



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Caracterización Estructural, Petrológica y Tectónica del
Complejo Milonítico Sierra de Juárez

T E S I S

QUE PARA OPTAR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
GUILLERMO ESPEJO BAUTISTA

Director de Tesis:
Dr. Fernando Ortega Gutiérrez
Instituto de Geología

Ciudad Universitaria, CD. MX.

Julio 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Agradecimientos

A mi familia por su eterno apoyo, paciencia y comprensión que me han brindado durante el tiempo en que he realizado este trabajo. A mis abuelos Lolita y Evelio, a mis papás, María Isabel y Juan Carlos, a mis hermanas Aurora y Sofia, a mis tíos Jorge, Judith, Perillos y Julio, a mis primos Majo, Maya, Enrico, Ulises, Estrellita, Santi, ... y la que viene. A mis tíos-abuelos Ton y JM y a mis tíos Pipo, Claudia, Clin, Mariel y Roque.

A mi tutor y profesor, el Dr. Fernando Ortega Gutiérrez por haberme dado la oportunidad de trascender académicamente con un nivel alto de aprendizaje, por la confianza que depositó en mí al permitirme profundizar libremente en mis ideas y mi trabajo y por todo el apoyo incondicional que me brindó.

A mis sinodales y profesores durante la maestría, por sus comentarios en la revisión de mi tesis pero también por su enseñanzas a lo largo de este proyecto; el Dr. Mariano Elías Herrera, el Dr. Peter Schaaf, el Dr. Gustavo Tolson y el Dr. Luigi Solari.

A los proyectos de CONACYT 164454 *Sistemas tectónicos de México, origen y evolución* y PAPIME PE101615 *Leyendo la historia de la Tierra: el poder de la observación en el estudio de las rocas a macro y microescala*.

Al M.C. Roberto Maldonado, quién ha sido parte fundamental de mi crecimiento académico al compartir sus experiencias y conocimiento y por todo el apoyo brindado.

A la M.C. Yuly T. Valencia Morales, quien fuera mi compañera de campo y muchas veces la guía que me empujaba hacia adelante.

Al M.C. Daniel Villanueva, con quién compartí muchas vivencias y quien me brindó su apoyo, amistad y consejos que son ahora parte de mi formación.

A Melissa Torres Peralta por la felicidad y alegría que comparte conmigo que es fundamental para seguir avanzando.

Al Ing. Teodoro Hernández Treviño por su asistencia técnica en la separación de zircones y molienda de muestras en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM; y también por la amistad y apoyo incondicional que siempre me brinda.

A la M.C. Consuelo Macías por su confianza y apoyo en el uso de las instalaciones de molienda y separación de minerales en el Instituto de Geología, UNAM.

AL Sr. Joaquín Aparicio por su apoyo técnico en el corte de muestras en el Instituto de Geología de la UNAM para la elaboración de láminas delgadas.

A la Dra. Adela Margarita Reyes Salas y a la Quím. Blanca Sonia Angeles García por su apoyo técnico en la adquisición de fotomicrografías de lámina delgada en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis, Instituto de Geología, UNAM.

Al Ing. Carlos Linares quien me apoyó en la parte técnica durante los análisis de composición química de fases minerales con microsonda electrónica en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) de la UNAM.

Al Dr. Carlos Ortega Obregón y al Dr. Luigi Solari por su asistencia y apoyo técnico en la medición de relaciones U-Pb para el fechamiento de zircones en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias, campus Juriquilla, UNAM.

Al Sr. Juan Tomás Vázquez Ramírez por la elaboración de más de 100 láminas delgadas en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias, Juriquilla, UNAM.

A la M.C. Jazmín A. López Díaz, por su apoyo técnico en la adquisición de imágenes de zircones con catodoluminiscencia en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis de la Universidad de Taxco, Guerrero.

A la Dra. Guillermina González por el recubrimiento con grafito de láminas delgadas en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido en la Facultad de Química, UNAM.

Al Dr. Jesús Arenas, por su apoyo en el recubrimiento de láminas delgadas con grafito en el Laboratorio Central de Microscopía del Instituto de Física, UNAM.

A la Quím. Patricia Girón y al Quím. Rufino Lozano por su apoyo en la determinación de elementos mayores en el Laboratorio de Fluorescencia de rayos X, UNAM.

A la M.C. Ofelia Pérez Arvizú por la determinación de elementos traza en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, en el Centro de Geociencias, UNAM campus Juriquilla.

AL Ing. David Uribe por su apoyo en la medición de elementos traza en rutilos en el GeoAnalytical Lab de la Universidad de Washington, EUA.

Finalmente agradecer a quienes me han acompañado en distintas etapas de este proceso, al M.C. Gerardo Arrieta, al Ing. Isaac Hernández, al Lic. Guillermo Ortiz, al Ing. Fernando Díaz, a la Ing. Claudia Bautista, a la Lic. Samantha García, a la M.C. Gabriela Solís, al Ing. Carlos Jaramillo, al Lic. Alan Barrera, a la Ing. Luz Martínez, al Dr. Alejandro Marín, al Ing. Octavio Vite y al Ing. Fabián Gutiérrez.

Contenido

Resumen/Abstract	1
1. Introducción	3
1.1. Localización de área de estudio y vías de acceso.....	5
1.2. Geología regional y antecedentes.....	7
1.2.1. Terreno Zapoteco.....	7
1.2.1.1 Complejo Oaxaqueño.....	8
1.2.1.2 Marco paleogeográfico de Oaxaquia.....	11
1.2.1.3 Cobertura.....	13
1.2.2. Terreno Cuicateco.....	14
1.2.3. Complejo milonítico Sierra Juárez (CMSJ).....	18
1.3. Objetivos.....	21
1.4. Metodología.....	21
2. Unidades Litológicas	25
2.1. Ortogneis básico diferenciado.....	26
2.1.1. Ortogneis gabrónico.....	29
2.1.2. Ortogneis anortosítico.....	30
2.1.3. Litotipo ultramáfico.....	31
2.2. Unidad Etna.....	33
2.2.1. Paragneis anfibolítico.....	33
2.2.2. Esquisto calci-silicatado.....	34
2.2.3. Esquisto pelítico.....	35
2.3. Dique-estratos (<i>sills</i>) graníticos.....	36
Mapa geológico del sector sur del CMSJ.....	38
3. Petrología	39
3.1. Ortogneis básico diferenciado.....	39
3.1.1. Ortogneis gabrónico.....	39
3.1.1.1. Petrografía.....	39
3.1.1.2. Química mineral.....	46
3.1.1.3. Termobarometría.....	47
3.1.2. Litotipo ultramáfico.....	49
3.1.2.1. Petrografía.....	49
3.1.2.2. Química mineral.....	52
3.2. Unidad Etna.....	55
3.2.1. Paragneis anfibolítico.....	55
3.2.1.1. Petrografía.....	55
3.2.1.2. Química mineral.....	60
3.2.1.3. Termobarometría.....	63
3.2.2. Esquisto pelítico.....	64
3.2.2.1. Petrografía.....	64
3.2.2.2. Química mineral.....	67
3.2.2.3. Termobarometría.....	69
3.3. Dique-estratos (<i>sills</i>) graníticos.....	72

3.3.1. Petrografía.....	72
3.4. Modelo de trayectoria P-T del CMSJ.....	75
4. Geología Estructural	77
4.1. M_1+D_1 (foliación + pliegue).....	78
4.2. M_2+D_2 (Deformación milonítica).....	81
4.2.1. Características mesoscópicas de las milonitas.....	81
4.2.2. Características físicas de la milonitización.....	88
4.2.3. Geometría y cinemática de la milonitización.....	90
4.3. D_3 (Plegamiento E-W).....	97
4.4. Etapas tectónicas frágiles: D_4 y D_5	99
5. Geocronología y geoquímica	101
5.1. Geocronología.....	101
5.1.1. Antecedentes.....	101
5.1.2. Ortogneis máfico.....	109
5.1.3. Unidad Etna.....	104
5.1.3.1. Paragneis anfibolítico.....	104
5.1.3.2. Esquisto pelítico.....	106
5.1.4. Dique-estrato (<i>sill</i>) granítico.....	107
5.2. Geoquímica.....	109
5.2.1. Elementos mayores.....	109
5.2.2. Elementos de Tierras raras.....	110
5.2.3. Diagrama multielemental.....	110
6. Discusión y modelo tectónico	115
6.1. Origen tectono-magmático de los protolitos gabróticos del CMSJ.....	115
6.2. Origen y correlación de la Unidad Etna y el metamorfismo M_1+D_1	116
6.3. Sobre la etapa milonítica del CMSJ (M_2+D_2).....	122
7. Conclusiones	127
8. Referencias bibliográficas	129
 Anexo de Geocronología	 147

El complejo milonítico Sierra de Juárez (CMSJ) es una secuencia metamórfica polideformada interpretada como el contacto tectónico entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco en el sur de México. Su basamento está integrado por ortogneises gabroicos diferenciados, con niveles ultramáficos y anortosíticos. El protolito magmático de los ortogneises posee edades ^{206}Pb - ^{207}Pb en zircón de 1022 ± 29 Ma, 1017 ± 44 Ma y 996 ± 20 Ma, indicando un origen asociado a la suite AMCG (anortosita, mangerita, charnokita y granito) y a la orogenia Zapoteca del Complejo Oaxaqueño. Sobreyaciendo discordantemente a los ortogneises gabroicos, se localiza una secuencia metasedimentaria paleozoica denominada en este trabajo Unidad Etna, la cual está integrada por esquistos pelíticos, paragneises psamíticos de hornblenda y esquistos calci-silicatados. Se fecharon zircons de un paragneis psamítico y de un esquisto pelítico para determinar su origen y procedencia detrítica. Los zircons más jóvenes poseen edades de 422.2 ± 7.4 Ma (2σ) y 338.9 ± 5 Ma (2σ) respectivamente, indicando edades máximas de depósito devónico-misisípicas. Las evidencias petrológicas presentadas en este trabajo permiten reconocer en el CMSJ tres eventos tectónicos que incluyen deformación y metamorfismo. El primero (M_1+D_1) alcanzó un pico metamórfico en facies anfibolita de alta presión (634 – 695 °C y ~ 10 kbar). Este evento está relacionado a un ambiente convergente interpretado como parte del ensamble del sector occidental de Pangea durante el Pérmico tardío. El segundo (M_2+D_2) consiste en el desarrollo de un cinturón milonítico ocurrido en facies de anfibolita de bajo grado (521.2 ± 21 °C y 6.3 ± 0.9 kbar), vinculado con el desplazamiento del Bloque de Yucatán en la margen oriental de México durante la separación de Pangea. El cinturón milonítico está constituido por una estructura transcortical orientada N-S con cinemática dextral y está afectado por granitos sintectónicos con una edad de 194.9 ± 3.8 Ma (U-Pb en zircón). D_3 se refiere al plegamiento de la fábrica milonítica particularmente en la Unidad Etna, relacionado con la Orogenia Mexicana o con la inversión de la cuenca Cuicateca durante el Cretácico.

The Sierra Juárez mylonitic complex (SJMC) is a polydeformed metamorphic sequence interpreted as the tectonic contact between the Zapoteco and Cuicateco terranes in southern México. Its basement is composed of differentiated gabbroic orthogneiss, with ultramafic and anorthositic levels. The magmatic protolith of the orthogneiss has ^{206}Pb - ^{207}Pb zircon ages of 1022 ± 29 Ma, 1017 ± 44 Ma y 996 ± 20 Ma, indicating an origin related to the AMCG suite (anorthosite, mangerite, charnokite and granite) and to the Zapoteca Orogeny of the Oaxacan Complex. The meta-gabbros are unconformably overlain by a Paleozoic metasedimentary sequence named in this work *Etla Unit*, which is composed of pelitic schists, psammitic hornblende paragneisses and calc-silicate schists. In order to determine the origin and detrital provenance of the Etla Unit, U-Pb-zircon analyses were performed in a psammitic paragneiss and a pelitic schist; the age of their younger zircons are 422.2 ± 7.4 Ma (2σ) and 338.9 ± 5 Ma (2σ), respectively, indicating Devonian-Mississippian maximum depositional ages. The petrologic evidences presented in this work allow to recognize three tectonic events that include deformation and metamorphism in the SJMC. The first one (M_1+D_1) reached a high-pressure amphibolite facies ($634\text{--}695$ °C and ~ 10 kbar). This event is related to a convergent environment interpreted as part of the assembly of western Pangea during late Permian. The second one (M_2+D_2) consists in the development of a mylonitic belt with low-grade amphibolite facies assemblages (521.2 ± 21 °C and 6.3 ± 0.9 kbar); this event is linked to the Yucatan Block displacement at eastern margin of México during Pangea break-up. The mylonitic belt is constituted by an N-S translithospheric structure with dextral kinematics and is affected by syntectonic granitic sill intrusions with an age of 194.9 ± 3.8 Ma (U-Pb in zircon). D_3 refers to a folding process which affected the mylonitic fabric of the Etla Unit, related to the Mexican Orogeny or the Cuicateca basin inversion during Cretaceous time.

I Introducción

La evolución de la corteza terrestre es un proceso que involucra la conservación de fragmentos corticales antiguos, el reciclaje de los mismos y/o la generación de nuevos bloques continentales y oceánicos. Como parte de este mismo proceso, intervienen dos variables que dan rumbo a la evolución: el desplazamiento de aquellos grandes volúmenes de masa de roca antigua o juvenil a través del tiempo geológico y del espacio terrestre, y la interacción entre ellos, conformando diversos ambientes tectónicos que suelen dejar registro de todo lo ocurrido en sus rocas y estructuras. Los sistemas geológicos que quedan como producto final de los eventos tectónicos pueden ser agrupados en unidades regionales de diversos tamaños, tanto horizontal como verticalmente, y el estudio de ellas nos permiten entender el rumbo evolutivo de la corteza terrestre. El presente trabajo trata principalmente sobre la interacción entre diversos bloques corticales y, de manera secundaria, de su desplazamiento y deformación en el frente de la Sierra de Juárez en el sur de México.

El sur de México es una región compuesta por el agrupamiento de diversos bloques corticales, cada uno con su propia historia geológica y limitados por grandes fallas, comúnmente denominados terrenos tectonoestratigráficos (Campa-Uranga y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993). El terreno Zapoteco, por ejemplo, nos muestra una historia que comenzó hace más de 1350 Ma (p. ej. Solari et al., 2003), y se ha conservado a pesar de haber interactuado en numerosas ocasiones, mediante procesos geológicos extremos, con otros bloques tan antiguos como Amazonia y Báltica en el super-continente Rodinia. Luego acompañó al terreno Mixteco y al Bloque Maya en la construcción de Pangea, surgiendo o reciclándose nuevos terrenos como el Cuicateco o el Xolapa.

Como consecuencia intrínseca de esta interacción entre bloques corticales independientes, se generan regiones de sutura o de ruptura entre ellos, las cuales son zonas que guardan las cicatrices de la interacción y de los diversos procesos que se superimprimen. Una de estas regiones se ubica entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco al sur de México, a la cual se le ha nombró *Sutura Juárez* (Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Sedlock et al., 1993) o *complejo milonítico Sierra de Juárez* (CMSJ; Alaniz-Álvarez et al., 1994, 1996).

El CMSJ consiste en una estructura polideformada y metamorfizada formando una zona de cizalla de larga vida que ha sido interpretada como el contacto tectónico entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco. Se localiza al norte de la ciudad de Oaxaca y está delimitada por una estructura NNW-SSE en su extremo occidental (Falla Oaxaca); tiene más de ~195 km de extensión y en su sector meridional alcanza una anchura de ~20-25 km.

La historia geológica del CMSJ tratada en este trabajo comenzó hace alrededor de 1010 Ma y terminó durante su penúltima exhumación en el Cretácico. Durante este tiempo, el espacio que ocupa esta gran estructura ha albergado diversos procesos geológicos en el siguiente orden: (a) magmatismo gabroico-anortosítico y metamorfismo granulítico dentro de los dominios de Oaxaquia, entre ~1010-980 Ma; (b) exhumación asociada al rompimiento de Rodinia (Ediacarano-Cámbrico); (c) sedimentación durante la era paleozoica (Devónico-Carbonífero); (d) inhumación, metamorfismo y deformación (M_1+D_1) como consecuencia de la conformación de Pangea (Paleozoico tardío); (e) metamorfismo y deformación milonítica lateral (M_2+D_2) ligada a la apertura del Golfo de México en el Jurásico; (f) plegamiento (D_3) relacionado con la apertura de la cuenca Cuicateca en el Jurásico-Cretácico y, (g) exhumación nuevamente en el Cretácico medio. Todo este intervalo de tiempo es considerado en este trabajo como la geología pre-Cretácico medio del CMSJ e involucra procesos metamórficos y de deformación de corteza profunda. Sin embargo, su historia no terminó después de este periodo, aunque los procesos que continuaron después son de tipo somero y régimen frágil, incluyendo el depósito de rocas sedimentarias de origen marino a partir del Cretácico medio, plegamiento de la cobertura sedimentaria durante el Cretácico tardío-Paleógeno y, la última exhumación durante el Cenozoico, la cual dio origen a la Falla Oaxaca, dejando expuesta la historia antigua del CMSJ mediante un sistema tipo *basin and range*. Estos eventos post-Cretácico medio no se consideran en este trabajo.

La comprensión del CMSJ permite entender mejor los procesos evolutivos en los que se ha visto involucrado el sur de México en su historia geológica.

1.1 Localización del área de estudio y vías de acceso

El área de estudio se localiza al sureste de México, en la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur en el estado de Oaxaca. Desde el punto de vista geológico, se encuentra entre la zona limítrofe de los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco (Sedlock et al., 1993; Fig. 1.1) u Oaxaca y Juárez (Campa-Uranga y Coney, 1983), en la parte meridional del CMSJ (Alaniz-Álvarez et al., 1994; Fig. 1.3).

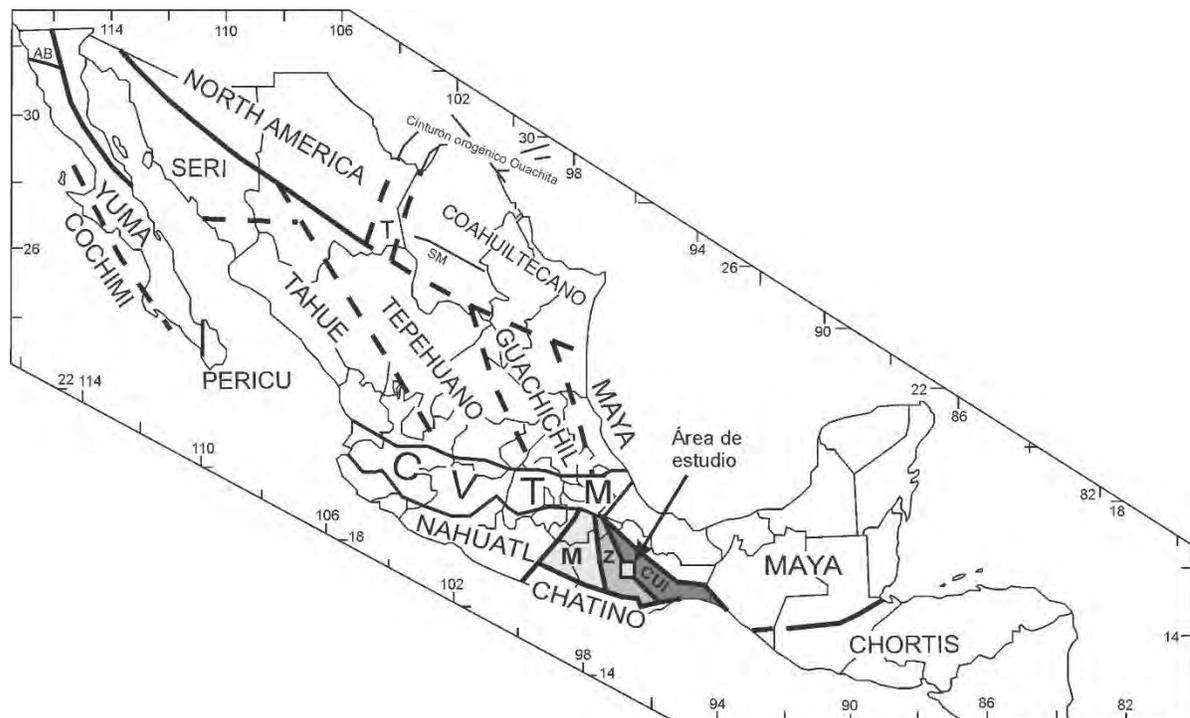


Figura 1.1. Localización del área de estudio con respecto a los terrenos tectonoestratigráficos. Abreviación de terrenos: CUI = Cuicateco; M = Mixteco; T = Tarahumara; Z = Zapoteco; AB = Falla Agua Blanca (Baja California); SM = Falla San Marcos (Coahuila) y CVTM = Cinturón Volcánico Transmexicano. Modificado de Sedlock et al. (1993).

El área está limitada al poniente por una falla normal alineada N-S denominada Falla Oaxaca (Centeno-García, 1988), y al oriente por otro sistema de fallas normales (Falla Siempre Viva) que ponen en contacto las rocas miloníticas correspondientes a este estudio con rocas sedimentarias de cobertura. Al sur, las rocas deformadas están limitadas por otra

falla normal contemporánea a la falla Oaxaca pero con una transcurrencia E-W denominada Falla Donají (Centeno-García, 1988; Fig. 1.2).

La vía de acceso principal a la zona de estudio es a través de la Carretera Federal #190, la cual, antes de llegar a la ciudad de Oaxaca de Juárez viniendo de norte a sur, atraviesa las poblaciones de Villa de Etla, San Sebastián Etla y Trinidad de Viguera. A partir de las localidades mencionadas, surgen caminos que atraviesan transversalmente la Sierra de Juárez con dirección al oriente (Fig. 1.2), algunos de ellos son transitables y otros son exclusivamente para uso de reforestación, sin embargo, con los permisos pertinentes de las autoridades locales es posible tener acceso vehicular.

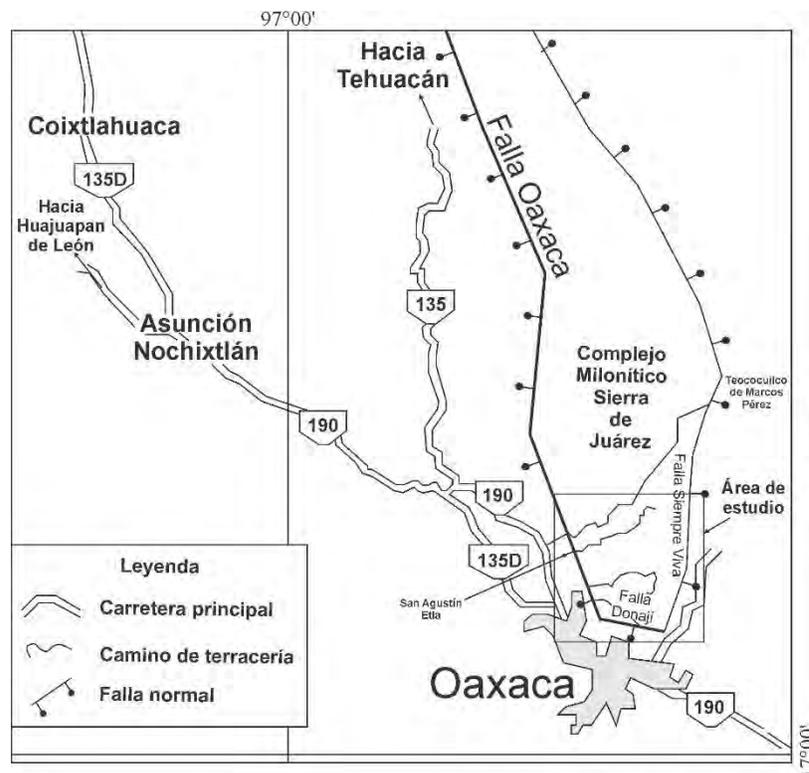


Figura 1.2. Mapa de localización del área de estudio, límites laterales estructurales y vías de acceso más cercanas.

