13	0.11	
MgO	3.59	5.00	2.49	1.93	0.00	1.37	3.11	2.23	4.16	5.78	6.93	0.81	0.65	0.74	2.92	
CaO	6.93	7.20	2.15	5.81	2.02	3.19	7.83	5.61	7.36	9.16	10.20	4.22	2.98	4.49	4.33	
Na ₂ O	4.12	3.93	2.22	5.84	5.95	7.02	3.66	7.22	1.58	1.58	2.21	3.47	2.82	3.45	2.17	
K ₂ O	2.12	0.52	5.68	1.27	1.33	0.91	0.58	1.07	0.36	0.67	0.93	3.67	4.76	3.70	3.08	
P ₂ O ₅	0.05	0.11	0.10	0.14	0.00	0.01	0.11	0.20	0.51	0.32	0.25	0.69	0.33	0.48	0.10	
LOI	0.73	1.43	0.46	0.80	1.00	0.50	1.40	0.50	-0.60	-0.10	0.80	1.00	0.70	0.90	0.80	
TOTAL	98.12	98.99	98.70	99.14	99.14	99.89	99.08	98.97	98.09	98.16	98.15	99.13	98.94	99.82	99.78	
La		10.00	27.20	25.80	12.80	8.60	29.50	22.60	22.20	13.70	8.10	99.60	83.40	101.7	22.40	
Ce		24.00	47.60	63.00	31.90	19.30	63.60	64.40	56.20	37.40	24.70	227.7	185.4	230.3	50.20	
Pr		3.00	5.32													
Nd		12.00	21.70	28.90	14.70	13.00	33.30	33.90	41.40	29.60	22.60	115.6	120.5	123.6	22.60	
Sm		2.00	5.54	5.70	2.50	3.70	6.80	7.30	11.00	8.60	6.80	20.50	22.60	22.20	4.80	
Eu		0.90	2.07	1.75	1.01	1.29	1.46	1.85	2.65	2.24	2.31	5.59	7.75	5.49	1.45	
Gd		2.00	7.09													
Tb		0.36	1.52	0.92	0.31	0.72	1.02	1.11	2.08	1.64	1.26	2.14	2.14	2.29	0.77	
Dy		2.00	9.49													
Ho		0.47	2.13													
Er		1.00	6.19													
Tm		0.21	0.94													
Yb		1.00	6.72	3.12	1.60	2.97	3.55	3.98	6.06	5.11	3.85	3.94	2.65	5.28	3.01	
Lu		0.22	1.00	0.53	0.23	0.42	0.59	0.64	0.98	0.79	0.54	0.62	0.32	0.72	0.45	
Rb		7.00	133.0	439.00	11.00	12.60	2.30	5.00	9.10	14.40	16.30	94.80	139.0	77.00	100.5	
Ba		170.0	1260	41.20	365.0	216.0	36.00	208.0	155.0	158.0	183.0	2062	3707	1982	655.0	
Th		0.32	2.18	3.40	1.90		4.40	1.90		2.70		1.60	1.00	1.60	4.00	
U															2.20	
K		4317	47153	10543	11041	7554	4815	8883	2989	5562	7720	30467	39515	30716	25569	
Ta		1.00	7.14	1.06	2.15	1.58	1.30	0.75	1.23	0.91	0.57	1.83	0.92	2.32	1.23	
Nb		7.00	477.00	8.40	17.40	1.60	13.10	8.70	14.70	9.80	8.20	41.00	5.40	40.00	8.00	
Sr		504.0	251.0	10.40	423.0	285.4	445.9	255.6	168.3	235.9	278.6	740.7	518.0	649.0	211.5	
P		462.6	432.1	611.0	0.00	43.64	480.1	872.9	2226	1397	1091	3011	1440	2095	436.4	
Hf		2.00	6.80	5.62	6.89	7.85	8.35	4.11	7.87	6.23	3.39	20.86	81.67	23.62	8.76	
Zr		57.00	225.0	203.0	204.0	275.0	251.0	148.0	360.0	269.0	149.0	1090	3493	1043	262.0	
Ti		3213	5070	3956	2877	2997	5214	3716	21277	18700	19479	7911	5694	6353	4016	
Y		16.00	57.00	31.00	11.00	26.00	38.00	40.00	70.00	57.00	42.00	58.00	43.00	60.00	28.00	

Anexo 3

Tabla de los análisis isotópicos de anortositas y rocas asociadas de otras localidades usadas para comparar las rocas estudiadas.

Localidad y autor	Litología	Clave	Edad (Ma)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$\epsilon\text{Nd}(i)$	$\epsilon\text{Nd}(\text{hoy})$	TDM (Ga)
Comlejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999)	Gneis anortosítico	Mx04a		0.0619	0.704331	0.1188	0.551208	0.703446	0.511303	-0.88	-10.85	1.63
		Mx06-2		0.1272	0.706315	0.1710	0.512522	0.704496	0.511400	1.03	-2.26	2.06
	Granulitas básicas	Mx10-2		0.0567	0.703871	0.1310	0.512192	0.703060	0.511332	-0.29	-8.70	1.67
		G11		0.1571	0.711279	0.1609	0.512481	0.709032	0.511425	1.52	-3.06	1.78
		Mx05a	1000	0.1771	0.709299	0.1755	0.512630	0.706766	0.511478	2.56	-0.16	1.87
		Mx10-1		0.1696	0.705210	0.1817	0.512735	0.702784	0.511543	3.82	1.89	1.73
		G08-4		0.3759	0.710581	0.1071	0.512044	0.705205	0.511341	-0.12	-11.59	1.50
		G09-6		0.8837	0.717786	0.1132	0.512084	0.705148	0.511341	-0.12	-10.81	1.54
Charnoquitas	G23		0.0433	0.711522	0.1086	0.512075	0.710903	0.511362	0.29	-10.98	1.48	
Pluma Hidalgo (Schulze, 2011)	Anortosita	CS141,99	1008		0.702783	0.1170	0.512097		0.511323	-0.27	-10.55	1.58
	Gabro	CS143,99	1008		0.702902	0.1500	0.512457		0.511465	2.50	-3.53	1.53
	Ferrocuarzomonzonita	CS30,98	1008			0.1334	0.512457		0.511575	4.65	-3.53	1.21
	Trondhjemitita	CS06,00	998			0.0670	0.511640		0.511201			1.51
Montañas Adirondack (Ashwal and Wooden, 1983)	Anortosita	AA-10		0.0218	0.704690	0.1217	0.511353	0.704328	0.510426	-13.97	-25.07	2.89
	Leuconorita	AV-4		0.0216	0.704330	0.1275	0.511485	0.703971	0.510514	-12.25	-22.49	2.85
	Gabro rico en óxidos	SA-3C		0.0163	0.704480	0.1733	0.511822	0.704209	0.510502	-12.48	-15.92	4.83
	Leuconorita	SA-3A	1160	0.0275	0.704680	0.1426	0.511566	0.704223	0.510480	-12.91	-20.91	3.28
	Leuconorita	SA-5		0.0299	0.704660	0.1441	0.511656	0.704163	0.510559	-11.38	-19.16	3.16
	dique Gabrónico rico en óxidos	SA-14A		0.0434	0.704890	0.1674	0.511704	0.704169	0.510429	-13.91	-18.22	4.59
	dique Gabrónico rico en óxidos	SR-9		0.0503	0.705350	0.1530	0.511166	0.704515	0.510498	-12.56	-28.71	3.60