1.2 Geología regional y antecedentes

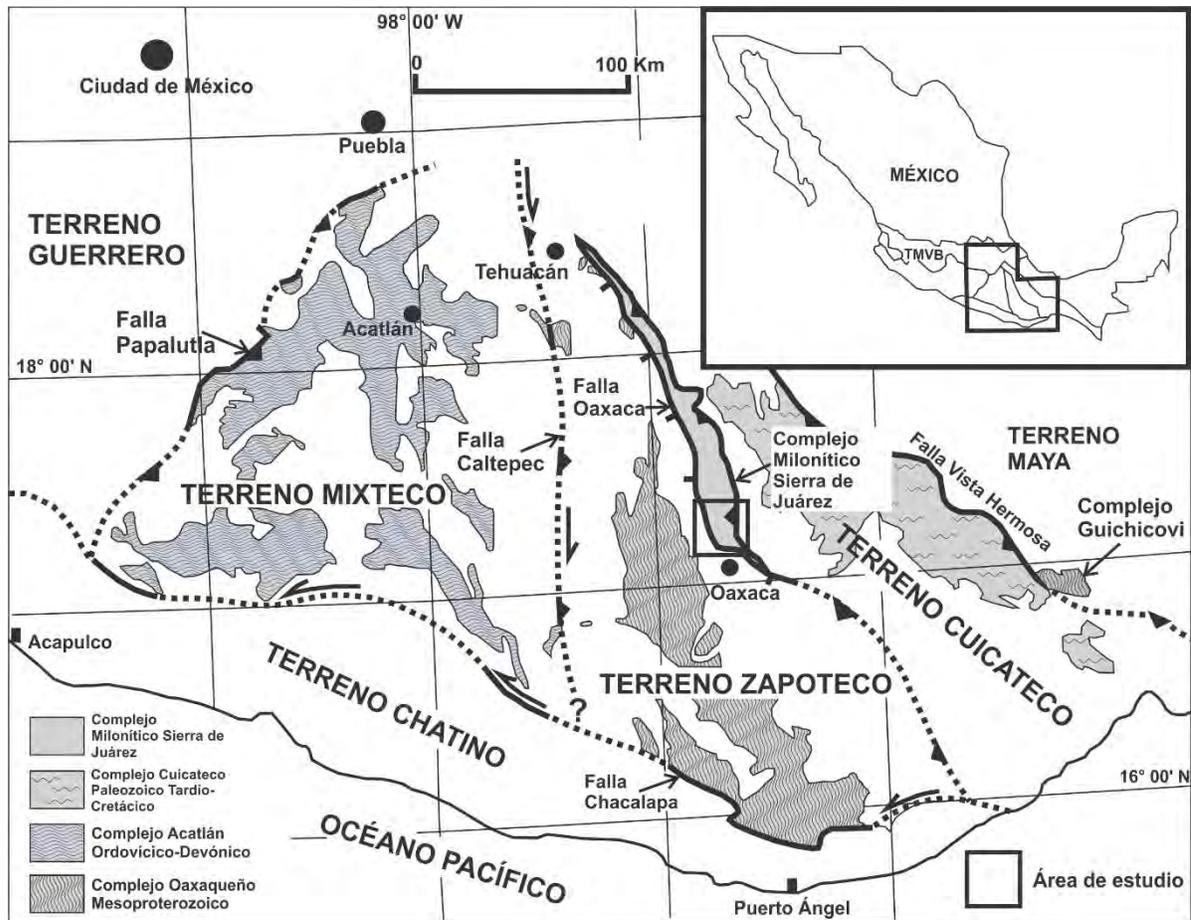


Figura 1.3. Mapa que muestra al Complejo Milonítico Sierra de Juárez y algunos terrenos tectonoestratigráficos del sur de México y sus respectivos basamentos metamórficos: Terreno Mixteco (Complejo Acatlán); Terreno Zapoteco (Complejo Oaxaqueño); Terreno Cuicateco (Complejo Cuicateco). Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1999).

1.2.1 Terreno Zapoteco

El terreno Zapoteco (Sedlock et al., 1993; Fig. 1.3) constituye uno de los terrenos más importantes de México debido a la naturaleza de su basamento y su cobertura. Se considera en este trabajo debido a que está en contacto directo con las rocas miloníticas del CMSJ en su límite oriental a través de la Falla Oaxaca, e inclusive, se piensa que forma parte de sus protolitos (Alaniz-Álvarez et al., 1994, 1996). Al occidente, el terreno Zapoteco se encuentra en contacto con el terreno Mixteco por medio de una zona de cizalla de larga vida, subparalela

al CMSJ, denominada Falla Caltepec (Ortega-Gutiérrez, 1975, 1981a; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005, 2007; Fig. 1.3). A través de esta estructura en forma de flor, el terreno Mixteco se yuxtapuso oblicuamente en un régimen transpresivo al terreno Zapoteco durante el Pérmico temprano (270–275 Ma), como consecuencia de la amalgamación final de Pangea (Elías-Herrera et al., 2007). Al sur, la Falla Chacalapa (Ratschbacher et al., 1991; Tolson, 1998, 2005) de tipo lateral con cinemática sinistral delimita al terreno Zapoteco del terreno Xolapa (o Chatino, de acuerdo con Sedlock et al., 1993; Fig. 1.3). Por último, en la parte norte, el terreno Zapoteco está cubierto discordantemente por rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Transmexicano.

El terreno Zapoteco está conformado por un basamento cristalino en facies de granulita del Proterozoico denominado Complejo Oaxaqueño (Fries et al., 1962; Ortega-Gutiérrez, 1981a, 1981b; Sedlock et al., 1993) y una cobertura sedimentaria sin metamorfismo del Paleozoico.

1.2.1.1 Complejo Oaxaqueño

El basamento cristalino del terreno Zapoteco (Figs. 1.3 y 1.4) está constituido por un dominio inferior denominado migmatita El Catrín, cuyo protolito ígneo del paleosoma posee más de ~1350 Ma (Solari et al., 2003). Esta unidad fue migmatizada hace ~1100 Ma durante un evento termotectónico conocido como Orogenia Olmeca (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2001, 2003, 2004), probablemente relacionada con un ambiente tectónico extensional. La migmatita El Catrín se encuentra intrusionada por una suite AMCG (anortosita, mangerita, charnokita y granito) con edad de ~1020 Ma (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003). El dominio superior está configurado por un paquete metasedimentario, integrado por paragneises cuarzo-feldespáticos y pelíticos, mármoles intrusivos cuyos protolitos provienen de una secuencia sedimentaria evaporítica (Ortega-Gutiérrez, 1977, 1984; Dostal et al., 2004); y un paquete metaígneo compuesto por ortogneises cuarzo-feldespáticos, sieníticos y gabroicos con edad del protolito magmático de ~1130–1230 Ma (Keppie et al., 2003).

El Complejo Oaxaqueño fue metamorfizado en facies de granulita (Ortega-Gutiérrez, 1981a) a $735 \pm 5^\circ\text{C}$ y 7.7 ± 0.1 kbar (Solari et al., 2004) hace ~1004–978 Ma (Keppie et al., 2001, 2003; Solari et al., 2003). La edad y las características del metamorfismo, así como las

relaciones estratigráficas y estructurales permiten considerarlo como parte de un ciclo tectónico *grenvilleano* (Ortega-Gutiérrez, 1981a), el cual de manera local se ha definido como la Orogenia Zapoteca (Solari, 2001; Solari et al., 2003), y comprende una pieza fundamental en las reconstrucciones de Rodinia (Fig. 1.5).

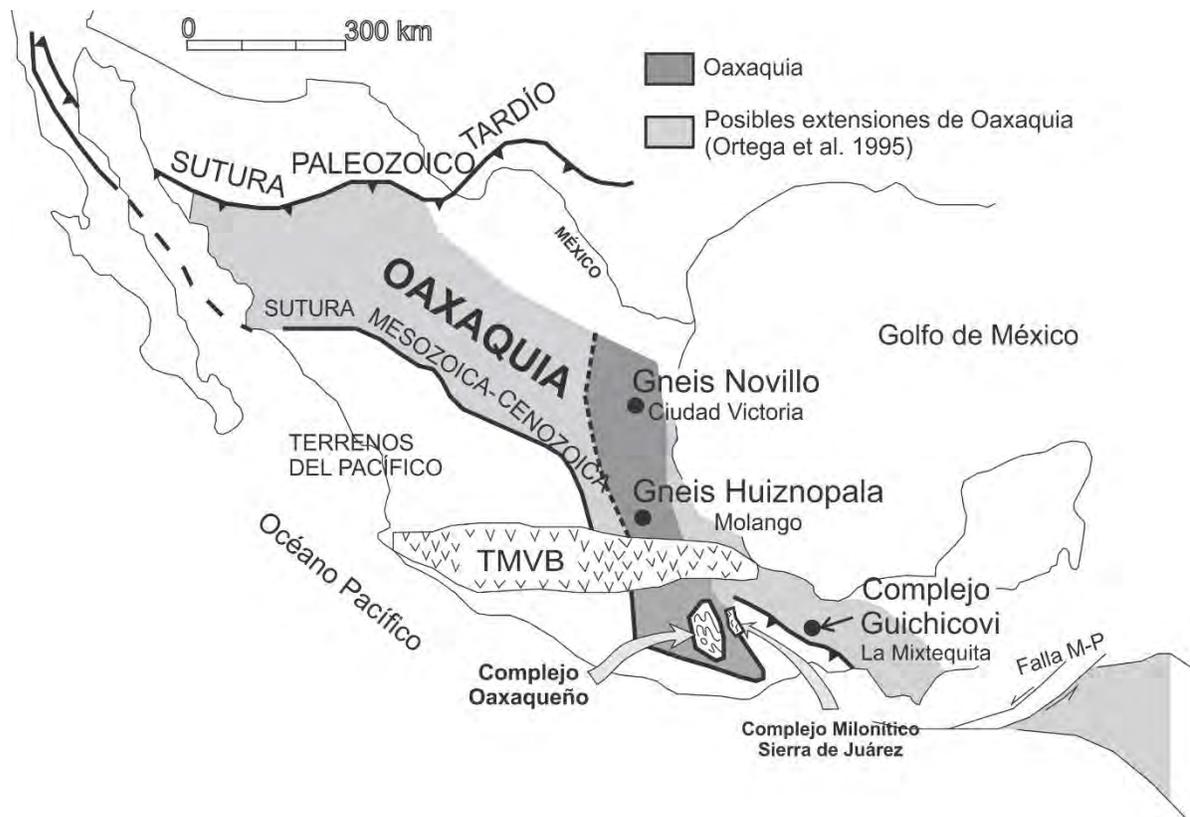


Figura 1.4. Mapa que muestra la posible extensión de Oaxaquia. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. 1995; Keppie et al. 2004b y Weber et al. (2010).

Las rocas expuestas con afinidad *grenvilleana* en México (Fig. 1.4) como los gneises Novillo y Huiznopala (Patchett y Ruiz, 1987; Ruiz et al., 1988; Yañez et al., 1991; Lawlor et al., 1999) y el Complejo Guichicovi en la región de La Mixtequita (Murillo-Muñeton, 1994; Weber y Köhler, 1999; Ruiz et al., 1999; Weber y Hecht, 2003; Weber et al., 2010) presentan características semejantes al Complejo Oaxaqueño, tales como edades de sus protolitos, edad y características metamórficas e historia de enfriamiento (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). También rocas volcánicas cenozoicas que contienen xenolitos provenientes de la corteza

1.2.1.2 Marco paleogeográfico de Oaxaquia

La posición de Oaxaquia con respecto a Rodinia durante el Proterozoico (~1350–750 Ma) ha sido discutida desde los 70's y se establecieron dos localizaciones probables (Fig. 1.5). La primera fue planteada por De Cserna (1971), Shurbert y Cebull (1987), Karlstrom et al. (1999) y Burrett y Berry (2000), quienes consideraron a Oaxaquia como un terreno autóctono que constituye una prolongación del Grenville expuesto al oriente de Norteamérica y conformando un mismo bloque (parte occidental de Rodinia hace ~1000 Ma; Fig. 1.5, posición 1). La segunda perspectiva indica que el microcontinente es un terreno exótico que se ubicó en el sector oriental de Laurentia o Amazonia (oriente de Rodinia; Fig. 1.5, posición 2 y 3 respectivamente) y que fue transferido a la margen sur de Laurentia en el Permo-Carbonífero durante la integración de Pangea (Keppie, 1977; Ballard et al., 1989; Yañez et al., 1991; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Condie, 1997; Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Keppie y Ramos, 1999; Ramos y Aleman, 2000; Cawood et al., 2001; Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010).

La segunda hipótesis es apoyada por la ausencia de metamorfismo granulítico de ~1 Ga en Texas (Mosher, 1998), mientras que en sectores relacionados con Amazonia si ha sido reconocido (Solari et al., 2003; Keppie et al., 2003), así como por la correlación faunística entre la Formación Tiñú (secuencia sedimentaria ordovícica que descansa discordantemente sobre el Complejo Oaxaqueño) y formaciones del Paleozoico inferior en Gondwana (Ortega-Gutiérrez et al., 1995), entre otras. Keppie y Ortega-Gutiérrez (1999) propusieron una conexión entre Oaxaquia, las Montañas Adirondack (este de Norteamérica; p. ej. McLelland et al., 2004) y los Andes Colombianos. Sin embargo, recientemente, Keppie y Ortega-Gutiérrez (2010) indicaron que la posición de Oaxaquia con respecto a Amazonia durante el Neoproterozoico debería ser la posición dos de la Figura 1.5, tomando en cuenta las siguientes consideraciones: (1) Afinidad faunística de las formaciones del Paleozoico inferior entre Oaxaquia y el norte de Gondwana (Landing et al., 2007). (2) De acuerdo con datos geoquímicos obtenidos en rocas del Complejo Oaxaqueño, se infiere que durante 1300–1000 Ma, Oaxaquia estuvo relacionado a un arco magmático, que después fue sometido a una etapa extensional en un ambiente de trasarco (Keppie et al., 2001, 2003; Keppie y Dostal, 2007). Todo ello señala que Oaxaquia tuvo que localizarse en una margen continental activa,

mientras que contemporáneamente, la parte occidental de Amazonia se involucraba en un desplazamiento transpresivo sinistral con respecto a Laurentia entre 1200–1000 Ma como parte del ensamble de Rodinia (Sutura *Blue Ridge/Mars Hill*; Tohver et al., 2004; Fig. 1.6). (3) Por último, Oaxaquia carece de elementos tectónicos convergentes de 900–750 Ma relacionados al Arco Magmático Goiás en la margen sur de Amazonia (p. ej. Martins et al., 2000, 2016; Laux et al., 2004; Matteini et al., 2010), dejando al sector norte del cratón sudamericano como el más probable para compartir su posición con Oaxaquia (Fig. 1.6).

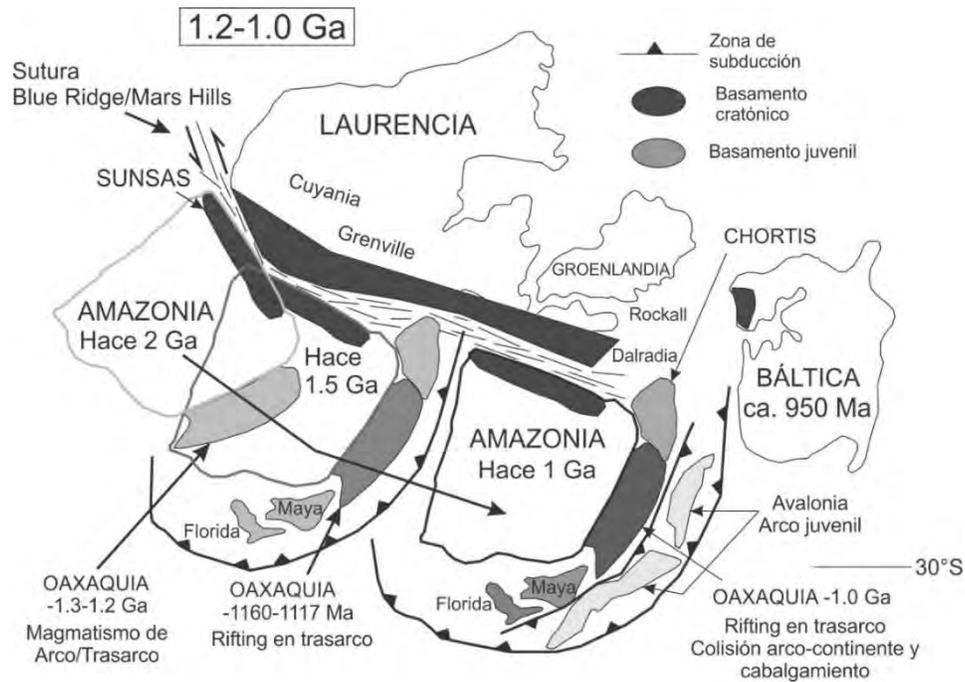


Figura 1.6. Reconstrucción paleogeográfica de Rodinia entre 1.0–1.2 Ga que ilustra la posición de Oaxaquia al oriente de Amazonia (actualmente al norte) durante su recorrido sinistral con respecto a Laurentia. Modificado de Keppie y Ortega-Gutiérrez (2010).

Se han considerado tres escenarios que expliquen el evento granulítico de Oaxaquia durante la acreción de Rodinia (Orogenia Zapoteca): (1) zona de subducción (orógeno tipo *andino*, adyacente a la margen norte del cratón amazónico); (2) colisión arco-continente (colisión entre el arco juvenil Avalonia-Carolinia y Oaxaquia o (3) colisión continente-continente (entre Amazonia y Laurentia; Solari et al., 2003; Fig. 1.7a). Weber et al. (2012) indican una colisión continental entre Amazonia y Báltica (Fig. 1.7b). Este último modelo se ha considerado en el presente trabajo.

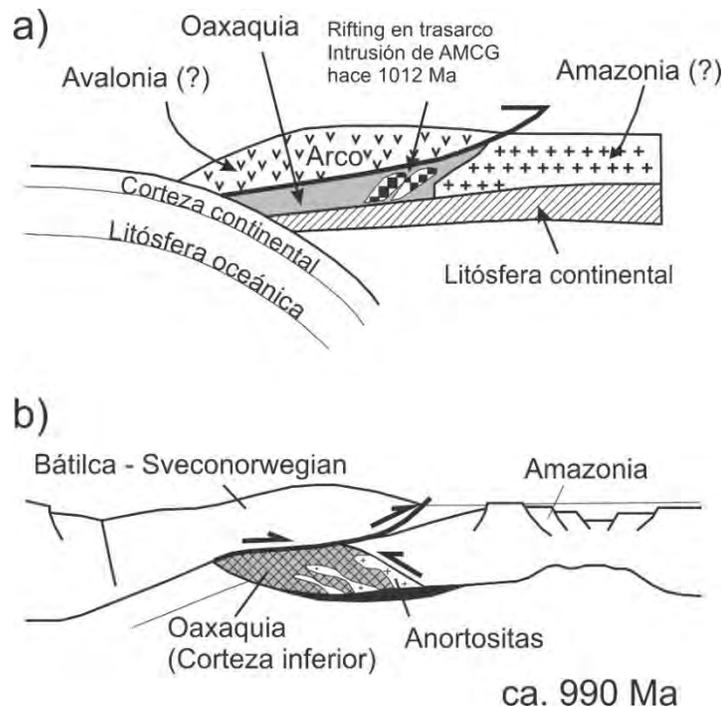


Figura 1.7. a) Modelo tectónico propuesto por Solari et al. (2003) que ilustra el desarrollo de la Orogenia Zapoteca en Oaxaquia (facies de granulita). Teniendo en cuenta a Avalonia como el bloque que cabalga sobre Oaxaquia y Amazonia. b) Modelo que ilustra el desarrollo de la Orogenia Zapoteca, tomando en cuenta a Báltica y Amazonia como los continentes que integran una colisión continente–continente dejando a Oaxaquia en el núcleo del orógeno. Modificado de Weber et al. (2012).

Oaxaquia quedó atrapado en el núcleo del orógeno hasta su exhumación entre ~750–545 Ma durante dos episodios de rompimiento de Rodinia (Keppie et al., 2004b; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). Un acercamiento a la evolución paleogeográfica mundial durante el Paleozoico fue propuesto por Keppie y Ramos (1999); la configuración paleogeográfica tomó una distribución más semejante a la que conocemos hoy día durante el Ordovícico-Silúrico hasta la conformación de Pangea.

1.2.1.3 Cobertura

El paquete litológico que cubre al basamento del terreno Zapoteco consiste en una secuencia estratigráfica sedimentaria que abarca discontinuamente las eras Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

La unidad más antigua sobreyace discordantemente al Complejo Oaxaqueño, se denomina Formación Tiñú y pertenece al periodo Ordovícico temprano (edad tremadociana)

(Pantoja-Alor y Robison, 1967). Está integrada por una sucesión sedimentaria relativa a una margen pasiva (Landing et al., 2007), compuesta por lutitas, areniscas, calizas y conglomerados, con fósiles que se correlacionan con aquellos encontrados en Sudamérica (Gondwana), sureste de Canadá (Laurencia) y noroeste de Europa; sin embargo, Ortega-Gutiérrez et al. (1995) y Landing et al. (2007), entre otros, indican que su origen está ligado particularmente al norte de Gondwana. Encima se encuentran unidades carboníferas compuestas por areniscas calcáreas y lutitas de las formaciones Santiago e Ixtaltepec, las cuales descansan tectónicamente sobre la Formación Tiñú (Centeno-García y Keppie, 1999), así como areniscas, rocas calcáreas, y conglomerados de afinidad continental de la Formación Matzitzi, de edad pensilvánica– ¿pérmica?, la cual cubre también parte de la sutura entre los terrenos Mixteco y Zapoteco. Una de las características más sobresalientes de las formaciones paleozoicas en el terreno Zapoteco es que no están afectadas por eventos metamórficos.

La estratigrafía superior del terreno Zapoteco está compuesta por rocas marinas y continentales del Mesozoico, y rocas principalmente de origen volcánico depositadas durante el Cenozoico (Carfantán, 1986; Ortega-Gutiérrez et al., 1990).

1.2.2 Terreno Cuicateco

El terreno Cuicateco (Sedlock et al., 1993) o terreno Juárez (Campa-Uranga y Coney, 1983) se ubica en el sureste de México, tiene forma alargada y está orientado NNW-SSE (Fig. 1.3). Su límite poniente lo integra el CMSJ, en donde se ha pensado que las rocas del terreno Cuicateco fueron cabalgadas por rocas del Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Alaniz-Álvarez et al., 1994; Alaniz-Álvarez et al., 1996). En su margen oriental, el terreno Cuicateco sobreyace estructuralmente al terreno Maya y al Macizo de la Mixtequita (Murillo-Muñeton y Navarrete-Rivera, 1992; Murillo-Muñeton, 1994; Barboza-Gudiño, 1994) a través de una falla de cabalgadura denominada Falla Vista Hermosa (Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Sedlock et al., 1993), desarrollada durante la Orogenia Larámide en el Cretácico tardío–Paleógeno (Weber y Khöler, 1999).

Está compuesto por una secuencia de rocas con afinidad oceánica y volcanosedimentaria de edad Jurásico–Cretácico con un metamorfismo de grado bajo y diversos grados de deformación (Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Sedlock et al., 1993). Se ha

interpretado como una cuenca invertida con actividad compresiva durante la Orogenia Larámide (Barboza-Gudiño, 1994). Su basamento aún es desconocido, sin embargo, se han reportado edades paleozoicas al oriente del Terreno de 394 ± 32 Ma y 330 ± 26 Ma (K-Ar en muscovita en esquisto de granate y esquisto con cloritoide respectivamente (Vázquez et al., 1989). Asimismo, Ángeles-Moreno (2006) indica que en la Formación Todos Santos (Fig. 1.8c) y otras con contenido de conglomerados y con edad Jurásico medio, se observa la presencia de clastos de esquisto y paragneis cuarzo-feldespático, sugiriendo que existe una unidad metamórfica pre-Jurásico medio (*terrenos gondwánicos paleozoicos*; Fig. 1.8c), aunque Sedlock et al. (1993) mencionan que se han observado clastos de gneis granulítico del Complejo Oaxaqueño. Ángeles-Moreno (2006) menciona que las rocas que comprenden la zona del CMSJ podrían corresponder al basamento del terreno Cuicateco por ciertas consideraciones petrológicas.

Ortega-Gutiérrez et al. (1990) y Sedlock et al. (1993) caracterizaron al terreno Cuicateco como un terreno compuesto, integrado por tres unidades diferenciadas estructuralmente: la parte inferior, localizada al sur del terreno presenta serpentinita, gabro, metatoba y grauvaca. Este conjunto litológico fue interpretado por Carfantan (1983) como un complejo ofiolítico. La unidad intermedia comprende la mayor parte del terreno e incluye diversas formaciones volcanosedimentarias como la Fm. Todos Santos (Sapper, 1899) de edad Calloviano–Berriasiano (Blair, 1988), compuesta por conglomerado, arenisca y derrames andesíticos (Fig. 1.8c); la Fm. Tepexilotla, de edad Tithoniano, compuesta por intercalaciones de caliza, lutita bituminosa y arenisca (Mena, 1960); la Fm. Xonamanca, de edad Berriasiano–Valanginiano, integrada por grauvaca, rocas piroclásticas y caliza (Carrasco et al., 1975) y la Fm. Chivillas con una edad Tithoniano–Barremiano compuesta por arenisca, marga, caliza, lutita, conglomerado y andesita almohadillada (Carrasco, 1978). Delgado et al. (1992) reportaron al norte del terreno Cuicateco una secuencia que transcurre del Jurásico tardío al Cretácico temprano, compuesta por arenisca, serpentinita, leucodiorita, metagranitoides de composición variable, hornblendita, rocas metavolcánicas y piroclásticas. Por último, la unidad superior del terreno Cuicateco, la integran ortogneis félsico y máfico del CMSJ, con una edad del Jurásico medio (Alaniz-Álvarez et al., 2006).

El origen tectónico de la cuenca volcanosedimentaria cuicateca se ha discutido en algunos trabajos. Carfantan (1981, 1983) propuso una cuenca oceánica pre-albiana, originada en una zona de rift, compuesta por rocas con afinidad de piso oceánico y cubierta posteriormente por sedimentos detríticos provenientes de Oaxaca y Chiapas. Por su parte, Delgado-Argote (1989) indica una cuenca de arco o trasarco volcánico del Jurásico superior–Cretácico inferior. Ortega-Gutiérrez et al. (1990) y Sedlock et al. (1993) describen el origen del terreno Cuicateco como una cuenca de rift desarrollada en el Jurásico medio–Jurásico superior e involucrada en una tectónica transtensional con una dinámica sinistral (Fig. 1.8a). Los modelos tectónicos y paleogeográficos de Pindell y Kennan (2004, 2009; Fig. 1.8b) y Ángeles-Moreno (2006; Fig. 1.8c) muestran una cuenca *pull-apart* con una cinemática dextral desarrollada durante el Títoniano–Barremiano, poco después de la abertura del Golfo de México y ligada esencialmente a la separación de América del Sur y América del Norte, así como al desarrollo del proto-Caribe. Ángeles-Moreno (2006) fechó dicho evento (140.6 ± 1.5 – 131.3 ± 0.6 Ma – U-Pb en zircones y $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ en micas y hornblenda) así como su consecuencia estructural en el borde noroccidental del terreno Cuicateco, y propone un evento tectonotérmico transtensional que incluye adelgazamiento cortical, fusión parcial, sedimentación, metamorfismo, metasomatismo, plegamiento y exhumación tectónica. Dicha exhumación podría extenderse hasta las rocas del CMSJ. Además, sugiere que el desarrollo del sistema *pull-apart* ocurrió en zonas de sutura entre bloques cristalinos paleozoicos (p. ej., el Complejo Metamórfico Mazateco, el Esquisto San Juan Mazatlán del área de la Mixtequita o el Complejo Macizo de Chiapas) y los complejos Oaxaqueño y Guichicovi.

El metamorfismo en facies de esquisto verde que se ha reportado en el terreno Cuicateco, así como su actitud estructural, fuertemente evidenciada en la unidad intermedia (Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Sedlock et al., 1993) y compuesta por pliegues y cabalgaduras orientados NNW-SSE con vergencia hacia el NE, se ha asociado a la Orogenia Larámide durante el Cretácico tardío–Paleógeno, como consecuencia de la aproximación de los bloques rígidos que corresponden a los terrenos Zapoteco y Maya a través de una tectónica compresiva (Carfantan, 1981; Delgado-Argote, 1989; Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Sedlock et al., 1993; Ángeles-Moreno, 2006; Pérez-Gutiérrez et al., 2009; Pérez-Gutiérrez, 2010).

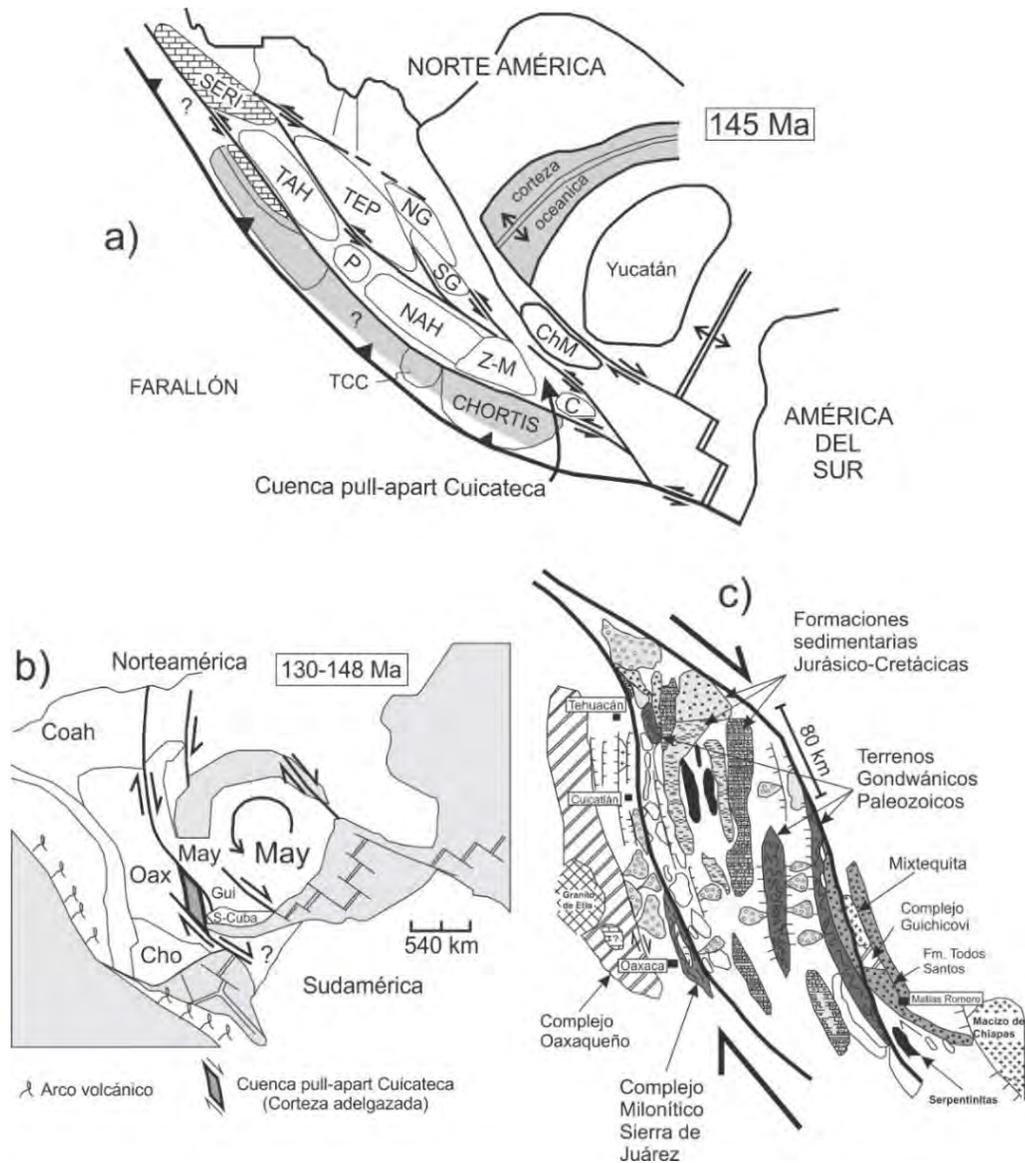


Figura 1.8. a) Modelo presentado por Sedlock et al. (1993) en el que muestran la configuración de los terrenos tectonoestratigráficos durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano y representan el origen de la cuenca cuicatca como una cuenca de rift transtensional sinistral. Abreviaciones: TAH = Tahué; TEP = Tepehuano; NG = Guachichil norte; SG = Guichichil sur; P = Pericú; NAH = Náhuatl; TCC = Complejo Tierra Caliente; Z-M = Zapoteco y Mixteco; ChM = Macizo de Chiapas y C = Cuba. b) Modelo modificado de Pindell y Kennan (2004, 2009) que señala el origen del Terreno Cuicatca como parte de un sistema dextral de adelgazamiento cortical asociado a la apertura del Golfo de México. c) Modelo presentado por Ángeles-Moreno (2006) en el que representa la apertura del Terreno Cuicatca y las unidades litológicas ligadas al proceso de apertura de la cuenca volcanosedimentaria.

1.2.3 Complejo milonítico Sierra de Juárez (CMSJ)

Uno de los tópicos más importantes en la geología mexicana trata sobre la naturaleza de los terrenos tectonoestratigráficos y de sus límites o zonas de contacto. De acuerdo con Campa-Uranga y Coney (1983) y Sedlock et al. (1993) el CMSJ se ubica entre los terrenos Oaxaca y Juárez o Zapoteco y Cuicateco respectivamente.

La expresión estructural del CMSJ fue documentada por primera vez por Ortega-Gutiérrez et al. (1990) y posteriormente tratado del mismo modo en el trabajo de Sedlock et al. (1993). En dichos documentos se interpreta la naturaleza milonítica de las rocas como la zona de sutura entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco, y se le denominó Sutura Juárez. Se propuso que la zona de cizalla es el resultado del desarrollo de un plano de cabalgadura a través del cual, el Complejo Oaxaqueño (Mesoproterozoico) se yuxtapuso sobre rocas del terreno Cuicateco (Jurásico-Cretácico – ¿Paleozoico?) con dirección de arrastre tectónico hacia el oriente (Figs. 1.9 y 1.10 – etapa D_1). Este esquema estructural implica que la fábrica resultante en las rocas debió ser plano-lineal, con un rumbo de foliación N-S inclinada hacia el poniente y la lineación mineral con rumbo E-W.

Sedlock et al. (1993) indicaron que la Sutura Juárez está compuesta por ortogneis máfico y silíceo (milonitizados) cuyos protolitos magmáticos podrían haberse formado en un arco continental de vida corta (Delgado-Argote, 1992) con una etapa de intrusión durante el Jurásico medio y un metamorfismo y cataclasis (milonitización) durante el Cretácico temprano. Delgado-Argote (1989) y Ortega-Gutiérrez et al. (1990) indican que dentro de la sutura también pueden encontrarse anortositas provenientes del Complejo Oaxaqueño. Por su parte, Alaniz-Álvarez et al. (1994) señalan que la gama de litologías es más amplia, estando compuesta por gneis, mármol y anortosita del Complejo Oaxaqueño, granito leucocrático sintectónico, gabro y hornblendita del terreno Cuicateco, rocas volcánicas o sub-volcánicas y rocas de composición pelítica de origen desconocido.

El CMSJ (como otros límites tectónicos) representa un plano de debilidad cortical que puede acomodar desplazamientos tectónicos posteriores y por lo tanto, reactivarse en numerosas ocasiones (p. ej. Holdsworth et al., 1997). De acuerdo con el modelo general que persiste hasta el presente (Figs. 1.9 y 1.10), el CMSJ tuvo una reactivación como falla lateral en un régimen semi-dúctil (Alaniz-Álvarez et al., 1994, 1996; Fig. 1.10), ocupando

estadísticamente los mismos planos de foliación desarrollados durante la cabalgadura de yuxtaposición D_1 pero generando una nueva dirección de lineación mineral con una dirección N-S y una posición sub-horizontal. Esta reactivación se puede considerar como un evento D_2 y pudo haberse desarrollado del Jurásico temprano al Jurásico medio (Alaniz-Álvarez et al., 1994, 1996).

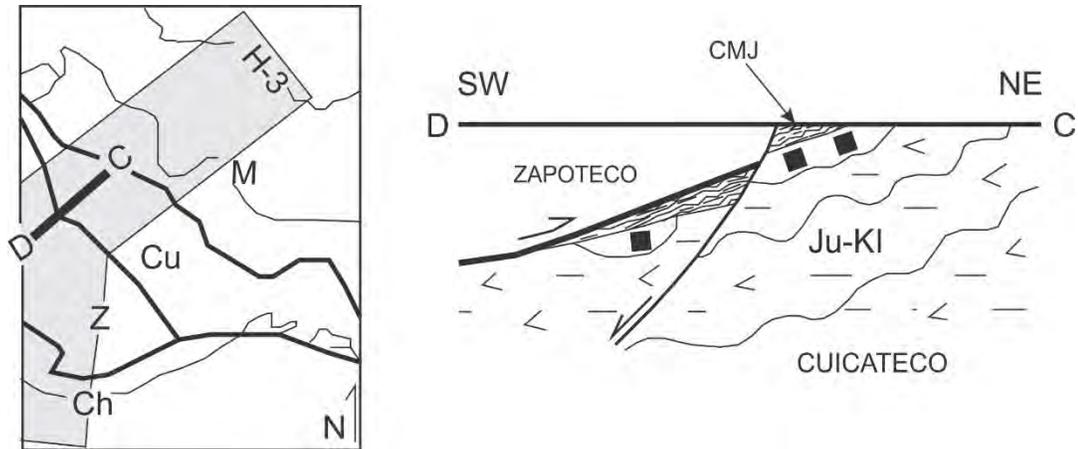


Figura 1.9. Mapa que muestra los límites entre algunos terrenos tectonoestratigráficos del sur de México (líneas gruesas) y perfil estructural esquemático que ilustra la Sutura Juárez. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1990) y Sedlock et al. (1993). Abreviaciones: Ch = Chatino; Z = Zapoteco; Cu = Cuicateco y M = Maya.

Los datos geocronológicos del CMSJ indican una etapa de deformación que coincide con el inicio de la apertura del Golfo de México durante el Toarciano (180 Ma) y hasta el Cretácico temprano (Pindell, 1985; Schouten y Klitgord, 1994; Pindell y Kennan, 2009; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). Los modelos que tratan sobre la apertura del Golfo de México indican que debió existir un sistema de zonas de cizalla alineadas N-S en el sur de México que permitieran el desplazamiento y rotación antihoraria del Bloque de Yucatán hacia el sur, de manera que, es posible que el CMSJ corresponda a ese sistema de fallas laterales con un sentido dextral; sin embargo, el sentido cinemático de las milonitas no ha quedado hasta ahora claramente definido (Alaniz-Álvarez et al., 1996).

Se registró una reactivación posterior durante el Cenozoico, dando origen a una falla normal desarrollada en un ambiente frágil o semi-frágil y extensional, conocida como Falla Oaxaca (Centeno-García, 1988; Alaniz-Álvarez et al., 1994, 1996, 1997; Nieto-Samaniego et

al., 1995). La Falla Oaxaca transcurre de manera paralela al rumbo de la foliación del CMSJ (N-S) en su sector poniente, posee una longitud de 380 km, extendiéndose desde Perote, Veracruz hasta Miahuatlán, Oaxaca (Nieto-Samaniego et al., 1995). La falla Oaxaca define el contacto directo entre las rocas miloníticas del área de estudio y rocas del terreno Zapoteco (Figs. 1.3 y 1.9).

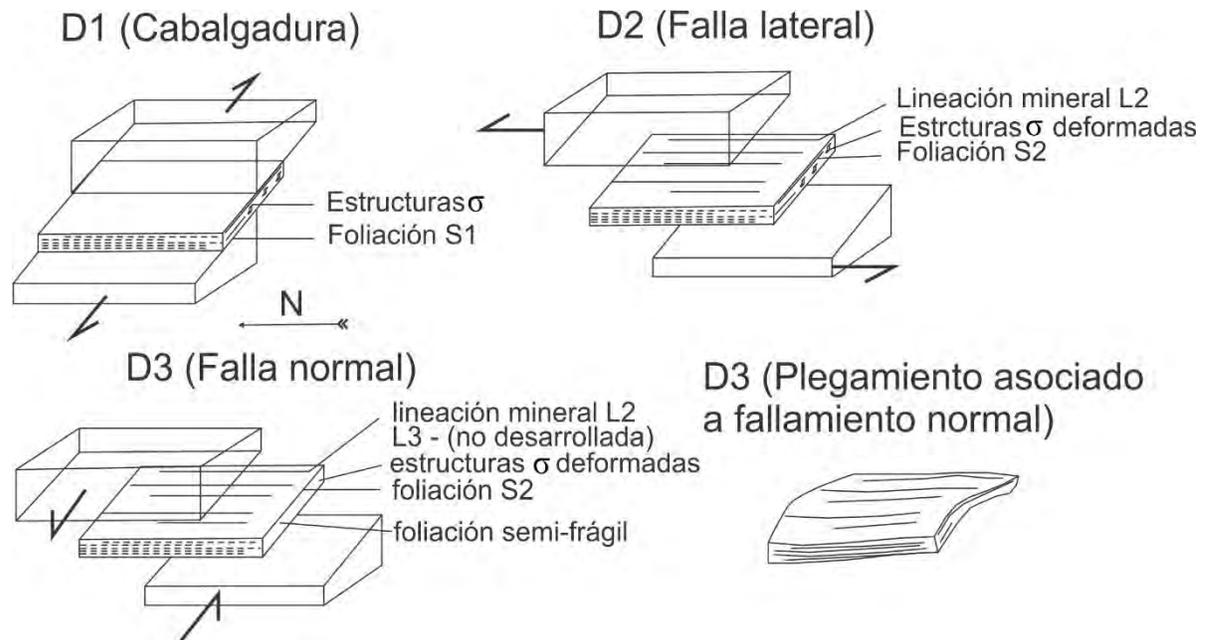


Figura 1.10. Modelo estructural que ilustra la evolución tectónica del complejo milonítico Sierra de Juárez (Modificado de Alaniz-Álvarez et al., 1996). D_1 , yuxtaposición del Complejo Oaxaqueño sobre el terreno Cuicateco. D_2 , reactivación tectónica lateral ligada a la apertura del Golfo de México. D_3 , reactivación como falla normal (Falla Oaxaca) durante el Cenozoico.

1.3 Objetivos

El objetivo de este trabajo consiste en abordar el desarrollo geológico-tectónico pre-Cretácico del CMSJ desde un punto de vista petrológico, estructural, geocronológico y geoquímico. Para ello se consideran los siguientes objetivos específicos:

- i. Elaboración de un mapa de las unidades y estructuras geológicas.
- ii. Identificación de unidades litológicas, eventos de deformación y procesos metamórficos en el área de estudio.
- iii. Cálculo de las condiciones físicas en las que ocurrieron los eventos tectonotérmicos.
- iv. Caracterizar la cinemática de la zona de cizalla lateral jurásica del CMSJ.
- v. Fechar los eventos tectónicos y/o unidades litológicas.
- vi. Obtener información geoquímica de elementos mayores y trazas de las rocas de composición gabraica del CMSJ e interpretar el ambiente tectono-magmático.
- vii. Desarrollar un modelo tectónico y/o paleogeográfico que permita explicar las observaciones realizadas.

1.4 Metodología

La metodología desarrollada en esta tesis con el fin de cumplir los objetivos consistió en trabajo de campo y trabajo analítico. Se realizaron tres campañas de campo a la Sierra de Juárez en julio 2014, marzo-abril 2015 y enero 2016 (Fig. 1.11a); en ellas se recorrieron diferentes caminos y barrancas que cortan transversalmente al CMSJ y se reconocieron unidades litológicas, relaciones de contacto, se tomaron datos estructurales y se colectaron muestras orientadas para su análisis posterior desde un punto de vista petrológico y microestructural.

El marco analítico está integrado por un análisis petrográfico detallado, determinación de la cinemática milonítica empleando indicadores cinemáticos en campo y principalmente en lámina delgada, química mineral y termobarometría, fechamientos isotópicos por U-Pb en zircones y geoquímica de elementos mayores y traza; algunos de ellos se describen a continuación:

Química mineral y termobarometría: Se emplearon láminas delgadas pulidas que se cubrieron con grafito en la Facultad de Química (Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido) y en el Instituto de Física (Laboratorio Nacional de Microscopía Avanzada) de la UNAM. Los procedimientos analíticos se llevaron a cabo con una microsonda electrónica JEOL JXA-8900R (V=20 kV; I=50 nA; Fig. 1.11b) en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, UNAM, en la cual se realizaron mediciones WDS y EDS así como mapas elementales e imágenes con electrones retrodispersados. También se utilizó el microscopio electrónico de barrido marca *Zeiss* modelo EVO MA10, ubicado en el Instituto Nacional de Mineralogía y Geoquímica de la UNAM, con el fin de obtener imágenes con electrones retrodispersados y composición elemental con EDS.

Para la utilización del método termométrico zirconio-en-rutilo se separó un conjunto de rutilos en el Laboratorio de Separación de Minerales del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM. Posteriormente, se midió su composición con una microsonda electrónica JEOL JXA-8500F (V=15 Kv; I=200 nA) en el GeoAnalytical Lab de la Universidad de Washington, EUA.

Geocronología U-Pb en zircones: Se separaron cuatro conjuntos de zircones de distintos litotipos del CMSJ en el Laboratorio de Separación de Minerales del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM. El método empleado consiste en la decantación de minerales y su separación por densidades, y posteriormente de manera manual utilizando un microscopio estereoscópico (Hernández-Treviño y López-Portillo, 2015).

Tanto la catodoluminiscencia de zircones como la obtención de las relaciones isotópicas de U-Pb se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) de la unidad del Centro de Geociencias, UNAM campus Juriquilla; empleando el método Laser-ablation (Fig. 1.11c) y un espectrómetro de masas Thermo iCAP Q ICP-MS.

Geoquímica de elementos mayores y traza. El proceso de molienda se realizó utilizando una prensa hidráulica en el taller de molienda del Laboratorio de Separación de Minerales en el Instituto de Geología, mientras que la pulverización se llevó a cabo en el Laboratorio de Separación de Minerales que pertenece al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM.

Los elementos mayores se obtuvieron mediante fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, (Instituto de Geología, UNAM), empleando un espectrómetro secuencial de rayos X (Rigaku Primus II; Fig. 1.11d); por otra parte, las muestras para la obtención de la concentración de elementos traza fueron enviados al Laboratorio Ultralimpio e ICP-MS del Centro de Geociencias, UNAM campus Juriquilla, donde se utilizó un espectrómetro de masas ICP-MS Thermo XiI.



Figura 1.11. a) Paisaje del complejo milonítico Sierra de Juárez. b) Microsonda electrónica JEOL JXA-8900R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM. c) Equipo Laser-Ablation en el Laboratorio de Estudios Isotópicas (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla. d) Espectrómetro secuencial de rayos X Rigaku Primus II, en el Instituto Nacional de Geoquímica y Mineralogía (Instituto de Geología, UNAM).

II Unidades Litológicas

Este capítulo muestra y describe las unidades litológicas observadas en el CMSJ y sus relaciones estratigráficas y de contacto.

El CMSJ exhibe tres unidades litológicas en condiciones de metamorfismo y deformación. Se distinguen en función de su mineralogía, protolito o clase química y edad (ver capítulo *V Geoquímica y Geocronología*): (1) Ortogneises básico diferenciado (con bandas ultramáficas y anortosíticas); (2) Unidad Etlá (incluye paragneis cuarzo-feldespático anfíbolítico, esquisto pelítico y esquisto calci-silicatado) y (3) ortogneis granítico (*sills*).

Las unidades metamórficas subyacen discordantemente rocas sedimentarias de afinidad continental y marina que están delimitadas al occidente por la Falla Oaxaca (Centeno-García, 1988), cuyo bloque de techo cae hacia el oeste. Esta estructura comprende el límite entre el CMSJ y el Complejo Oaxaqueño. En la parte oriental, el cinturón milonítico está en contacto con rocas del Paleozoico tardío y Mesozoico (terreno Cuicateco) a través de la Falla Siempre Viva, cuyo bloque de techo cae hacia el este.

Los ortogneises básicos ocupan aproximadamente el 70 % del área de estudio, y configuran una secuencia compuesta casi en su totalidad por ortogneises gabroicos en facies de anfíbolita con diferenciaciones locales en función del contenido de plagioclasa, dando origen a horizontes o lentes anortosíticos y ultrabásicos. Éstos últimos compuestos por esquistos de anfíbol y clorita, intercalados con gneises anfíbolíticos. Las diferentes texturas observadas en la unidad ultramáfica son debidas a variaciones en los procesos de deformación. El cuarzo está parcialmente ausente en este litotipo.

Por otra parte, la unidad máfica está sobreyacida por una secuencia metasedimentaria denominada en este trabajo como Unidad Etlá, compuesta en la parte estratigráfica y estructuralmente superior por capas de esquisto de mica blanca con rutilo y pseudomorfos de cianita (o estaurolita) y granate, mientras que en la zona inferior por intercalaciones de paragneis cuarzo-feldespático anfíbolítico con granate y esquisto calci-silicatado de calcita y clorita.

La Unidad Etna y la unidad metagabroica se ven afectadas por el emplazamiento de dique-estratos (*sills*) de composición granítica que se interpretan como sintectónicos en relación a la deformación milonítica que afectó a toda la secuencia metamórfica del CMSJ.

Toda la unidad manifiesta plegamiento con diferentes escalas, desde crenulación hasta pliegues con dimensiones cartografiables.

2.1 Ortogneis Básico Diferenciado

Clasificación: *Ortogneis básico diferenciado*

Localidad: *San Agustín Etna y Sierra de Juárez, Oaxaca*

Coordenadas (localidad tipo): *N 17° 12' 17.3'' W 96° 45' 1.3''*

El nombre Ortogneis Básico Diferenciado se refiere a toda la secuencia de rocas metamórficas con protolitos gabroicos y litologías asociadas. El término incluye los litotipos denominados ortogneis gabroico, ortogneis anortosítico y unidad ultramáfica (Fig. 2.1).



Figura 2.1. Conjunto de rocas que ilustran la variación en función del índice de color y texturas que exhibe el ortogneis básico diferenciado. La variedad de litotipos está en función del contenido de plagioclasa. De izquierda a derecha: (a) ortogneis anfibolítico, (b y c) ortogneis gabroico y (d) ortogneis anortosítico. Ancho de imagen 0.7 m.

Las litologías mencionadas se interpretan como una misma unidad litoestratigráfica porque la única característica que los distingue es el contenido de plagioclasa. Por otra parte, comparten diversas características como el grado y tipo de deformación, grado metamórfico y mineralogía. La variación en el contenido de plagioclasa se manifiesta en diversas escalas de manera fractal, generando en ciertos sectores, afloramientos extensos de roca con un índice

de color leucocrático (ortogneis anortosítico: pl >90 %), mesocrático (ortogneis gabroico: >10 % pl <90 % Pl) o melanocrático (unidad ultramáfica: pl <10 %) (Fig. 2.1).

La secuencia del ortogneis diferenciado muestra una estructura plano-linear, evidenciada particularmente cuando es del tipo mesocrático. La foliación, comúnmente es espaciada y anastomosada, y consiste en bandas de minerales máficos orientados y microlitones de plagioclasa o minerales leucocráticos. En algunos casos, los dominios máficos desarrollan formas sigmoidales de más de medio metro de largo como respuesta a la deformación milonítica (Fig. 2.2f).

Se pueden considerar cuatro hipótesis para determinar el origen de la diferenciación del contenido de plagioclasa:

(1) Una diferenciación desarrollada a través de procesos de cristalización fraccionada en La cámara magmática. (P. ej. en Skærgard; Irvine et al., 1998)

(2) Diferenciación metamórfica.

(3) La tercera consiste en que los dominios anfibolíticos fueron intrusiones de diques ultramáficos (carentes de minerales leucocráticos), probablemente diques de hornblendita o piroxenita (Figs. 2.2e y f), pretectónicos o sintectónicos al metamorfismo y/o a alguna fase de deformación en la secuencia gabroica. La deformación y metamorfismo ocurrieron durante o después del emplazamiento de tales diques y fueron la causa por la que las relaciones de contacto intrusivo fueran mermadas, sin embargo, en algunos casos, aún se aprecian cortes rectos entre las zonas melanocráticas y leucocráticas (Figs. 2.2e y f), y también sectores aboudinados y cizallados de lo que parecen ser antiguos cuerpos tabulares (Fig. 2.2f). Las zonas anfibolíticas presentan foliación debida al ordenamiento del anfíbol.

(4) Por último, cabe considerar que los protolitos de los ortogneises félsicos fueron originalmente anortositas provenientes del Complejo Oaxaqueño, tal como lo describen Alaniz-Álvarez et al. (1994).

La distribución y abundancia no son los únicos aspectos notables en relación a la plagioclasa, se pueden observar también diferencias en cuanto al tamaño de los agregados que la contienen; de modo que se pueden observar tres tamaños de microlitones recurrentes: grueso (Fig. 2.2a), medio (Figs. 2.2b y c) y fino (Fig. 2.2d). Esta característica se atribuye a la heterogeneidad del estilo de la deformación milonítica.

Estadísticamente, la foliación de esta unidad mantiene una vergencia hacia el oeste, sin embargo, un gran número de datos estructurales exhiben una vergencia hacia el este con una inclinación mayor, indicando un plegamiento cuyo plano axial buza hacia el este. La dirección de la lineación mineral se mantiene relativamente constante y está orientada nort-sur y definida tanto por plagioclasa como por anfíbol.

2.1.1 Ortogneis Gabroico

Clasificación: *Ortogneis básico con protolito gabroico.*

Localidad: *San Agustín Etna y Sierra de Juárez, Oaxaca.*

Coordenadas (localidad tipo): *N 17° 12' 17.3'' W 96° 45' 1.3''*

Este litotipo comprende aproximadamente el 60 % de la litología total del CMSJ. Se hallan a lo largo de toda la Sierra de Juárez, sin embargo, se considera la localidad tipo, entre otras cosas, por preservar afloramientos muy frescos, con un contenido de plagioclasa muy cercano al 50 % y de grano medio, a aquellos que afloran sobre el río ubicado al norte del poblado San Agustín Etna y paralelo al “Río San Agustín”. Esta unidad se distingue por preservar con mucha claridad aspectos estructurales como foliación y lineación mineral debido a la interacción de minerales leucocráticos y melanocráticos que involucran un diferencial reológico, situación que no ocurre del mismo modo con los ortogneises anfíbolíticos o anortosíticos. La foliación en este litotipo generalmente atiende a una textura milonítica con tamaños de grano y dominios minerales de medio a grueso (Figs. 2.2a, b, c, d).

Macroscópicamente se observa en las zonas melanocráticas una mineralogía compuesta por anfíboles de grano fino a medio. La plagioclasa se organiza en microlitones cuyo tamaño de grano varía de fino hasta muy grueso debido a los diferentes grados en que la intensidad de la deformación milonítica pudo desarrollarse. Lo anterior, considerando en ocasiones (p. ej. en la figura 2.2a) a los microlitones de plagioclasa como porfidoclastos y en otras ocasiones, a los dominios de anfíbol como porfidoclastos (p. ej. en la figura 2.2b).

Se pueden observar cristales de rutilo >0.5 cm de longitud, y sólo en una ocasión se observó la presencia de cristales euedrales de granate de hasta 3 mm de diámetro (Fig. 2.2d).

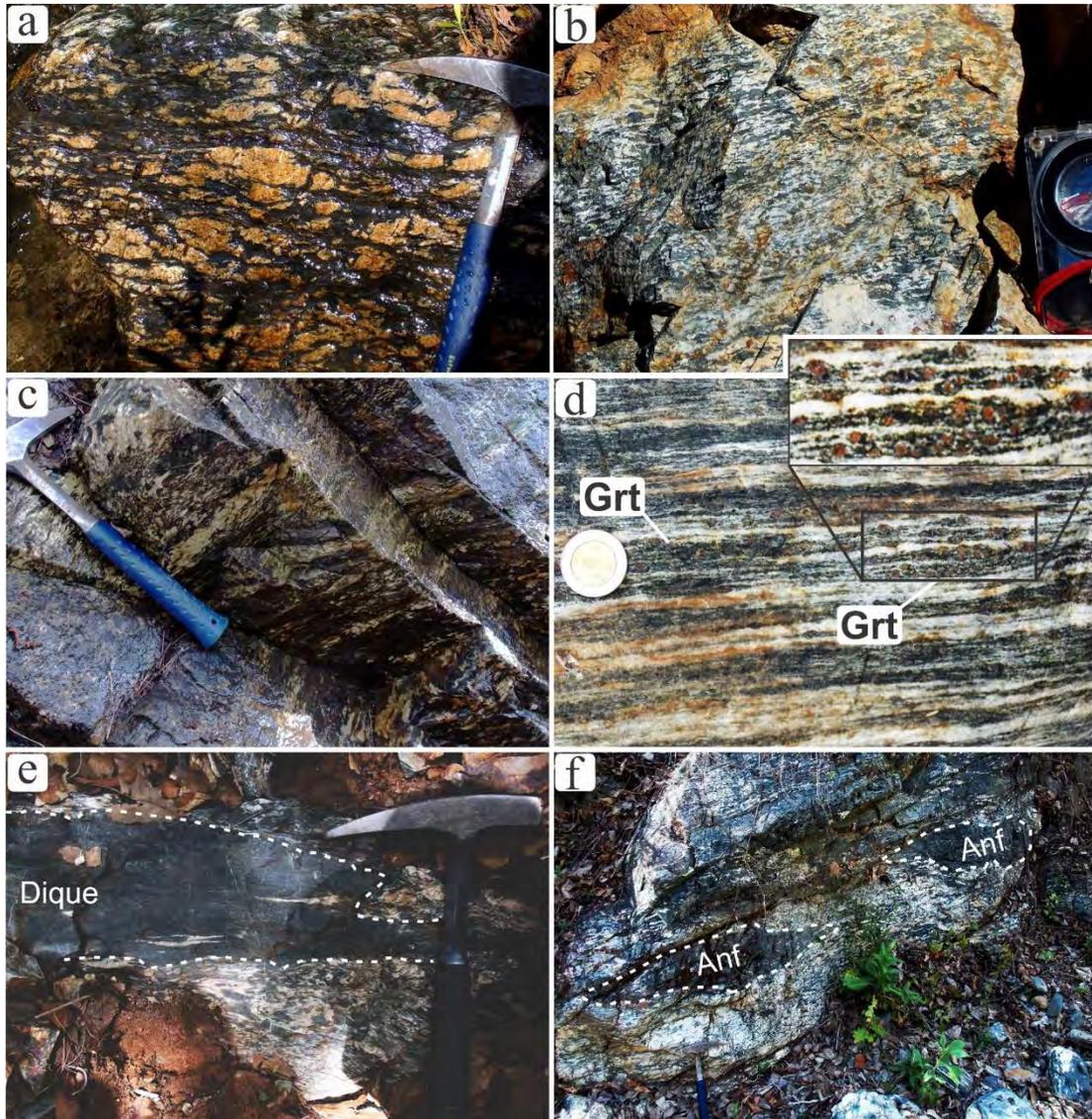


Figura 2.2. a) Ortogneis con textura milonítica de grano grueso. Los microlitones de plagioclasa lucen como el dominio competente con respecto a los dominios anfibolíticos. b) Ortogneis milonítico de grano medio. Los dominios de plagioclasa y anfíbol muestran un comportamiento reológico semejante. c) Ortogneis de grano medio con bandas diferenciadas parcialmente monominerálicas de plagioclasa y anfíbol con grosores variables. d) Ortogneis con granate. e) Presencia de un hipotético dique sintectónico al desarrollo de la foliación. f) Afloramiento que indica la presencia de capas competentes dominadas por anfíbol (Anf). La capa muestra boudinage y deformación no coaxial.

Es destacable el comportamiento de la plagioclasa y del anfíbol con respecto a la deformación: la figura 2.2f muestra dominios anfibolíticos aboudinados con cierta asimetría, indicando una deformación no coaxial y un comportamiento competente de la capa de anfíbol (más resistente con respecto a la plagioclasa). Por otra parte, la figura 2.2a muestra un

conjunto de microlitones de plagioclasa, uno de ellos asimétrico y conformando una estructura tipo *sigma*. En este último ejemplo, la plagioclasa parece poseer el comportamiento competente o rígido, y el anfíbol configura la matriz que le rodea. Los casos anteriores demuestran un comportamiento inverso entre ambas fases minerales a pesar de que, de acuerdo con diversos autores (p. ej. Passchier y Trouw, 2005), el anfíbol debería demostrar siempre un comportamiento más competente con respecto a la plagioclasa. Es probable que la estructura del segundo caso esté gobernada por la forma y/o tamaño de grano fino del anfíbol y no por su naturaleza reológica o que el crecimiento sintectónico del anfíbol ocurra en presencia de fluidos, lo que facilita su ductilidad pero no favorece la de la plagioclasa.

2.1.2 Ortogneis anortosítico

Se denomina ortogneis anortosítico a aquel que está compuesto casi en su totalidad por plagioclasa, en algunos casos con capas melanocráticas y otros en ausencia total de fases máficas. Se distribuyen heterogéneamente dentro de toda la secuencia de ortogneises gabroicos y no poseen una dimensión cartografiable. Afloran de manera más evidente sobre la carretera abandonada que conecta a Viguera con San Felipe del Agua, al norte de la ciudad de Oaxaca, en la zona meridional del área de estudio.

Estos gneises anortosíticos mantienen un contacto tectónico con rocas sedimentarias detríticas, clásticas y carbonatadas con edades cretácicas–cenozoicas a través de una falla normal denominada por Alaniz-Álvarez et al., (1994) como Falla Donají (Fig. 2.3d), la cual tiene una vergencia hacia el sur y mantiene una relación singenética con la Falla Oaxaca.

En muestra de mano, este litotipo exhibe una fábrica plano-linear con textura milonítica (Figs. 2.3b y c). Se observan como rocas leucocráticas, en algunos casos con pequeñas cantidades de minerales máficos que evidencian la foliación y lineación mineral. El cuarzo está totalmente ausente.

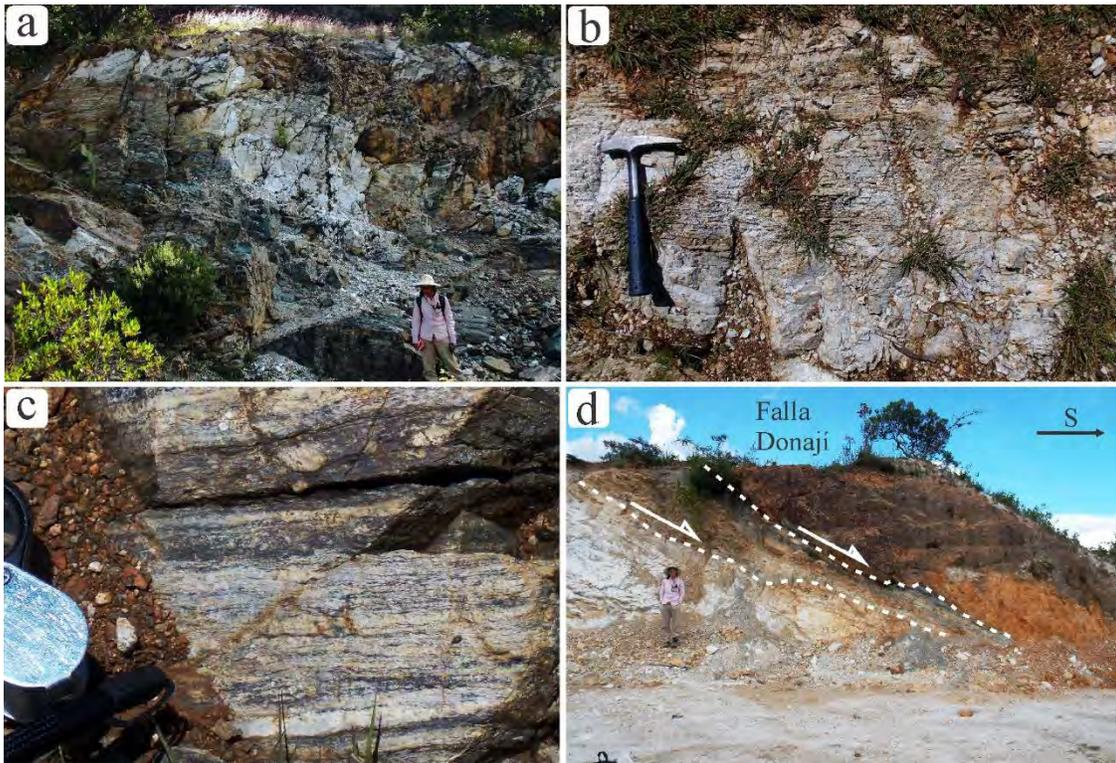


Figura 2.3. a) Afloramiento que muestra la presencia de un ortogneis anortosítico dentro de un cuerpo de ortogneis con protolito gabroico. b) Aspecto del ortogneis anortosítico con una efímera foliación evidenciada por la presencia de minerales máficos. c) Textura mesomilonítica de un ortogneis anortosítico con abundante mineralogía máfica. d) Falla Donají que pone en contacto un bloque de ortogneis anortosítico (izquierda) con rocas sedimentarias detríticas sobreyacentes cretácicas (derecha). El tipo de fallamiento es normal con vergencia hacia el sur.

2.1.3 Unidad ultramáfica

Clasificación: *Ortogneis y esquisto ultramáfico*.

Localidad: *Sierra de Juárez, Oaxaca*.

Coordenadas: *N 17° 9' 41.5'' W 96° 42' 17.8''* (localidad tipo)

La localidad tipo de la unidad ultramáfica aflora en la parte central del área de estudio, sobre un camino de terracería empleado para actividades de reforestación. Se presenta en forma de horizontes no mayores a ~20 m de grosor. Posee un contacto difuso con los paragneises cuarzo-feldespáticos anfíbolíticos de la Unidad Etna, compartiendo geoméricamente el mismo plano de foliación, el cual mantiene un rumbo NNE-SSW y NE-SW y una inclinación hacia el SE. La foliación en esta localidad está invertida con respecto al

litotipo metagabroico debido a que está posicionado en la parte central de un anticlinal cuyo eje de charnela tiene una dirección NNE-SSW. La relación de contacto entre ambas unidades es mediante una discordancia litológica (ígnea) pretectónica.

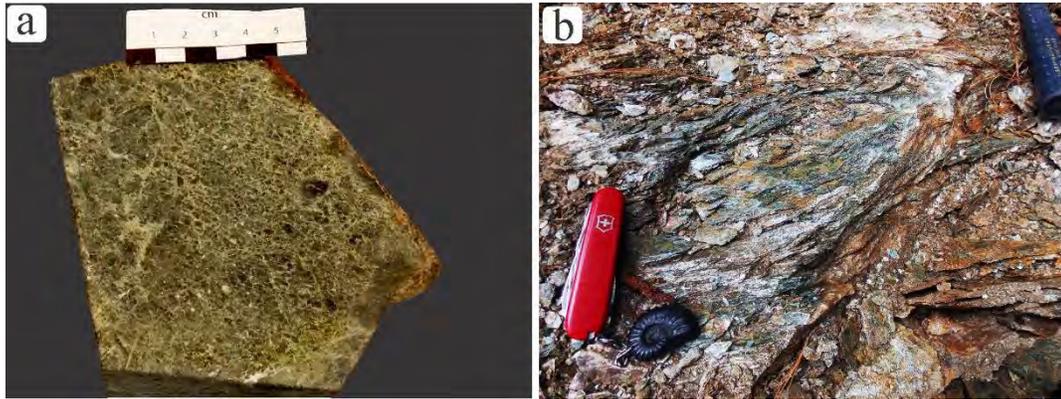


Figura 2.4. a) Ortogneis ultramáfico con evidencias de deformación milonítica. b) Esquisto ultramáfico visto en dos escalas diferentes. Esta textura se desarrolla en sectores donde la deformación milonítica es muy intensa.

Este litotipo presenta dos texturas de acuerdo con su actitud estructural y mineralogía: gnéssica y esquistosa (Fig. 2.4). Las dos texturas se pueden observar a lo largo de la zona de afloramiento, lo que indica un diferencial local en la intensidad de la deformación. La textura gnéssica está definida por el ordenamiento de anfíboles subedrales y anhedrales que atienden a formas elipsoidales y se muestran envueltos por una matriz de color blanco-verdosa conformada por minerales de grupo de la epidota y/o clorita (Fig. 2.4a). Cuando la intensidad de la deformación es máxima, da como resultado la generación de la textura esquistosa, con un lustre perlado y un tamaño de grano muy fino, probablemente conformadas por anfíboles de tamaño muy fino y/o clorita (Figs. 2.4b).

Esta unidad corresponde a la contraparte de los ortogneises anortosíticos y su origen podría estar relacionado con procesos de diferenciación en la cámara magmática gabroica y no como un material derivado del manto, debido a que no hay minerales como olivino o serpentina.

2.2 Unidad Etna

En el presente trabajo se denomina Unidad Etna a una secuencia compuesta por rocas metasedimentarias de origen detrítico y carbonatado. Los litotipos que la integran en orden de abundancia son los siguientes: paragneis cuarzo-feldespático anfibolítico, esquisto calcisilicatado y esquisto pelítico. La secuencia se depositó discordantemente sobre el protolito de los ortogneises básicos diferenciados y ambas unidades cuentan con los mismos atributos estructurales, geométricos y metamórficos.

2.2.1 Paragneis anfibolítico

Este litotipo tiene una presencia menor al 25 % en el área de estudio, se distingue de los ortogneises con protolito gabroico por su abundante contenido de cuarzo y el desarrollo de texturas miloníticas de grano fino. Sin embargo, a nivel de afloramiento pueden tener un aspecto muy semejante y suelen confundirse. Su mineralogía esencial está compuesta por cuarzo (30 %), feldespato (30 %) y anfíbol (40 %).

Debido a la presencia de cuarzo, su capacidad deformable es mayor que en el caso de los ortogneises gabroicos, y consecuentemente su tamaño de grano tiende a ser de grano fino a muy fino, su foliación milonítica es mucho más intensa y no configura bandas monominerales tan notables (Fig. 2.5).

La distribución cartográfica de esta unidad permite visualizarla como cuerpos rectilíneos que transcurren de norte a sur con cierta oblicuidad (ver mapa geológico). Se identificaron al menos cuatro cuerpos de este litotipo, uno de ellos se localiza en sectores cercanos a la unidad ultramáfica y se encuentran en contacto directo, aunque no sea clara su relación, pero se asume que es un contacto originalmente sedimentario con una discordancia estratigráfica pretectónica (sedimentario-ígneo), debido a que este litotipo posee una edad máxima de depósito paleozoica que indica un desarrollo más joven que la unidad ultramáfica o gabroica (ver capítulo *VI Geocronología y geoquímica*). En otros casos, entre los paragneises y los ortogneises se observan contactos tectónicos por medio de fallas inversas y laterales post-tectónicas al metamorfismo y deformación milonítica.

La mineralogía de este litotipo podría corresponder con una roca de origen ígneo, sin embargo, debido a su distribución intercalada con los esquistos calci-silicatados, su distribución cartográfica y a la distribución de edades de zircones detríticos (ver capítulo *V Geocronología y Geoquímica*) se ha determinado un origen sedimentario, sobreyaciendo al protolito de la unidad metagabroica, pero antes del metamorfismo en facies de anfibolita y la deformación milonítica. El paragneis exhibe un plegamiento posterior a la milonitización que podría significar otra etapa tectónica registrada en el CMSJ.



Figura 2.5. a) Paragneis cuarzo-feldespático anfibolítico a nivel de afloramiento. b) Muestra de mano del paragneis con una evidente textura milonítica.

2.2.2 Esquisto calci-silicatado

Este litotipo se ubica en la parte occidental del CMSJ, prácticamente a la misma altura que el esquisto pelítico; de hecho, estas dos unidades mantienen contactos difusos y se extiende hacia el sur de manera paralela a la Falla Oaxaca.

Sus características macroscópicas exhiben una foliación continua compuesta por bandas monominerales blancas y grises que advierten características miloníticas bien definidas como planos S-C' y estructuras *sigma* (Fig. 4.6–IV *Geología Estructural*). Su mineralogía es poco evidente, pero las bandas blancas están integradas mayoritariamente por componentes carbonatados. Su clasificación como esquisto procede del análisis petrográfico, pues cerca del 40 % de su composición mineralógica está integrada por bandas de clorita de grano muy fino.

En algunas localidades, la foliación está afectada por crenulación (Fig. 2.6b) cuyo eje de charnela posee un rumbo orientado al norte, paralelo a los ejes de charnela del plegamiento que afecta a toda la secuencia del cinturón milonítico. También se ve afectada por fallas normales de carácter dúctil probablemente relacionadas con la Falla Oaxaca debido a la posición de las fallas y de su localización en el área de estudio. La unidad está cortada por numerosas vetas de cuarzo que generalmente penetran de manera paralela a la foliación.

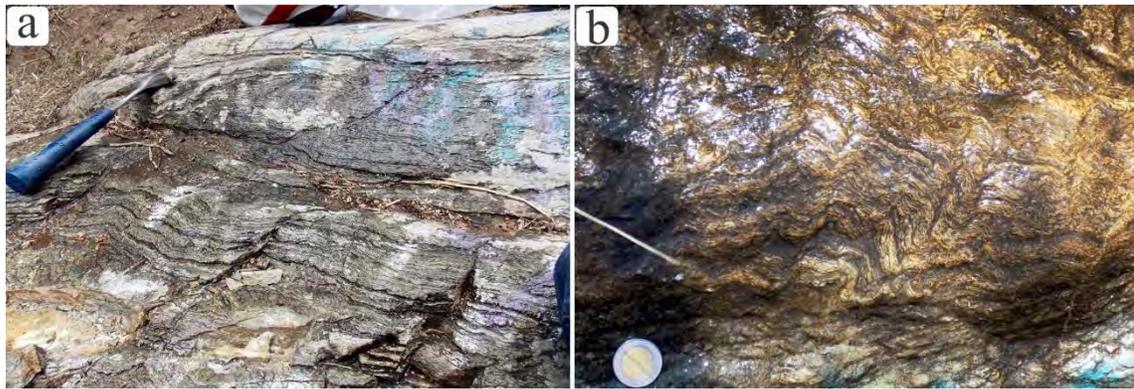


Figura 2.6. a) Aspecto general del esquisto calci-silicatado. b) Crenulación con dirección de acortamiento E-W.

Su afinidad sedimentaria, relaciones de campo y distribución cartográfica permiten correlacionar este litotipo con los paragneises anfibolíticos, y por lo tanto, se asume que el desarrollo de su protolito ocurrió de manera posterior al magmatismo que dio origen a la secuencia de ortogneises básicos y previo a los eventos metamórficos y miloníticos.

2.2.3 Esquisto pelítico

Clasificación: *Esquisto de muscovita con rutilo y pseudomorfos de cianita y granate.*

Localidad: *San Agustín Etna, Oaxaca.*

Coordenadas: *N 17° 12' 5.7'' W 96° 45' 7.3''*

Estructural y estratigráficamente, el esquisto se ubica en la cima del CMSJ, por lo cual se pueden asumir que este litotipo es el más joven de la Unidad Etna. Se localiza a un costado del poblado San Agustín Etna, Oaxaca. Se observa plegado e intercalado con algunas cuarcitas; hacia el oriente, se encuentra en contacto transicional con los esquistos calci-silicatados.

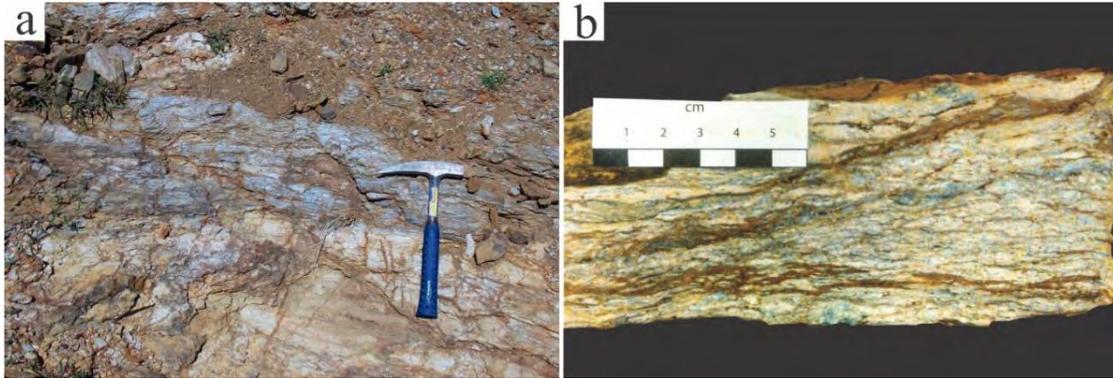


Figura 2.7. a) Esquisto pelítico (azul) intercalado con cuarcitas (pardo) en afloramiento. b) Muestra de mano del esquisto pelítico con cristales azules de más de 2 cm de largo.

El esquisto pelítico tiene una presencia muy escasa (<2 %) en relación a todas las litologías del CMSJ, sus cuerpos tabulares poseen un espesor máximo de 80 cm (Fig. 2.7a) y la secuencia tiene un espesor máximo de 50 m. La roca se encuentra muy alterada, tiene un color entre pardo claro y marrón (debido a la oxidación) con franjas azules (Fig. 2.7b). El esquisto se observa constituido principalmente por mica blanca, bandas de óxidos, cuarzo y abundantes cristales tabulares de color azul-grisáceo que alcanzan más de 2 cm de largo (Fig. 2.7b). Los cristales azul-grisáceo están dispuestos de manera paralela al plano de foliación, contribuyen al desarrollo de la lineación mineral y probablemente consisten en pseudomorfos de cianita o estauroлита. El esquisto contiene rutilo, pero es difícil observarlo a simple vista.

El esquisto mantiene un rumbo general de foliación hacia el noreste y una dirección de inclinación al sureste, dirección opuesta y oblicua a la dirección de inclinación general de la foliación de toda la estructura del CMSJ. La posición opuesta del esquisto se debe a la presencia de un anticlinal con dirección del eje de charnela NE-SW.

2.3 Dique-estratos (*sills*) graníticos

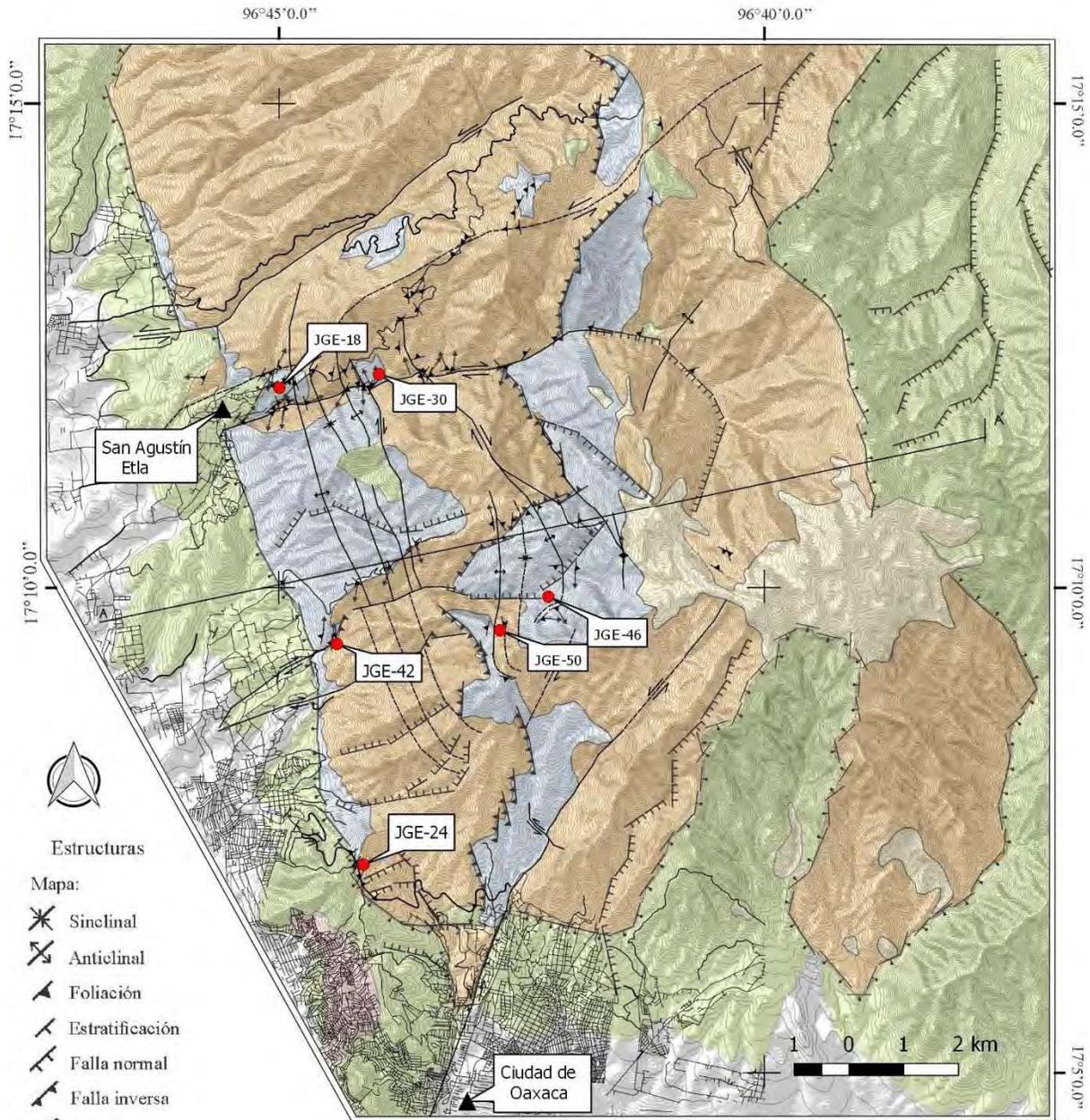
Los ortogneises de composición granítica son rocas foliadas y miloníticas, con texturas mayoritariamente mesomiloníticas y en pocos casos protomiloníticas. Se localizan en sectores diferentes del CMSJ, con una distribución en forma de dique-estratos (*sills*), con un rango de grosor que va de 8 cm a 1.5 m y emplazados dentro de los planos de foliación milonítica de

los ortogneises gabroicos y paragneises cuarzo-feldespáticos anfibolíticos (Figs. 4.5a, b y 4.7c del capítulo *IV Geología Estructural*); también se les observa como cuerpos de mayores dimensiones *aboudinados* con más de 6 m de longitud (Fig. 2.8b). La foliación milonítica propia de estos dique-estratos es paralela a la foliación milonítica del encajonante y así también se manifiesta su lineación mineral y cinemática de la deformación. Debido a estas relaciones estructurales, el desarrollo de su protolito magmático es interpretado como sintectónico al evento milonítico (Alaniz-Álvarez et al., 1994, 1996; este trabajo).

En algunas ocasiones se observan cuerpos con dimensiones de unos pocos metros de grosor, sin una relación estructural clara que permita determinarlos como sintectónicos (Fig. 2.8a). Estos cuerpos graníticos podrían tener un significado tectónico diferente al de los *sills*.



Figura 2.8. a) Cuerpo granítico emplazado dentro de los ortogneises gabroicos. b) Cuerpos graníticos aboudinados, paralelos a la foliación y lineación mineral de la roca encajonante (ortogneis gabroico).



Estructuras

Mapa:

- Sinclinal
- Anticlinal
- Foliación
- Estratificación
- Falla normal
- Falla inversa
- Falla lateral
- Falla normal mayor
- Lineación mineral
- Lineamiento inferido

Sección estructural:

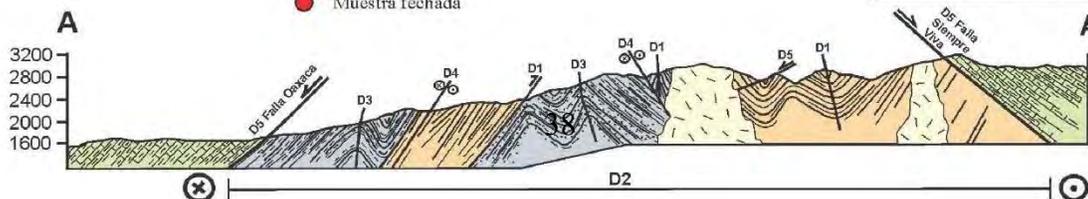
- Falla lateral
- Falla normal
- Falla inversa
- Plano axial

Toponimia

- Carretera
- Camino de terracería
- Zona urbana

Litología

- Ortogneis gabroico (871 ± 8.5 Ma)
- Unidad Etla (Devónico-misisípica)
- Complejo Oaxaqueño (Mesoproterozoico)
- Cobertura sedimentaria (mesozoica-cenozoica)
- Intrusivos hipabisales terciarios
- Muestra fechada



El objetivo de este capítulo es caracterizar el desarrollo metamórfico y las fases de deformación ocurridas en el CMSJ mediante la descripción óptica y química de la mineralogía, las relaciones texturales y el cálculo de sus condiciones termobarométricas.

Las características texturales de las rocas están fuertemente controladas por la fase de deformación milonítica que tuvo lugar en el CMSJ, y por lo tanto las texturas representan fielmente la naturaleza de la deformación. Sin embargo, dicho evento se efectuó de manera parcial, dejando evidencias mineralógicas y texturales relacionadas con eventos tectónicos anteriores que permiten inferir su posible evolución. Las características geométricas o espaciales y el significado tectónico de los atributos de la deformación se abordan en el capítulo *IV Geología Estructural*.

3.1 Ortogneis básico diferenciado

3.1.1 Ortogneis gabroico

3.1.1.1 Petrografía

Este litotipo presenta una fábrica planar-lineal (S-L), compuesta por dominios de foliación y microlitones parcialmente monominerálicos constituidos por anfíbol y plagioclasa que definen una estructura gnéisica (Figs. 3.1a y d). Las características texturales y el tamaño de las bandas monominerales o el tamaño de grano varían en función del grado o estilo de deformación, de la abundancia de las fases presentes y de otros procesos como recuperación (*recovery*), recristalización o diferenciación metamórfica sin y posttectónicos.

El anfíbol y plagioclasa se alternan en una proporción 40–60 %. En conjunto, ambas fases conforman más del 90 % de la mineralogía total. El 10 % restante está ocupado por rutilo, titanita, ilmenita, epidota, clorita, apatito y núcleos relictos de una fase anterior al anfíbol. El cuarzo es escaso o nulo.

La foliación está definida por la orientación de la plagioclasa y anfíbol. Los cristales individuales de plagioclasa comúnmente son euhedrales y no suelen mostrar una orientación preferencial (microlitones), propiciando una foliación espaciada. Las bandas de anfíbol

presentan una geometría que varía en función de la intensidad de la deformación y del estado de esfuerzos. De menor a mayor grado de deformación, las bandas se vuelven menos elongadas o lisas y más aboudinadas o rugosas con cierta asimetría, en algunos casos, los microlitones adoptan forma de lentes, desarrollando una foliación anastomosada (trenzada).

Los dominios de plagioclasa o microlitones contenidos en muestras con mayor grado de deformación se observan como conjuntos de cristales aglomerados equigranulares evidencias de recristalización dinámica tipo BLG (*bulging recrystalization*; Fig. 3.1b) y rotación de subgranos (SRG–*subgrain rotation recrystalization*; Fig. 3.1c). Aproximadamente un 5 % de granos presenta macla polisintética concordante con una composición rica en albíta (oligoclasa o andesina), pero el 95 % restante se observa libre de macla. Se pueden identificar dos tipos de plagioclasa con respecto a su estado de deformación: (1) algunos sectores muestran un mosaico de plagioclasa y anfíbol homogéneamente distribuidos, donde los granos de plagioclasa exhiben una forma elongada y orientación preferencial, definiendo una foliación continua (Fig. 3.1d). Este tipo de plagioclasa ocupa una proporción de ~15 % y manifiesta una considerable sericitización y poseen extinción ondulante. (2) Es más común que la plagioclasa se muestre en un mosaico poligonal cuyos cristales mantienen contactos triples de 100–120° (Fig. 3.1b). Este tipo se localiza comúnmente en los microlitones, ocupa una proporción de ~85 %, se muestra menos alterada a sericita y exhibe extinción uniforme.

Las propiedades ópticas del anfíbol permiten identificarlo como hornblenda. Los dominios de anfíbol son agregados de tres tipos de cristales de acuerdo a su forma y tamaño: los más abundantes (~75 %) son aciculares; también se aprecian cristales tabulares con una proporción de ~15 % que pueden considerarse como porfidoclastos. Dentro de los dominios de anfíbol en forma de aguja se observan bandas de deformación en los que el tamaño de grano del anfíbol es reducido considerablemente (Fig. 3.1e). Los granos de anfíbol acicular se exhiben con su eje c paralelo a la fábrica horizontal y contribuyen al desarrollo de la foliación y lineación mineral. No ocurre lo mismo con los dominios de anfíbol tabular de grano grueso, los cuales se presentan con una orientación aleatoria en la mayoría de los casos, pero principalmente con cortes perpendiculares a su eje c (Figs. 3.1e, f y h). El anfíbol posee evidencias de deformación dúctil como extinción ondulante, *kinking*, formas elongadas orientadas, recristalización y estructuras núcleo-manto (Figs. 3.1f, g y h). En las estructuras

núcleo-manto se puede observar cierta asimetría y los rabos de recristalización están compuestos por subgranos de un anfíbol con características ópticas similares a las del porfidoclasto, indicando que la paragénesis asociada al evento de deformación mantuvo estable la hornblenda.

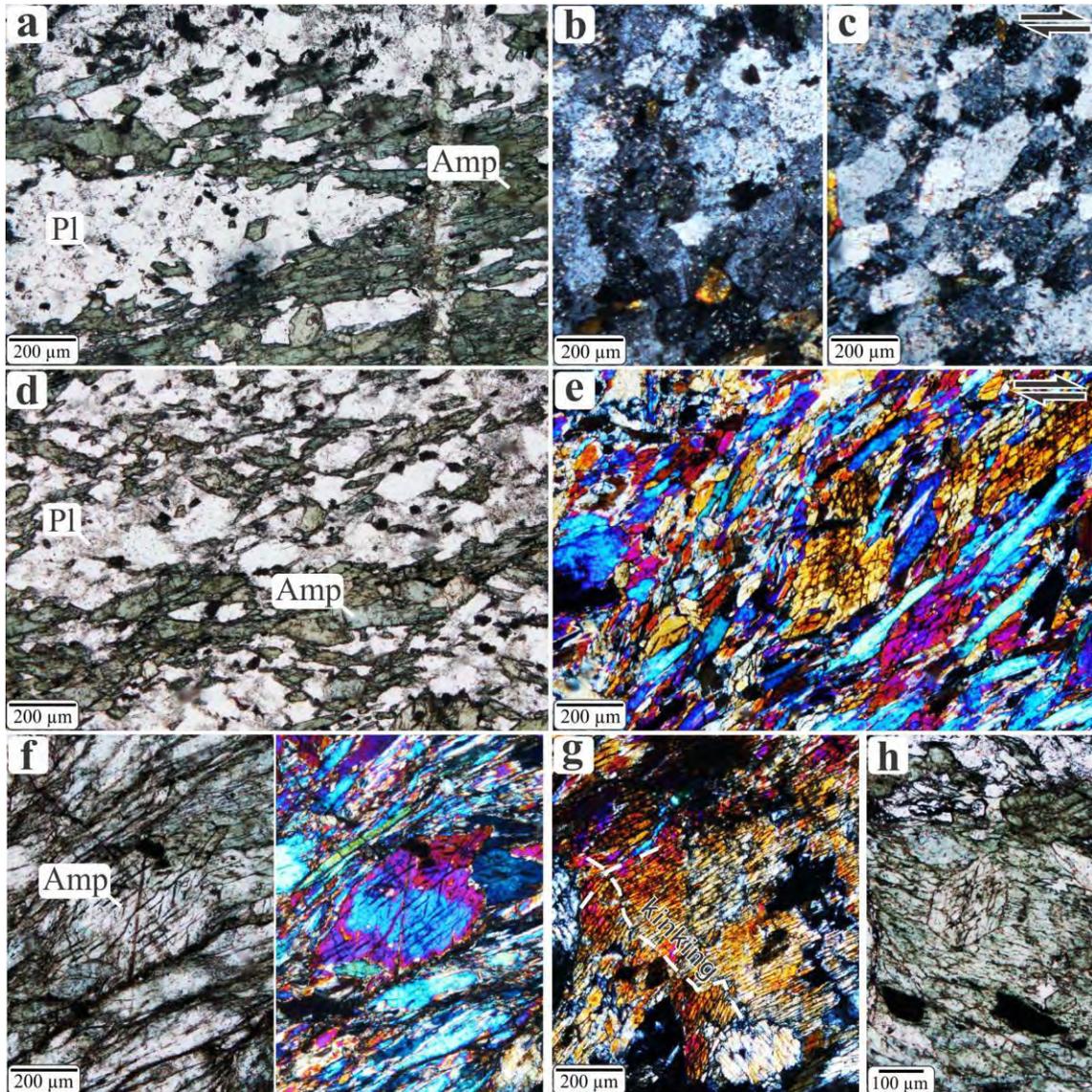


Figura 3.1. a) Fotomicrografía tomada con luz paralela que muestra la textura gnéissica típica de este litotipo, conformada por dominios de cruceo de anfíbol y microlitones aboudinados de plagioclasa euedral. b) Fotomicrografía tomada con analizador que muestra recristalización tipo BLG en plagioclasa. c) Recristalización dinámica tipo SRG en plagioclasa, tomada con analizador. d) Mosaico de plagioclasa y anfíbol que configuran una foliación continua. Imagen tomada con luz paralela. e) Fotomicrografía que permite observar tres dominios diferentes de anfíbol. Descripción en el texto.

Imagen tomada con analizador. f) Fotomicrografías que muestran características de deformación y recristalización en anfíbol, evidenciadas por cambios en las propiedades ópticas. Imagen de la izquierda tomada con luz paralela, derecha con analizador. g) Desarrollo de kinking en anfíbol. Imagen tomada con analizador. h) Recristalización SGR en anfíbol. El material recristalizado (anfíbol) indica condiciones metamórficas similares a las que dieron origen al porfidoclasto.

Algunos dominios de anfíbol muestran microplegamiento de alguna fábrica planar anterior definiendo dos fábricas planares dispuestas a $45\text{--}70^\circ$ entre sí (Figs. 3.1d, 3.2a, a', b y b'). De esta última observación se pueden definir dos eventos de foliación conjugados S_1+S_2 . La fábrica S_2 ha sido sobreimpuesta de manera casi completa y es la estructura dominante actualmente. No hay evidencias directas de que S_1 haya tenido una componente lineal, sin embargo, debido a que está compuesta por anfíboles orientados en la misma dirección, cabría esperar también una fábrica lineal (L_1), aunque su dirección no está clara; mientras que a la componente lineal de S_2 se identifica como L_2 . Lo anterior indica que este litotipo sufrió dos etapas de deformación con fábrica plano-lineal cada una: $D_1 (S_1+L_1) + D_2 (S_2+L_2)$.

Los dominios de crucero y microlitones (bandas de anfíbol y plagioclasa) regularmente mantienen contactos horizontales discretos, y en algunos casos se observa un contacto gradual o transicional en donde el tamaño de grano tanto en anfíbol como en plagioclasa disminuye hasta ≤ 0.01 mm. En muestras con foliación espaciada, los contactos verticales están dispuestos a través de rabos desarrollados por *boudinage* (Fig. 3.1a). En la mayoría de las ocasiones, los *boudines* consisten en microlitones sin foliación compuestos por plagioclasa euédrica recristalizada estáticamente y son envueltos por los dominios foliados de anfíbol acicular, y en otros casos (menos abundantes) la mineralogía está invertida en dichas microestructuras.

Los cristales de anfíbol tabular, y principalmente los de mayor tamaño contienen núcleos con un aspecto isotrópico y corroído que en algunas muestras de grano grueso llegan a medir hasta 1.5 mm (Figs. 3.2c y d). La forma de estos núcleos varía, pueden presentarse como tabulares, hexagonales o en forma de aguja. Aquellos que tienen forma tabular y de aguja normalmente exhiben una inclinación de $\sim 50^\circ$ y a veces subhorizontal ($\sim 10^\circ$) con respecto al dominio de foliación del anfíbol que los contiene. Algunos núcleos poseen un crucero típico de piroxeno (Fig. 3.2c) y otros de anfíbol (Fig. 3.2d). Con imágenes de microscopio electrónico y análisis *EDS* se pueden observar que dichos núcleos están

compuestos por numerosas inclusiones (tal vez exoluciones) de rutilo e ilmenita (Fig. 3.2e). Probablemente el origen de los núcleos corroídos se relaciona con fases magmáticas o metamórficas de alta temperatura debido al alto contenido de titanio.

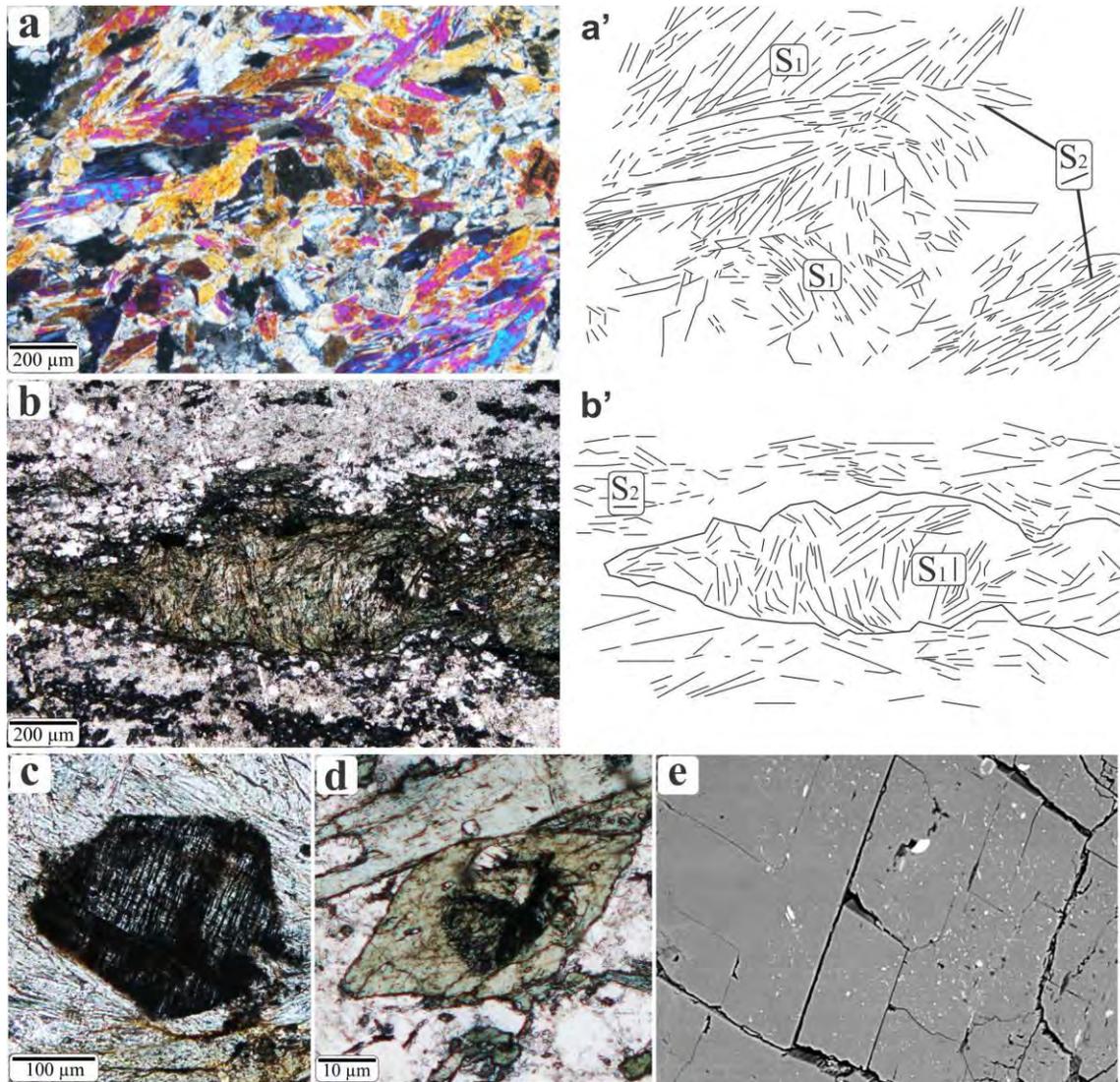


Figura 3.2. a y a') Mosaico de anfíboles que exhibe dos ordenamientos planares de cristales, asociados a la superposición de S_2 sobre S_1 . Fotomicrografía tomada con analizador. b) y b') Banda anfibolítica con boudinage en los bordes. La geometría de la banda y la plagioclasa en la matriz definen la fábrica que corresponde a S_2 , mientras que el ordenamiento de los cristales de anfíbol dentro de la banda conserva un arreglo vertical asociado a S_1 . Fotomicrografía tomada con luz paralela. c) Núcleo de anfíbol con dos planos de cruceo a $\sim 90^\circ$, indicando la posible existencia de piroxenos relacionados con el protolito de este litotipo. Fotomicrografía tomada con luz paralela. d) Núcleo de anfíbol con dos planos de cruceo dispuestos a 120° , indicando una fase anfibolítica previa a la paragénesis actual. Fotomicrografía tomada con luz paralela. e) Fotomicrografía tomada con microscopio electrónico que

muestra con detalle una zona de anfíbol que contiene un núcleo corroído. En el lado derecho del cristal se pueden observar numerosas exoluciones de rutilo e ilmenita, indicando que la fase mineral anterior estaba enriquecida en titanio.

Todas las muestras analizadas contienen asociaciones con fases accesorias como apatito, rutilo, titanita y/o ilmenita con una abundancia que puede llegar a más del 5 % de la mineralogía total. El rutilo posee un tamaño que varía de 0.05-0.35 mm (Fig. 3.3a). Los cristales más pequeños generalmente se distribuyen de manera aislada en la matriz, mientras que los de mayor tamaño se presentan como agregados policristalinos (Fig. 3.3a). El rutilo posee coronas de titanita \pm ilmenita con grosores diferentes, de manera que ningún cristal se encuentra directamente en contacto con las fases adyacentes (Fig. 3.3a). Algunos cristales de rutilo exhiben núcleos de ilmenita, sugiriendo un crecimiento de TiO_2 a partir de FeTiO_3 . También se aprecian agregados policristalinos de rutilo en forma de bandas, configurados paralelamente con respecto a S_2 , están envueltos por una gran proporción de titanita y cantidades pequeñas de ilmenita y rara vez por epidota. Las bandas de $\text{Rt} + \text{Ttn} \pm \text{Ilm} \pm \text{ep}$ alcanzan a medir más de 1 cm de largo y 0.40 mm de ancho (Fig. 3.3a). Esta observación textural permite conjeturar que el crecimiento de rutilo es pre-tectónico al desarrollo de S_2 .

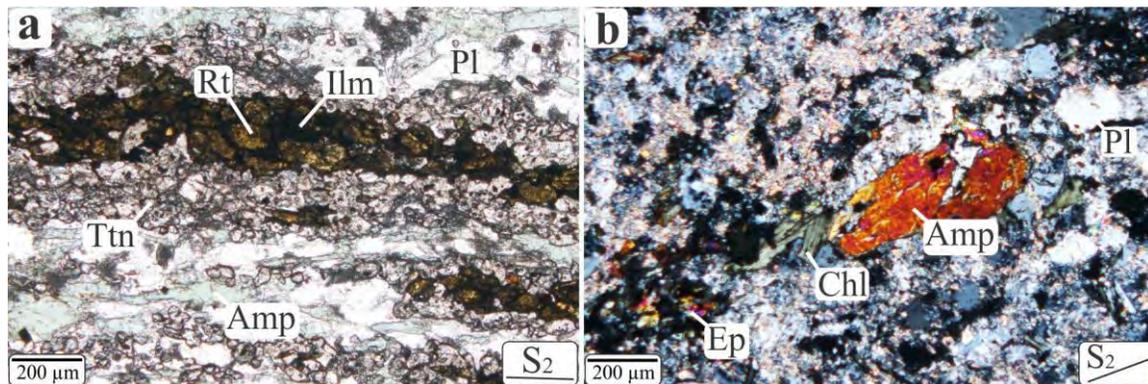


Figura 3.3. a) Banda policristalina de rutilo con algunos núcleos compuestos por ilmenita y con una envoltura de titanita. Fotomicrografía con luz paralela. b) Asociación de Amp + Chl + Ep en forma de banda paralela a la fábrica S_2 . Fotomicrografía tomada con analizador.

Dentro de la matriz de plagioclasa es común observar pequeñas asociaciones de Amp + Ep + Chl \pm Ttn (Fig. 3.3b) con una proporción no mayor al 10 %, lo que sugiere una paragénesis sub-desarrollada que acusa una facies de esquistos verde posterior a la facies de

anfíbolita. Los minerales pertenecientes al grupo de la epidota y clorita dentro de la matriz están orientados en bandas paralelas a S_2 .

Algunas muestras contienen pseudomorfos policristalinos compuestos principalmente por minerales del grupo de la epidota (~80 %) y plagioclasa (~20 %) (Fig. 3.4) que muestran geometrías elipsoidales asimétricas y están inclinados con respecto a la fábrica horizontal S_2 , advirtiendo una deformación no coaxial y su cinemática. Algunos de ellos exhiben una corona compuesta por plagioclasa euhedral con un tamaño de grano notablemente más grueso con respecto a la matriz. De acuerdo con la clase química de la roca, la forma y el tamaño del pseudomorfo, lo más probable es que estos pseudomorfos hayan sido granates asociados a la facies de anfíbolita, y los descritos con corona de plagioclasa incluso podrían haber manifestado zoneamiento composicional.

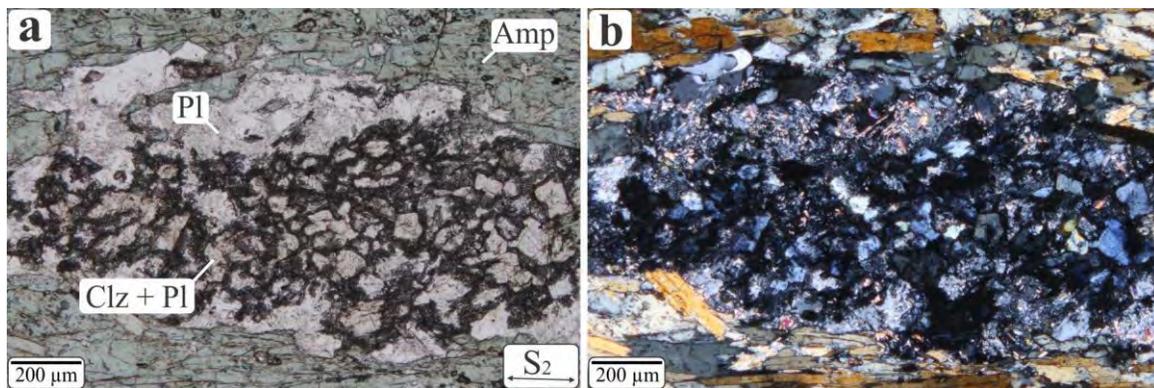


Figura 3.4. a) Pseudomorfos de clinozoisita + plagioclasa después de granate. Fotomicrografía tomada con luz paralela. b) Misma imagen que (a) vista con analizador. El pseudomorfo exhibe una corona de plagioclasa relacionada probablemente a un zoneamiento composicional en el granate.

Las características texturales y mineralógicas de este litotipo indican la presencia de tres eventos tectono-magmáticos: (1) Magmatismo Mg_1 que dio origen al protolito gabroico. (2) Un primer evento metamórfico M_1 en facies de anfíbolita, que da origen a la paragénesis $Hbl + Pl + Grt \pm Rt$ y que ocurre conjuntamente con la primera fase de deformación D_1 , cuyas características geométricas son inciertas. (3) Un nuevo evento de deformación que genera el desarrollo de texturas miloníticas (D_2), el cual re-orienta las características espaciales de D_1 y se desarrolla en condiciones metamórficas de menor grado que M_1 con la siguiente paragénesis de retrogresión: $Pl + Hbl + Ep + Chl \pm Ttn$ (M_2).

3.1.1.2 Química mineral

Los análisis cuantitativos en los ortogneises con protolito gabroico se realizaron principalmente en anfíbol y plagioclasa, con el fin de determinar con mayor aproximación los aspectos metamórficos de M_1 y M_2 . La composición química representativa de las fases minerales se presenta en la tabla 3.2.

La clasificación de los anfíboles está basada en la nomenclatura propuesta por Hawthorne et al. (2012), misma que recomienda la IMA-2012 (*International Mineralogical Association*), mientras que la estequiometría se obtuvo utilizando una hoja de cálculo presentada por Locock (2014). Todos los anfíboles analizados pertenecen al grupo de anfíboles cálcicos entre pargasita y Mg-hornblenda (Fig. 3.6a). En la figura 3.5b se puede observar en el anfíbol sectores pequeños con un tono de gris más oscuro, los cuales son relictos de pargasita, mientras que el resto del cristal corresponde a Mg-hornblenda (Figs. 3.5b, 3.6a).

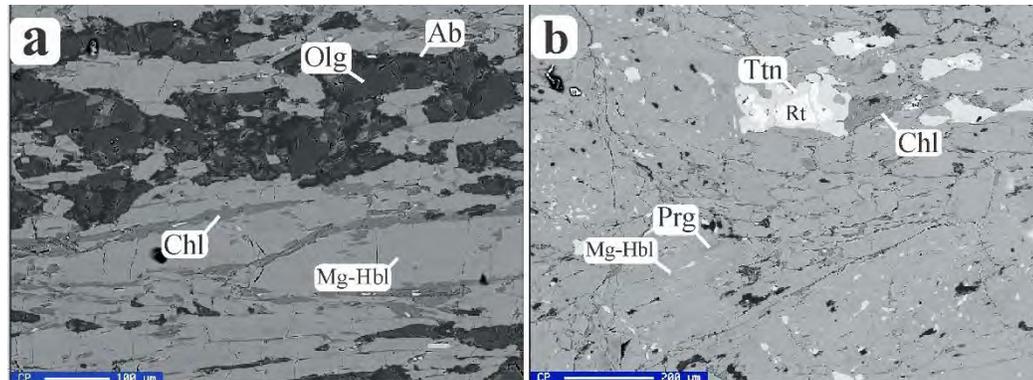


Figura 3.5. Fotomicrografías tomadas con microscopio electrónico. a) Mosaico compuesto por plagioclasa (oligoclasa y andesina) con bordes de retrogresión (albita) y anfíboles cálcicos que definen a S_2 . b) Conjunto de anfíboles clasificados como Mg-hornblenda con relictos de pargasita. La pargasita y el rutilo son parte de la paragénesis M_1 , que posteriormente fue afectada por un proceso milonítico (D_2) que promovió el desarrollo de Mg-hornblenda asociada con titanita y albita.

La plagioclasa analizada se muestran en el diagrama de feldespatos en la figura 3.6b. Las dos muestras poseen dos dominios de plagioclasa de acuerdo con su composición. El primer grupo se ubica dentro del área de la albita con menos de 10 % de componente anortítica y el segundo conjunto cae dentro del campo de la oligoclasa y andesina con un rango de 25-35 % de anortita. La figura 3.5a muestra un mosaico de plagioclasa y anfíbol ordenados en la configuración de S_2 , en la cual la plagioclasa muestra un borde compuesto por albita con un

tono de gris más oscuro con respecto a las zonas centrales que corresponden a una plagioclasa con mayor contenido de anortita. Los bordes de plagioclasa ricos en albita pueden asociarse a un decremento en las condiciones metamórficas, mismo que se comprueba con el crecimiento de clorita en los intersticios de los anfíboles (Fig. 3.5).

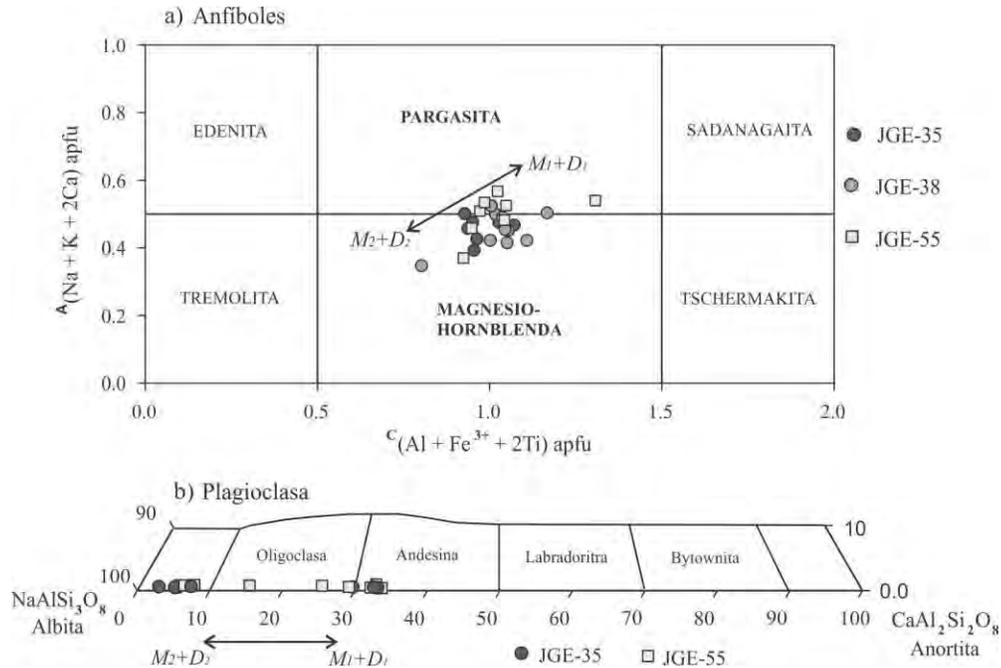


Figura 3.6. a) Diagrama de anfíboles cálcicos sugerido por Hawthorne et al. (2012). Muestra la composición de anfíboles medidos en ortogneises de protolito gabroico. b) Diagrama de feldspatos que muestra la composición de plagioclasa medidos en ortogneises máficos. La mayor parte consisten en plagioclasas ricas en albita (rango de composición que va de albita a andesina).

A medida que incrementa el grado de deformación milonítica y la retrogresión metamórfica, el anfíbol se estabiliza en Mg-hornblenda a partir de pargasita. Esto permite establecer que la pargasita está relacionada con M_1+D_1 , mientras que la Mg-hornblenda a M_2+D_2 . Otras fases asociadas con la pargasita serían el rutilo y la oligoclasa/andesina (y los pseudomorfos de granate), mientras que con la Mg-hornblenda se asocian la titanita, albita y clorita.

3.1.1.3 Termobarometría

Las condiciones metamórficas de este litotipo se obtuvieron mediante termobarometría convencional, empleando el termómetro de Holland y Blundy (1994) que

utiliza pares anfíbol-plagioclasa y está basado en la reacción edenita + albita = richterita + anortita; y el barómetro presentado por Molina et al. (2015), el cual emplea el coeficiente de partición del silicio y aluminio entre la plagioclasa y el anfíbol que depende de la presión, temperatura, fraccionamiento del Al en el sitio T₁ del anfíbol y la proporción de albita.

Tabla 3.1. Se muestran los valores P-T obtenidos mediante los métodos propuestos por Holland y Blundy (1994) y Molina et al. (2015), para los eventos tectónicos identificados como M_1+D_1 y M_2+D_2 en los ortogneises gabroicos.

Muestra	Evento	Método	T (°C)	P (kbar)
JGE-55	M_1+D_1	Holland y Blundy, 1994	683.8 ± 12	-
JGE-55	M_1+D_1	Molina et al., 2015	-	9.9 ± 0.7
JGE-35	M_2+D_2	Holland y Blundy, 1994	521.2 ± 21	-
JGE-35	M_2+D_2	Molina et al., 2015	-	6.3 ± 0.9

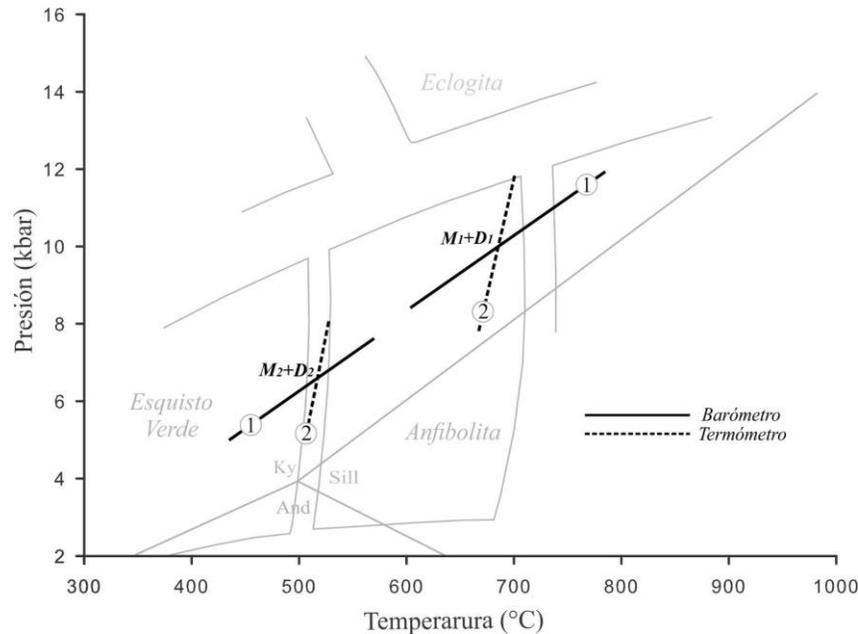


Figura 3.7. Diagrama que muestra las rectas formadas con las ecuaciones resultantes del geobarómetro de Molina et al. (2015) (1) y el geotermómetro de Holland y Blundy (1994) (2). Las intersecciones representan las condiciones de los eventos tectónicos analizados. Se muestra la curva de reacción de titanita-rutilo aproximadamente en 13 kbar para rocas máficas (Liou et al., 1998).

Debido a que la muestra JGE-55 no fue completamente reequilibrada por el evento milonítico (como se observa en la figura 3.6a por el abundante contenido de pargasita), se ocupó para calcular las condiciones de M_1+D_1 utilizando sectores pargasíticos (manchas oscuras de la fig. 3.5b) y los sectores de la plagioclasa más ricos en anortita; mientras que la muestra JGE-35, la cual parece haberse reequilibrado casi totalmente, se utilizó para establecer las condiciones de M_2+D_2 , ocupando la albita y Mg-hornblenda. De este modo, M_1+D_1 ocurrió bajo condiciones de 683.8 ± 12 °C y 9.9 ± 0.7 kbar (~30 km), comprobando un equilibrio en la zona alta de la facies de anfibolita (dentro del campo de la cianita); y M_2+D_2 : 521.2 ± 21 °C y 6.3 ± 0.9 kbar (~19 km), lo que indica un equilibrio en la zona transicional de las facies de anfibolita y esquisto verde (Tabla 3.1 y fig. 3.7). Estas diferencias en las condiciones metamórficas indican también diferencias en profundidad de ~11 km, lo cual podría representar un evento de exhumación entre M_1+D_1 y M_2+D_2 .

3.1.2 Litotipo ultramáfico

3.1.2.1 Petrografía

El litotipo ultramáfico muestra dos dominios texturales y mineralógicos en función de la deformación milonítica (M_2+D_2). La descripción petrográfica se dispone de menor a mayor grado con respecto a la intensidad de la deformación y de su paragénesis respectiva:

Fábrica mesomilonítica o gnéisica. Esta fábrica posee una proporción de porfidoclastos con respecto a la matriz de 50–40 %. A pesar del incremento de matriz conformada principalmente por clorita, el anfíbol aún integra la mayor parte de la estructura de esta roca con una orientación preferencial, desarrollando una foliación gnéisica o textura nematoblástica, y al mismo tiempo definiendo la fábrica lineal.

En esta configuración, el anfíbol posee un tamaño máximo de 6 mm cuando se conserva como porfidoclasto y mínimo <1 mm cuando es integrante de la matriz. Esta fase muestra con mayor evidencia mecanismos de deformación relativos a transmisión de masa por difusión (*TMD*) y deformación intracristalina, por ejemplo, disolución de bordes y recristalización de clorita (Fig. 3.8), recristalización dinámica con rotación de subgranos (*SRG–subgrain rotation recrystallization*), *boudinage* (Figs. 3.8c y d), extinción ondulante, y formas elongadas y orientadas que conforman estructuras *sigma* que indican la cinemática de

la deformación (Fig. 3.8d). La deformación intracristalina en el anfíbol es más efectiva cuando su eje c es perpendicular con respecto a la lineación mineral (Figs. 3.8c y d). Cuando es al contrario, es decir, cuando el anfíbol tiene orientado su eje c de manera paralela a la lineación mineral, los efectos de la deformación atienden con claridad a fracturamiento y desplazamiento friccional (Figs. 3.8a y c).

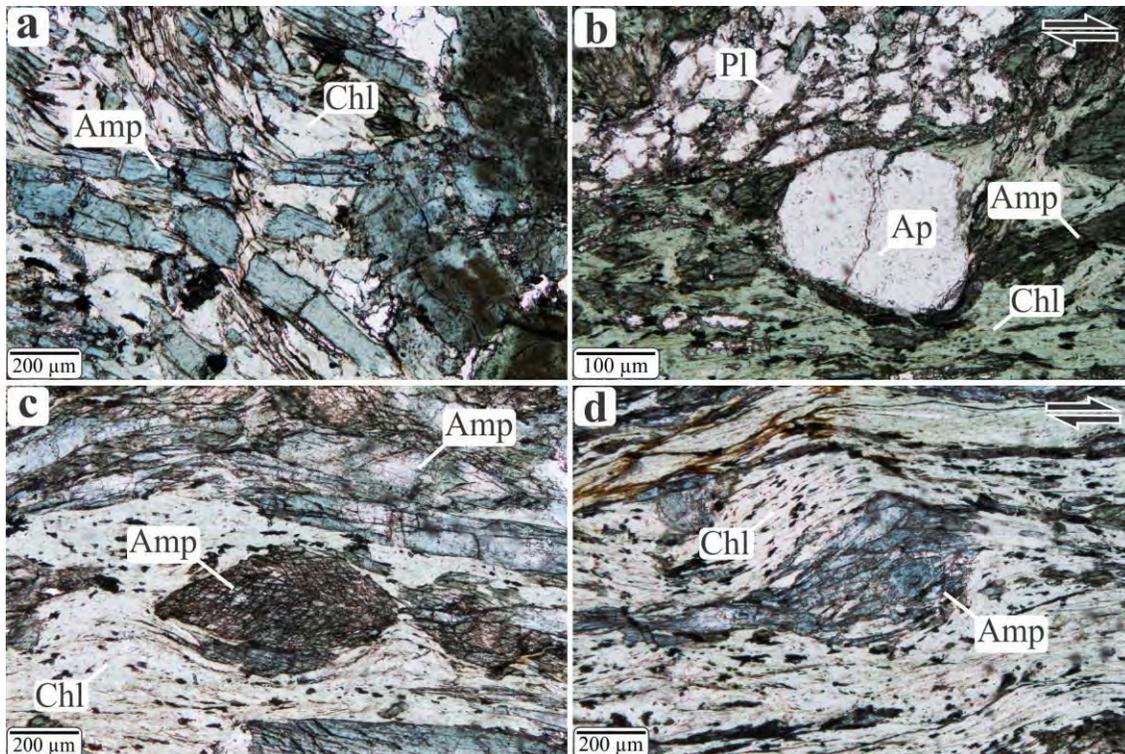


Figura 3.8. Fotomicrografías tomadas con luz paralela. a) Mosaico de anfíboles con cortes paralelos a su eje c que indican una deformación cataclástica. Entre ellos se desarrolla una matriz compuesta principalmente por clorita. b) Apatito mostrando una generación de *tuttle lamellae* rotando en sentido dextral que coincide con la orientación de los granos elongados de plagioclasa (arriba). c) Aspecto textural que indica un comportamiento diferente en el anfíbol con respecto a la deformación dependiente de su orientación (explicación en el texto). d) Cristal de anfíbol con corte perpendicular a su eje c con recrystalización en sus bordes y conformando una estructura sigma que indica una cinemática dextral en la lámina.

Las fases más resistentes a la deformación en este litotipo son el apatito y el rutilo. El apatito únicamente rota con respecto a la cinemática de la deformación no coaxial, desgastando sus bordes y adoptando una forma redondeada, además, exhibe fracturas intragranulares que evolucionan como planos *tuttle lamellae*, los cuáles, una vez formados,

rotan e indican el sentido de la cinemática (Fig. 3.8b). Por otra parte, el rutilo no parece desgastarse ni fracturarse, únicamente se ordena con respecto a la fábrica plano-lineal.

Fábrica ultramilonítica. Cuando la roca alcanza el estado máximo de deformación, el tamaño de grano se reduce hasta formar una matriz mayor al 90 % con respecto a los porfidoclastos, definiendo así una textura ultramilonítica (Sibson, 1977). La matriz está conformada principalmente por clorita y anfíbol con tamaño de grano <0.05 mm, mientras que los porfidoclastos se componen de anfíbol y poseen un tamaño >0.3 mm en su eje mayor (Fig. 3.9b). En la matriz también puede observarse rutilo, apatito y minerales del grupo de la epidota, todos ellos orientados. Debido al tamaño de grano en este estado de deformación, la roca, en muestra de mano o de afloramiento, adquiere un lustre perlado que la confunde con una serpentinita.

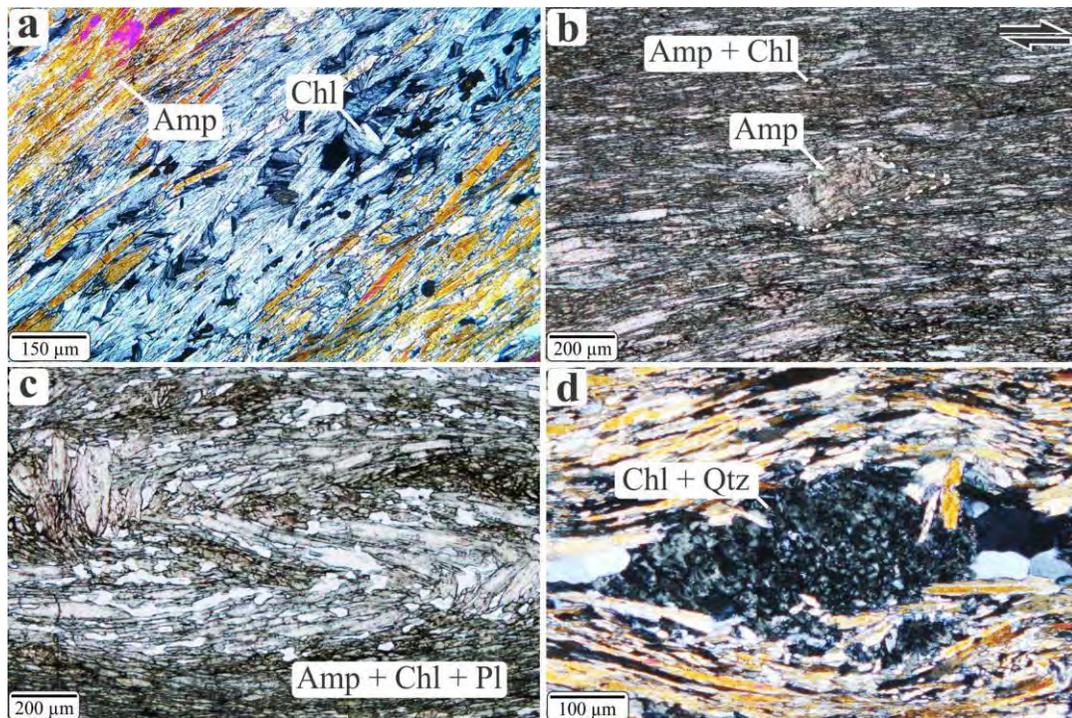


Figura 3.9. a) Bandas compuestas por clorita y anfíbol que desarrollan esquistosidad y una foliación continua. Fotomicrografía tomada con analizador. b) Matriz compuesta por anfíbol y clorita, con menos del 10% de porfidoclastos, formando una textura ultramilonítica. Imagen vista con luz paralela. c) Pliegue sinistral que afecta los dominios foliados de anfíbol + clorita. Fotomicrografía tomada con luz paralela. d) Pseudomorfo de granate compuesto por clorita y cuarzo. Imagen vista con analizador.

El anfíbol y la clorita mantienen una proporción aproximada de 60–40 %, por lo cual este litotipo se denomina esquisto ultrabásico de clorita y anfíbol. Ambas fases suelen desarrollar bandas monominerálicas (Fig. 3.9a) que conforman una foliación continua. Los indicadores cinemáticos comúnmente se conforman por microestructuras *sigma* (Fig. 3.9b) y pliegues (Fig. 3.9c).

En numerosas ocasiones se observan pseudomorfos compuestos por Chl + Qtz después de granate (Fig. 3.9d). De manera semejante que en el litotipo metagabroico, estos pseudomorfos o agregados policristalinos fueron retrogradados y deformados como consecuencia de M_2+D_2 , dando como resultado estructuras aboudinadas asimétricas que indican el sentido de la rotación. Estos granates hipotéticos son correlacionables con las características termobarométricas del litotipo metagabroico, y permiten suponer que la paragénesis de M_1+D_1 estuvo compuesta por: Amp + Grt + Rt \pm Pl y M_2+D_2 estaría integrada por: Amp + Chl + Ep + Ttn \pm Qz \pm Pl.

3.1.2.2 Química mineral

Se analizó un conjunto de fases constituyentes (Amp, Pl, Chl, Rt, Ttn e Ilm) del litotipo ultramáfico en dos muestras, una de ellas con textura gnésica (JGE-50c) y la otra con textura ultramilonítica (JGE-45); con el fin de aproximar su estado y evolución metamórfica. Los resultados pueden consultarse en la tabla 3.2. La clasificación y nomenclatura para los anfíboles es la misma que fue empleada en los ortogneises gabroicos (Hawthorne et al., 2012). Todos los anfíboles poseen una composición cálcica; sin embargo, aquellos que pertenecen a la muestra con textura gnésica contienen una proporción mayor de TiO₂, Al₂O₃, FeO₂, Na₂O, y K₂O con respecto a aquellos que componen la textura ultramilonítica y la estequiometría (Locock, 2014) permite clasificarlos como pargasitas; mientras que aquellos anfíboles contenidos en la muestra de textura ultramilonítica se clasifican como Mg-hornblendas (Fig. 3.10) y se ven empobrecidas en los cationes mencionados antes y enriquecidas en SiO₂, MgO y CaO (tabla 3.2). La diferencia química de los anfíboles contenidos en ambas muestras indica un cambio en las condiciones metamórficas (Fig. 3.10).

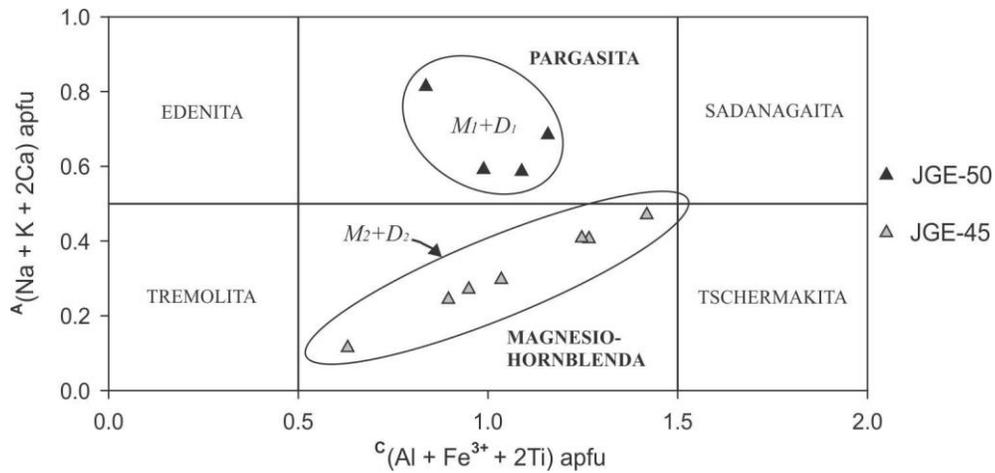


Figura 3.10. Diagrama de anfiboles cálcicos sugerido por Hawthorne et al. (2012). Muestra la composición de anfiboles medidos en la Unidad Ultramáfica. Los anfiboles de composición pargasítica se asocian al evento M_1+D_1 y están contenidos en una muestra con textura granoblástica mientras que las Mg-hornblendas se relacionan con M_2+D_2 y los contiene un esquistos ultramilonítico de clorita y anfibol.

Tabla 3.2. Se muestra la composición química de las fases minerales medidas en el ortogneis gabroico con microsonda electrónica. Las concentraciones de elementos están dadas en % en peso y los cationes totales fueron calculados utilizando la hoja de cálculo de Locock (2014) para los anfíboles y *Calcmin* (Brandelik, 2009) para plagioclasa y clorita.

Litotipo metagabroico							Litotipo Ultramáfico														
Anfíbol							Plagioclasa				Anfíbol		Clorita		Rutilo		Ttn				
JGE-35		JGE-38		JGE-55			JGE-35		JGE-55		JGE-50	JGE-45	JGE-50	JGE-45	JGE-50	JGE-50	JGE-50				
Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde		Borde	Núcleo	Borde	Núcleo											
SiO ₂	46.03	46.39	44.72	45.01	44.07	47.67	SiO ₂	67.5	59.93	65.9	63.62	SiO ₂	42.17	47.36	SiO ₂	27.21	28.02	TiO ₂	95.78	TiO ₂	36.58
TiO ₂	0.38	0.33	0.51	0.57	0.96	0.44	Al ₂ O ₃	20.2	24.95	20.6	22.39	TiO ₂	0.73	0.38	TiO ₂	0.09	0.05	FeO	0.68	SiO ₂	30.18
Al ₂ O ₃	11.9	11.4	12.5	12.08	12.05	10.0	CaO	0.58	6.26	1.35	3.33	Al ₂ O ₃	13.49	11.15	Al ₂ O ₃	21.01	21.66	CaO	0.44	CaO	30.82
Cr ₂ O ₃	0.02	0.0	0.0	0.0	0.02	0.0	Na ₂ O	11.7	8.32	11.4	10.24	Cr ₂ O ₃	0.0	0.16	FeO	17.47	15.08	SiO ₂	0.03	FeO	0.75
MnO	0.28	0.28	0.2	0.25	0.2	0.2	K ₂ O	0.11	0.11	0.15	0.14	MnO	0.18	0.21	MnO	0.16	0.16	Total	96.95	Al ₂ O ₃	1.02
FeO	13.1	12.82	15.1	15.0	16.0	15	BaO	0.0	0.0	0.0	0.0	FeO	15.72	13.52	MgO	21.36	22.79			MnO	0.03
MgO	12.9	13.13	11.2	11.6	10.7	12.6	Total	100	99.5	99.5	99.7	MgO	11.05	13.09	H ₂ O	11.85	12.09			MgO	0.01
CaO	11.9	12.02	11.6	11.8	11.6	11.6	Si	2.96	2.68	2.91	2.82	CaO	11.6	11.86	Total	99.15	99.85				
Na ₂ O	1.7	1.51	1.7	1.42	1.8	1.54	Al	1.04	1.31	1.07	1.17	Na ₂ O	2.2	1.34	Si	5.51	5.55				
K ₂ O	0.47	0.44	0.42	0.56	0.63	0.35	Ba	0.0	0.0	0.0	0.0	K ₂ O	0.76	0.18	Al(IV)	2.49	2.44				
H ₂ O	2.0	2.07	2.04	2.04	2.02	2.05	Ca	0.03	0.3	0.06	0.15	H ₂ O	2.02	2.07	Al(VI)	2.52	2.62				
Total	100.9	100.4	100.2	100.4	100.2	101.6	Na	0.99	0.722	0.98	0.88	Total	99.9	101.3	Ti	0.01	0.007				
Si	6.62	6.68	6.54	6.55	6.47	6.82	K	0.01	0.006	0.01	0.008	Si	6.23	6.74	Fe	2.95	2.5				
Ti	0.04	0.03	0.05	0.06	0.1	0.04	Total	5.02	5.025	5.04	5.03	Ti	0.08	0.04	Mn	0.02	0.02				
Al(IV)	1.37	1.31	1.45	1.44	1.52	1.17	An	0.03	0.292	0.06	0.15	Al(IV)	1.76	1.25	Mg	6.44	6.74				
Al(VI)	0.65	0.63	0.70	0.62	0.63	0.52	Ab	0.97	0.702	0.93	0.84	Al(VI)	0.58	0.61	XMg	0.68	0.72				
Fe ³⁺	0.19	0.26	0.19	0.35	0.17	0.3	Or	0.01	0.006	0.01	0.008	Fe ³⁺	0.40	0.34							
Fe ²⁺	1.32	1.25	1.57	1.43	1.73	1.42						Fe ²⁺	1.48	1.20							
Mn ²⁺	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02						Mn ²⁺	0.02	0.02							
Mg	2.78	2.82	2.46	2.52	2.35	2.69						Mg	2.43	2.77							
Ca	1.83	1.85	1.83	1.84	1.83	1.78						Ca	1.83	1.81							
Na	0.47	0.42	0.48	0.39	0.51	0.42						Na	0.63	0.36							
K	0.08	0.08	0.07	0.10	0.11	0.06						K	0.14	0.03							
Total	15.4	15.3	15.4	15.3	15.4	15.31						Total	15.6	15.2							

3.2 Unidad Etna

La Unidad Etna es una secuencia metasedimentaria compuesta por paragneises cuarzo-feldespáticos anfíbolíticos con granate, esquistos calci-silicatados de calcita y clorita con rutilo y esquistos pelíticos de mica blanca con rutilo y pseudomorfos de granate y cianita; todas las unidades fueron afectadas por el evento metamórfico M_1+D_1 ; este mismo afectado posteriormente por el evento milonítico M_2+D_2 y por un evento de deformación D_3 que consiste en plegamiento. Las relaciones estratigráficas indican que los protolitos de esta unidad se depositaron encima de los protolitos gabroicos del ortogneis básico diferenciado antes de la primera etapa metamórfica.

3.2.1 Paragneis anfíbolítico

3.2.1.1 Petrografía

El 90 % de su mineralogía está compuesta por plagioclasa (~17 %), cuarzo (~23 %) y hornblenda (~56 %) con pequeñas variaciones en el contenido modal de cada fase entre las diferentes muestras. El 4 % restante está ocupado por granate, apatito, minerales del grupo de la epidota (incluyendo zoisita, clinozoisita y allanita), clorita, biotita y óxidos de Fe-Ti. La mineralogía indica que el protolito pudo haber sido una arcosa máfica o alguna litología volcanosedimentaria.

Este litotipo se exhibe de tres maneras en función de su textura de deformación no coaxial (M_2+D_2) y mineralogía: ultramilonítico, mesomilonítico y protomilonítico.

Fábrica ultramilonítica. Las muestras que contienen una textura ultramilonítica exhiben foliaciones continuas y discontinuas. El primer caso presenta una continuidad cercana al 100 %, con cristales de anfíbol, plagioclasa y cuarzo elongados y alineados (Fig. 3.11b). Es común observar en todas las muestras planos S-C' que indican la cinemática (Fig. 3.11c). Los mecanismos de recristalización dinámica predominantes observados son: *rotación de subgranos* (SGR) en plagioclasa y GBM (*High-Temperature Grain Boundary Migration*) en cuarzo. En las muestras que presentan una foliación espaciada, los microlitones se componen de cristales euhedrales de plagioclasa con mecanismos de recristalización tipo *bulging* y *rotación de subgranos* (SGR), mientras que los dominios de foliación se componen

principalmente de hornblenda. Estas fábricas muestran una foliación anastomosada con microlitones aboudinados y sigmoidales y una textura compuesta por planos S-C (Fig. 3.11e).

Sin importar el tipo de foliación, todas las muestras ultramiloníticas contienen una matriz (>90 %) compuesta por plagioclasa, cuarzo, hornblenda y granate, mientras que los porfidoclastos consisten en cristales de apatito, granate y hornblenda (Figs. 3.11a, b y f).

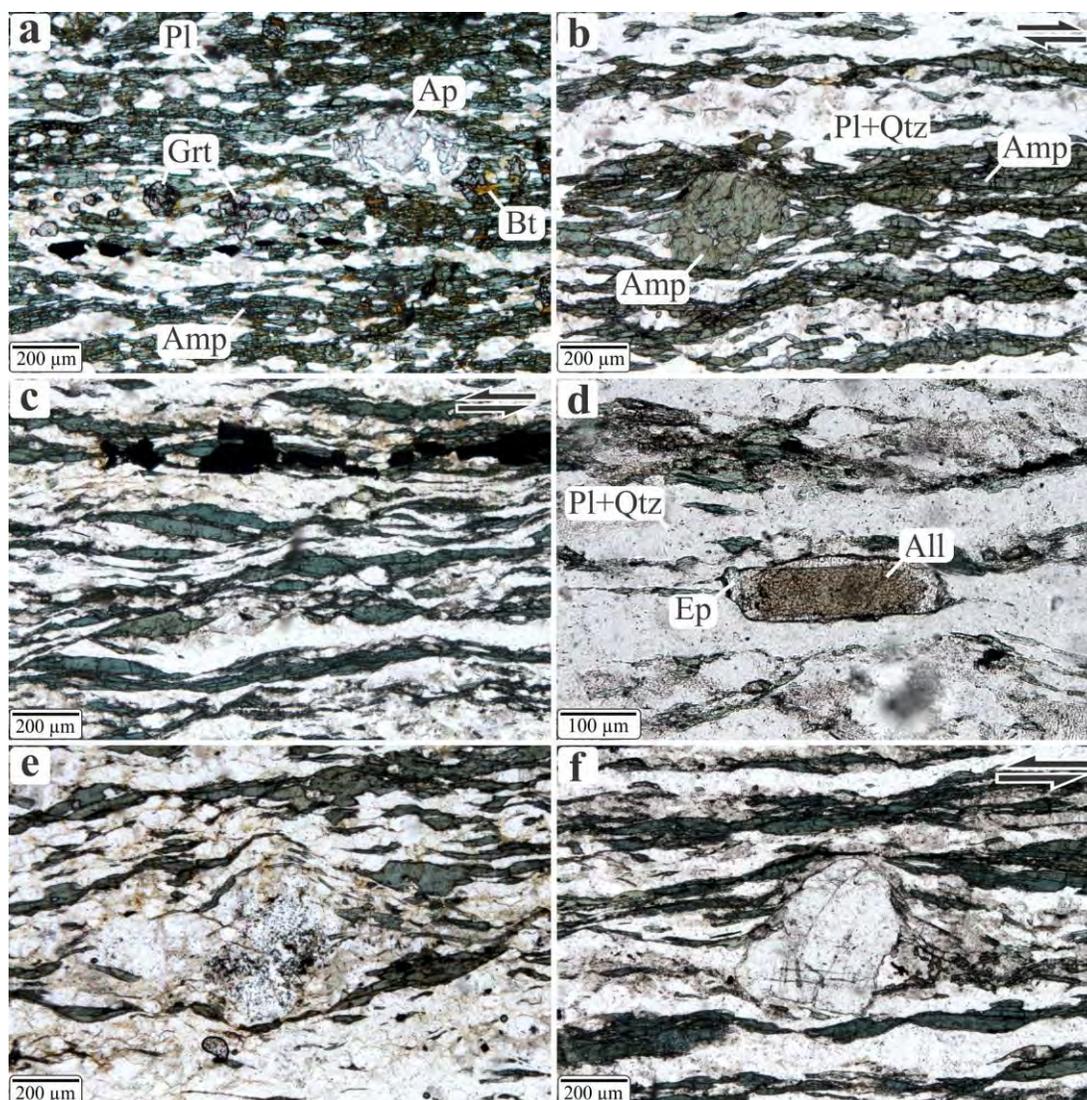


Figura 3.11. Todas las fotomicrografías vistas con luz paralela. a) Mosaico que muestra una textura de foliación continua, definida por el ordenamiento de anfíbol, plagioclasa, cuarzo y biotita, con porfidoclastos de apatito y granate. b) Porfidoclasto de hornblenda con forma sigmoidal que define planos S-C y una cinemática dextral en la lámina. c) Textura configurada por planos S-C, definidos por el ordenamiento del anfíbol y evidenciando una cinemática sinistral en la lámina. d) Cristal de allanita con borde de epidota dentro de una matriz de cuarzo, feldespato y anfíbol. e) Textura con

foliación discontinua debido a la presencia de microlitones de plagioclasa que en ocasiones forman planos S-C. f) Porfidoclasto de apatito configurando una estructura tipo delta con sentido de rotación sinistral en la lámina.

La mineralogía en la matriz contiene las siguientes características: la plagioclasa muestra un tamaño de grano de 0.05–0.20 mm, está libre de macla, exhibe extinción ondulante y presenta formas elongadas y orientadas. El cuarzo se puede observar distribuido en la matriz o en bandas elongadas o listones (*ribbons*) con evidencias de deformación plástica, como son recristalización dinámica SGR y GBM. Generalmente tiene un tamaño de <0.05–0.2 mm. La hornblenda se presenta con un tamaño de 0.10–0.40 mm. El granate tiene una abundancia muy escasa, con una proporción modal menor al 2 % que generalmente se distribuye como aglomerados aislados, fragmentados y ordenados con respecto a la foliación (Fig. 3.11a) debido a la milonización. Suelen poseer un diámetro de ~0.07 mm., y por lo general están alterados a biotita en sus bordes cuando se ubican en áreas cercanas a fracturas que cortan la foliación y que están rellenas con biotita y óxidos; sin embargo, cuando no hay alteración secundaria, el granate raramente presenta coronas de retrogresión compuestas por epidota (probablemente clinzoisita) y clorita. La clorita está configurada paralela a la foliación y siempre manteniendo cierta relación con la biotita, presenta un tamaño máximo de 0.3 mm de longitud y 0.1 mm de ancho. Se observan aislados granos del grupo de la epidota con el mismo diámetro del granate-matriz pero siempre en agregados policristalinos compartidos con óxidos de Fe-Ti.

En cuanto a los porfidoclastos, se observa apatito con forma redondeada o elipsoidal y funciona como excelente indicador cinemático. Muestra una tenue extinción ondulante pero también fracturamiento. Por lo general, desarrolla una geometría sigmoidal y en escasas ocasiones estructuras tipo *delta* (Fig. 3.11f), con rabos de recristalización compuestos por cuarzo y apatito. Sus características sugieren una deformación transicional frágil-dúctil en la fase (no en la roca) que varía entre una muestra y otra. Exhiben un tamaño de 0.3 mm de diámetro y cuando están elongados alcanzan 0.4 mm en el eje más largo de la elipse. El granate tiene un diámetro de 0.25 mm (~3.5 veces más grande con respecto al granate-matriz; Fig. 3.11a). Posee una forma subedral o euhedral y no posee inclusiones notables. Cuando el anfíbol aparece como porfidoclasto generalmente se muestra con cortes perpendiculares a su

eje c. Exhibe recristalización dinámica, estructuras tipo núcleo-manto, extinción ondulante y formas elongadas o elipsoidales y sigmoidales (Fig. 3.11b). Cuando el corte es transversal o paralelo a su eje c, los cristales alcanzan a medir hasta 2 mm de longitud. En algunos casos el anfíbol muestra alteración de clorita en sus bordes, particularmente cuando forman microestructuras *sigma*. Lo anterior indica que la deformación se desarrolló en facies de esquisto verde.

Las muestras con foliación espaciada y anastomosada presentan agregados policristalinos de plagioclasa con un tamaño de hasta 3 mm de largo (Fig. 3.11e). Los agregados policristalinos están compuestos por subcristales euhedrales de feldespato con tamaño de 0.05–0.10 mm (mismo tamaño que los granos que componen la matriz que les rodea), y contienen una pequeña cantidad de epidota, clorita y/o biotita (<10 %). La forma de estos agregados es *aboudinada* y *sigmoidal*, están orientados de acuerdo al flujo milonítico y contribuyen al desarrollo de fábricas S-C. La asimetría de los agregados y los planos C que desarrollan permiten distinguir la cinemática de la deformación.

Algunas muestras exhiben un plegamiento débil asimétrico, cuyo eje de charnela es oblicuo con respecto a la lineación milonítica (L_2). Este plegamiento da origen a una nueva fábrica denominada D_3 , la cual no se presenta en el litotipo metagabroico probablemente debido a su reología.

Fábrica mesomilonítica. Esta fábrica es escasa y mantiene constante la mineralogía del litotipo compuesta por: plagioclasa, cuarzo, hornblenda, apatito, epidota (zoisita, clinozoisita y allanita), clorita, biotita y óxidos de Fe-Ti, más una cantidad escasa de titanita (Fig. 3.12). Posee una foliación espaciada debido a los porfidoclastos pero no hay presencia de microlitones. La proporción de porfidoclastos es de 35 %, compuestos por hornblenda, plagioclasa y apatito (Fig. 3.12). El tamaño de grano es de 0.10–1 mm. Los cristales de hornblenda suelen desarrollar rabos de recristalización asimétricos compuestos por clorita que se integra a la matriz y desarrollan estructuras tipo *sigma* y *delta*. Los porfidoclastos de plagioclasa muestran recristalización dinámica en los bordes (Fig. 3.12d), generan estructuras núcleo-manto y exhiben extinción ondulante. También es notable la presencia de microfracturas con o sin deslizamiento friccional y dilatación, provocando estructuras tipo

pull-apart con recristalización de clorita en el espacio abierto (Fig. 3.12b) y *libros rotados* (Fig. 3.12e).

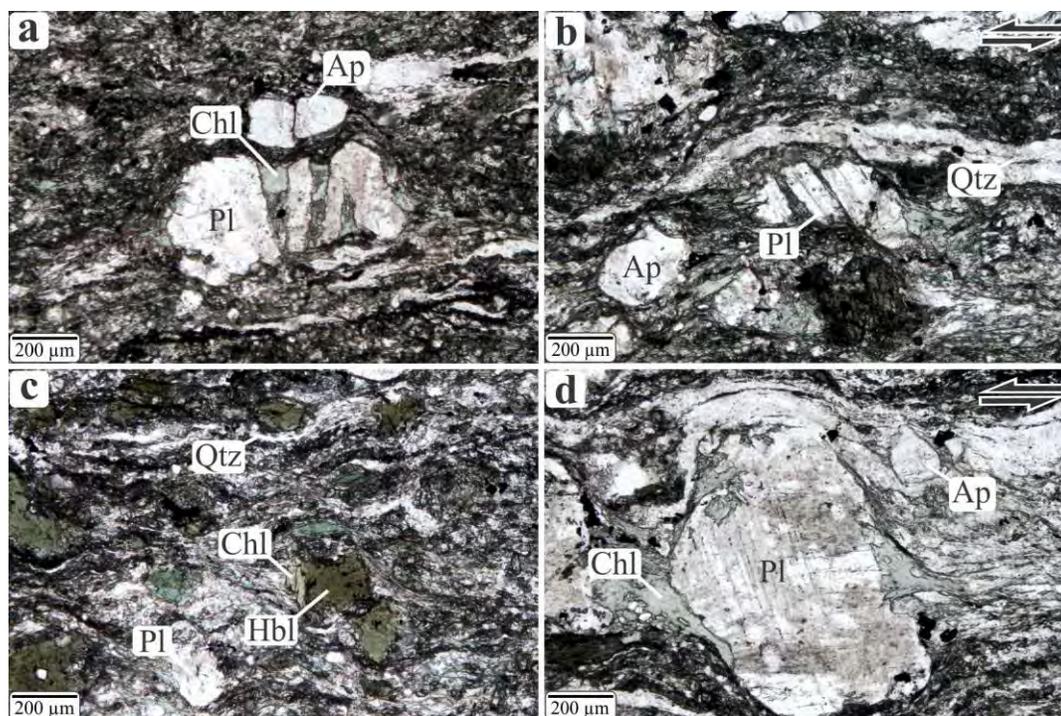


Figura 3.12. Todas las Fotomicrografías tomadas con luz paralela. a) Cristales de apatito y plagioclasa con fracturas y estructuras *pull-apart*. b) Estructura tipo dominó conformada por un porfidoclasto de plagioclasa. c) Mosaico que ilustra la textura mesomilonítica con porfidoclastos de hornblenda y plagioclasa. d) Porfidoclasto de plagioclasa configurando una estructura *delta* y rotando en sentido sinestral en la lámina.

Fábrica protomilonítica (Fig. 3.14). Este tipo de fábrica es también poco abundante en el CMSJ. Su mineralogía es menos amplia y está compuesta por hornblenda, plagioclasa, cuarzo y clorita. La proporción de porfidoclastos es de ~65 %, están compuestos por hornblenda y poseen un tamaño de 0.5–1.5 mm. La matriz integra el resto de la mineralogía mencionada con un tamaño de grano <0.5 mm.

La mayor cantidad de porfidoclastos de anfíbol muestran un corte transversal o paralelo al eje c y constituyen la fábrica lineal. Sin embargo, los cristales que presentan un corte perpendicular desarrollan estructuras evidentes tipo *sigma* que indican la cinemática de la deformación (Fig. 3.14). Sus rabos de recristalización asimétricos se componen de clorita.

Este tipo de estructuras indican que el anfíbol (en este caso hornblenda) se deforma con mayor facilidad cuando la dirección del flujo de la deformación es perpendicular al eje c.

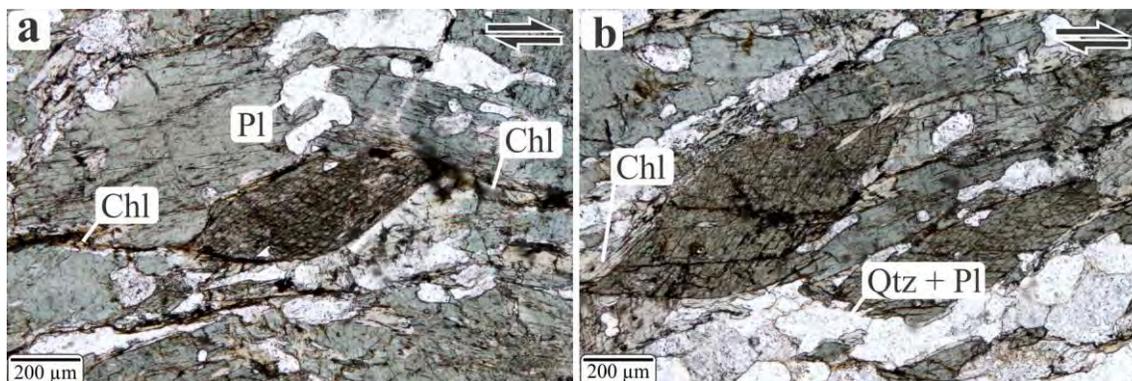


Figura 3.14. a) y b) Fotomicrografías tomadas con luz paralela que muestran texturas desarrolladas en fábricas de grano grueso y protomiloníticas. La hornblenda suele desarrollar estructuras *sigma* que acusan una cinemática dextral en la lámina, con rabos de recrystalización compuestos por clorita y una matriz configurada por cuarzo y plagioclasa. Las estructuras de deformación poseen un mejor desarrollo cuando los cristales de anfíbol tienen una orientación con su eje c perpendicular a la dirección de arrastre tectónico.

La textura y mineralogía de este litotipo (incluyendo todas sus fábricas) indican cuatro eventos tectono-sedimentarios: (1) Sedimentación que dio origen al protolito de este litotipo S_0 . (2) Evento metamórfico M_1+D_1 que permite el desarrollo de la paragénesis $Hbl + Pl + Grt \pm Qz$. (3) Fase de deformación D_2 que genera fábricas miloníticas en facies de esquistos verde y originó una nueva paragénesis M_2 compuesta por $Hbl + Pl + Chl + Ep \pm Qz$. (4) Una fase tenue de deformación considerada como D_3 , que pliega estructuras D_2 sin metamorfismo.

3.2.1.2 Química mineral

Se analizó una sola muestra de este litotipo (JGE-49), seleccionada por la presencia de granate. El objetivo de este análisis consistió en la observación de las relaciones texturales y la obtención de la composición química de minerales para estimar las condiciones metamórficas. Las fases analizadas fueron plagioclasa, anfíbol y granate.

La plagioclasa (Fig. 3.15a y tabla 3.5) se clasifica principalmente como oligoclasa con 20–30 % de contenido anortítico, y en menor cantidad como andesina con un 30–33 % de anortita. Ambos casos se asocian a M_1+D_1 . Únicamente un punto medido en el borde de un

crystal presenta una composición más cercana al miembro albítico (15 % An), éste último asociado a la retrogresión causada por la milonitización M_2+D_2 .

La caracterización estequiométrica del anfíbol (Fig.3.15b y tabla 3.5) se realizó –al igual que en el litotipo máfico– empleando la nomenclatura propuesta por Hawthorne et al. (2012), y la hoja de cálculo desarrollada por Locock (2014). Los resultados permiten clasificarlos como Fe-hornblendas, con una cantidad de Al_2O_3 de 13–16 %. Su graficado es una proyección a partir del miembro extremo férrico sobre el campo de la Mg-hornblenda en el diagrama de anfíboles cálcicos (Fig. 3.15b); en él se puede observar un grupo de anfíboles con cierta dispersión y cercano al campo de la pargasita.

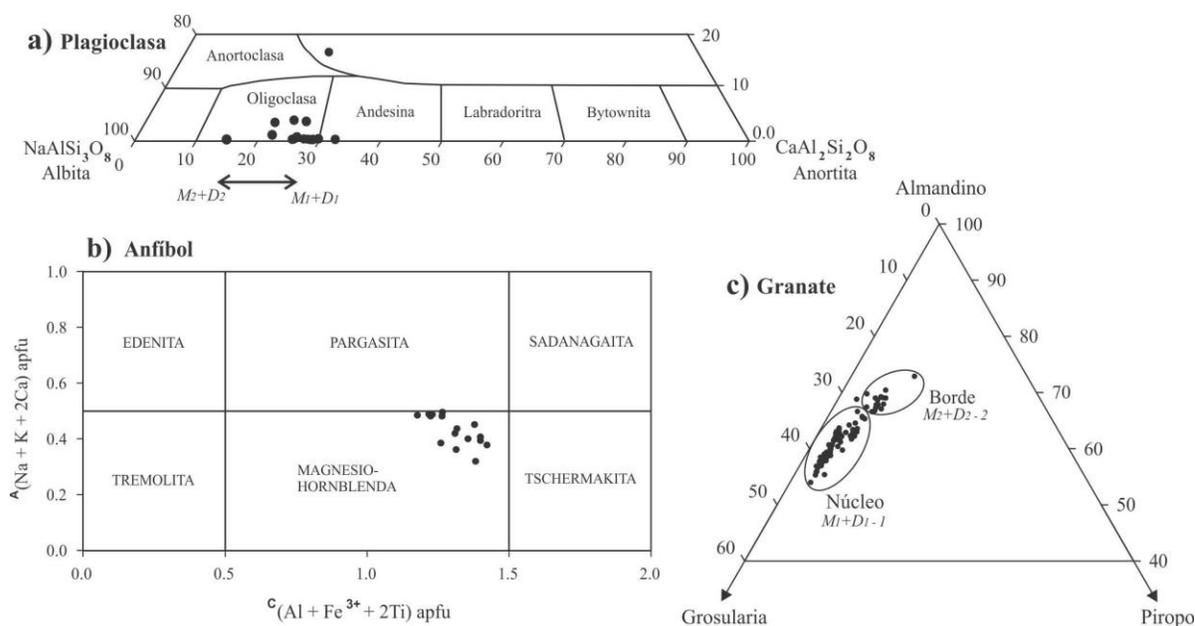


Figura 3.15. a) Diagrama de feldspatos que muestra la composición de plagioclasa. b) Diagrama de anfíboles cálcicos que muestra la composición de anfíboles proyectados a partir del *end member* rico en hierro (Fe-hornblenda). c) Diagrama ternario que muestra la composición y variación química del granate con respecto a su núcleo y borde.

Con respecto al granate (Figs. 3.15c y tabla 3.5), las imágenes de electrones retrodispersados revelan un núcleo con inclusiones y un borde casi libre de inclusiones (Fig. 16). Las mediciones en este mineral se realizaron a través de secciones para estudiar su comportamiento químico, los cuales indican que los núcleos están enriquecidos principalmente en almándino (~55–60 %) y un 30–40 % de grosularia. El contenido de piropo

es de 2–4 %, mientras que la espesartina muestra un comportamiento de empobrecimiento hacia los bordes en forma de campana (Fig. 3.16b), indicando un desarrollo prógrado y continuo. Los bordes indican un ligero incremento de X_{Mg} y X_{Mn} en un $\sim 7\%$. Así también ocurre con el X_{Fe} , mientras que el X_{Ca} disminuye un $\sim 18\%$. El cambio en la composición química del granate entre el núcleo y el borde es abrupto, indicando dos pulsos de crecimiento independientes.

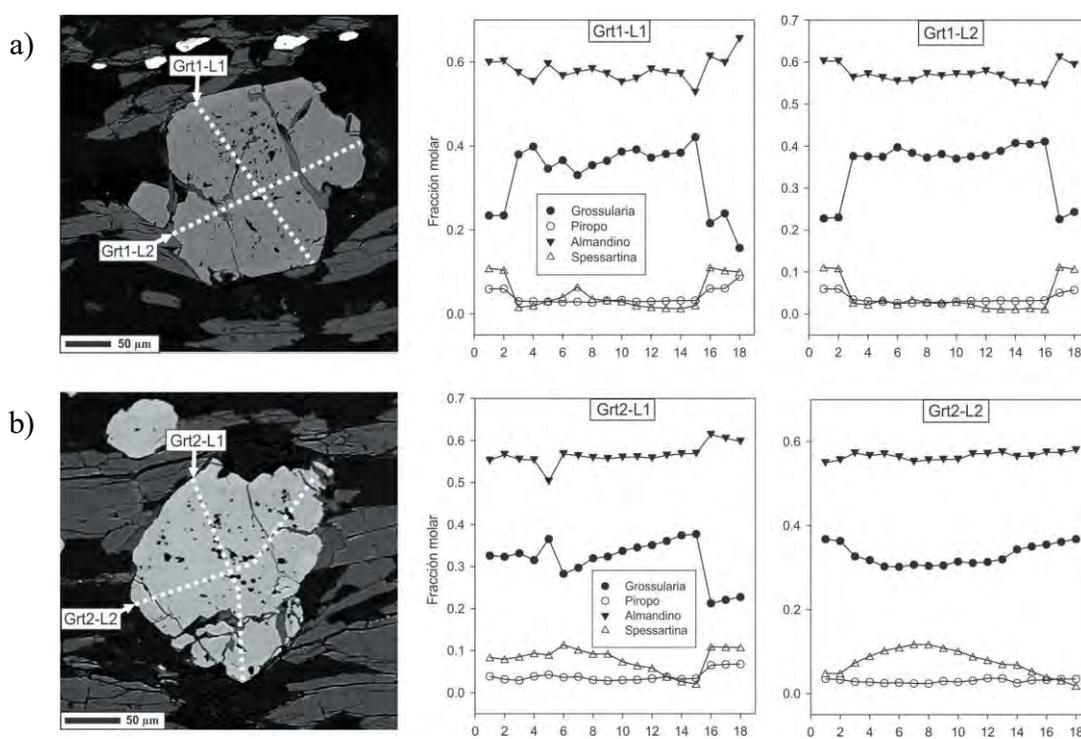


Figura 3.16. Fotomicrografías que muestran los granates empleados en química mineral y termobarometría, en ellos se puede observar un núcleo y borde vinculados cada uno a dos fases en equilibrio de M_1+D_1 .

El contenido de grosularia en el núcleo del granate podría indicar condiciones de alta presión, mientras que el bajo contenido de piropo indicaría que la temperatura no fue alta en esta fase de crecimiento; por otra parte, los bordes indican un descenso de la presión al disminuir el contenido de grosularia y un ligero incremento en la temperatura asociada al incremento de piropo. El borde de los granates representa una etapa de cristalización que podría vincularse a M_2+D_2 , sin embargo, el primer perfil de la figura 3.16b ilustra un cristal incompleto o truncado que indica que el proceso milonítico no provocó recristalización en el

granate, sino fracturamiento, también se debe considerar que los bordes de los granates están ligeramente afectados por epidota o clorita y que el mineral que crece en los rabos de recristalización asimétricos del anfíbol es clorita (Fig. 3.14). Todo ello indica que M_2+D_2 ocurrió en facies de esquistos verde (sin granate), y por lo tanto, se interpreta que el borde de los granates se originó mediante otra fase metamórfica asociada a M_1+D_1 o un evento retrógrado pre-milonítico.

3.2.1.3. Termobarometría

Debido a que no se pudo observar dos generaciones de anfíbol ni de plagioclasa (núcleo y borde), se asume que estos minerales están en equilibrio con los bordes del granate, mientras que la mineralogía que podría guardar equilibrio con el núcleo sería aquella que se presenta como inclusiones dentro del mismo, sin embargo, no se realizaron análisis en dichas fases. Por esta razón, únicamente se estimaron las condiciones metamórficas que dieron origen a M_1+D_1 utilizando la plagioclasa más cálcica ($An = 20-33\%$), todo el anfíbol y los bordes de granate por medio de métodos convencionales: la temperatura con el termómetro Hbl-Pl de Holland y Blundy (1994) y la presión utilizando el geobarómetro Grt-Hbl-Pl-Qtz de Khon y Spear (1990). Los resultados pueden consultarse en la tabla 3.3.

Tabla 3.3. Condiciones metamórficas estimadas en el paragneis anfibolítico de la Unidad Etlá.

Muestra	Evento	Método	T (°C)	P (kbar)
JGE-49	M_1+D_1-2	Holland y Blundy, 1994	634.7 ± 8.4	-
JGE-49	M_1+D_1-2	Khon y Spear, 1990	-	9.8 ± 0.2

Los resultados indican que M_1+D_1 ocurrió con las siguientes condiciones: 634.7 ± 8.4 °C y 9.8 ± 0.2 kbar. La presión obtenida en este litotipo es muy semejante a la que se obtuvo en el litotipo metagabroico en la misma fase metamórfica (9.9 ± 0.7 kbar), aunque la temperatura resultó ~ 50 °C más baja (683.8 ± 12 °C), lo cual podría deberse a diferentes posiciones corticales durante el metamorfismo entre ambas litologías o a errores intrínsecos de cada método termobarométrico. Las rectas obtenidas a partir de los geotermobarómetros se graficaron en un espacio P-T en la figura 3.23, en donde también pueden observarse los

resultados obtenidos con los demás litotipos analizados en este trabajo y se establecen las condiciones físicas y la evolución metamórfica de los eventos tectónicos del CMSJ.

3.2.2 Esquisto pelítico

3.2.2.1 Petrografía.

Este litotipo presenta una textura lepidoblástica definida por el ordenamiento de mica blanca, pero el aspecto milonítico no es muy evidente, indicando que este litotipo manifestó escasa o nulamente el evento M_2+D_2 , y por lo tanto, la foliación que desarrolló es principalmente debida a alguna fase de M_1+D_1 . La mica (35 %) posee un tamaño de grano fino y hábito acicular y exhibe características ópticas correspondientes a la solución sólida de la muscovita, aunque en algunos casos se observaron ángulos 2V menores a 15° , permitiendo especular sobre una composición fengítica (Volk, 1939). La composición exacta de la mica se presenta en el tema 3.2.2.2 (tabla 3.5). La foliación se presenta comúnmente anastomosada y discontinua, con microlitones compuestos por agregados elongados de cuarzo y rutilo (Fig. 3.17a). En ciertos sectores, la foliación presenta microplegamiento o crenulación, desarrollando una nueva fábrica; esta configuración estructural atiende a un evento de deformación que también se observó en el paragneis anfíbolítico y se denomina D_3 .

El esquisto también exhibe una textura porfidoblástica, distinguida por la presencia de pseudomorfos compuestos principalmente por sericita y en menor cantidad por cuarzo. Estos pseudomorfos ocupan un 15 %, son euhedrales y columnares, poseen un tamaño de 15 mm y generalmente se observan sus extremos en forma de cuña (Fig. 3.17d). Su distribución es homogénea y están orientados de acuerdo a la foliación. En muestra de mano se manifiestan como cristales prismáticos de color azul grisáceo (Fig. 2.7b), cuya elongación es paralela a la lineación mineral. Considerando las características de dichos pseudomorfos, la presencia de otras fases de alta presión como el rutilo o la ausencia de alguna fase de menor presión como biotita y la clase química del protolito (pelítica), se asume que se trata de pseudomorfos de sericita después de cianita o estaurolita. En algunos casos, los pseudomorfos contienen escasas inclusiones de mica, rutilo, cuarzo y algunos opacos. Todas las inclusiones se observan ligeramente ordenadas de manera paralela a la elongación del pseudomorfo y por lo tanto,

también a la foliación (Fig. 3.17d). El arreglo que presentan las inclusiones indica un crecimiento sintectónico del mineral con respecto al desarrollo de la foliación.

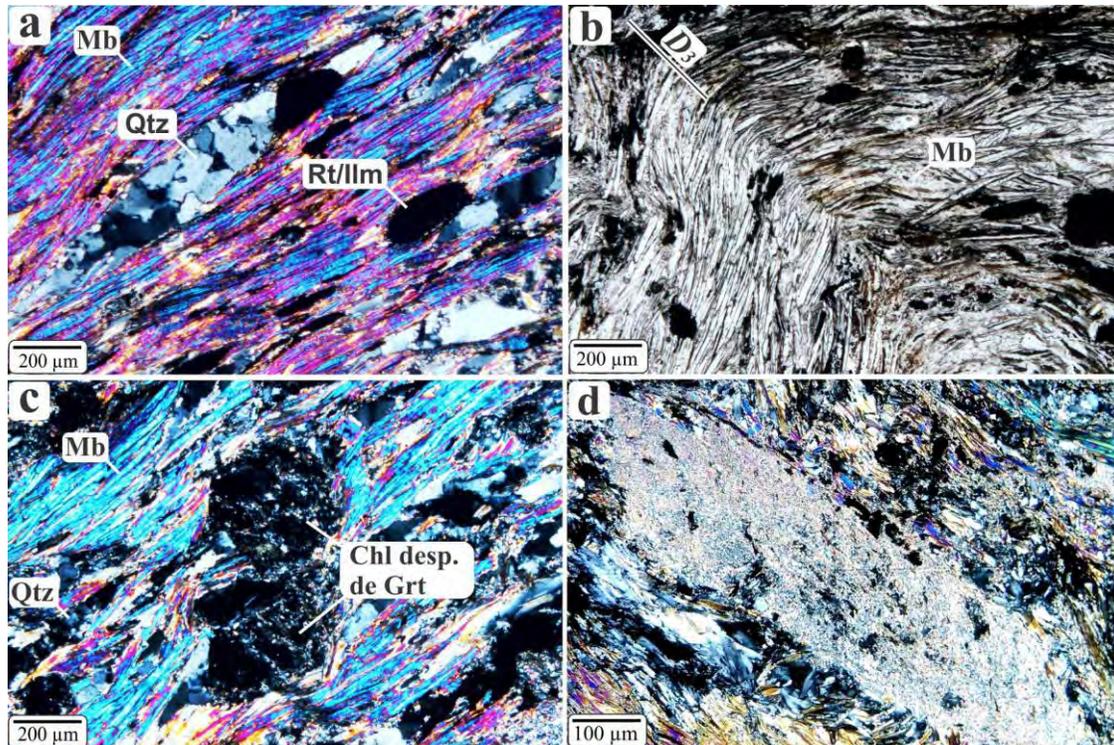


Figura 3.17. a) Textura típica en el esquist pelítico: foliación definida por mica blanca, rutilo y microlitones elongados de cuarzo. Imagen vista con analizador. b) Microplegamiento que define a D_3 . Imagen tomada con luz paralela. c) Fotomicrografía tomada con analizador que muestra pseudomorfos de clorita después de granate. d) Pseudomorfo de sericita después de cianita o estaurólita con inclusiones de cuarzo, ilmenita y rutilo. Imagen tomada con analizador.

También se pueden observar pseudomorfos subedrales y euhedrales que atienden a una forma hexagonal (Figs. 3.17c y 3.18). Estos pseudomorfos ocupan un ~10 % de la mineralogía, poseen un diámetro de 0.7 mm, están compuestos por clorita y presentan fracturas rellenas de cuarzo y óxidos. De acuerdo con las características geométricas y la fase presente en el pseudomorfo (clorita) se asume que fueron granates. Debido a que ya no se observan sus características originales (p. ej. textura poiquiloblástica o zoneamiento composicional), no es posible establecer la relación de los mismos con respecto a las demás fases minerales o a los eventos de deformación, sin embargo, por la forma de *envoltura* que adopta la mica para permitir su presencia, hace posible distinguir un carácter pretectónico o

sintectónico, pero no postectónico del granate con respecto a la mica y/o al desarrollo de la foliación (Fig. 3.18).

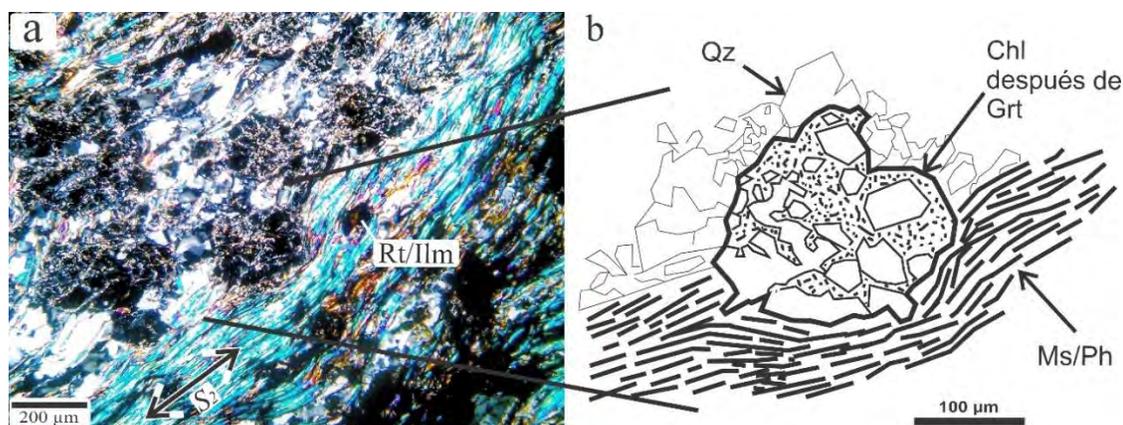


Figura 3.18. a) Fotomicrografía tomada con analizador que muestra un mosaico de mica blanca, rutilo, cuarzo y pseudomorfos de granate. b) Esquema textural tomado de a) que muestra a la mica envolviendo al pseudomorfo de granate. La relación textural indica que el crecimiento del granate fue sintectónico o preectónico con respecto al desarrollo de la mica y la foliación.

El rutilo está presente con coronas y núcleos de ilmenita (en ausencia de titanita) con una abundancia del ~4 % (Figs. 3.17a, 3.18a y 3.19). Este mineral posee una forma elongada euhedral a subedral, indicando un origen no detrítico, con un tamaño de 0.5 mm de largo y se observó la presencia de bicristales de rutilo maclado (Figs. 3.19c y 3.21). Generalmente se distribuye en la matriz, pero también se observa como inclusiones con un tamaño de 0.1 mm dentro de los pseudomorfos de sericita después de cianita o estaurolita. Se asume que la mica blanca, la cianita o estaurolita, el granate y el rutilo se desarrollaron de manera contemporánea debido a que todas las fases mantienen una estrecha relación espacial.

Las observaciones mineralógicas y texturales permiten proponer la siguiente paragénesis en este litotipo: Ky o $St + Grt + Wm + Rt \pm Qtz$, indicando un metamorfismo de presión alta que corresponde a alguna fase de M_1+D_1 . Debido a que este litotipo no manifiesta una textura penetrantemente milonítica, se asume que forma parte de un bloque rígido o que quedó envuelto por planos miloníticos pero no fue afectado por la deformación. Por último, no se observaron evidencias que indiquen que durante D_3 se haya desarrollado una nueva mineralogía. La secuencia de eventos sedimentarios y tectónicos podría establecerse del siguiente modo: $S_0 \rightarrow M_1+D_1 \rightarrow D_3$.

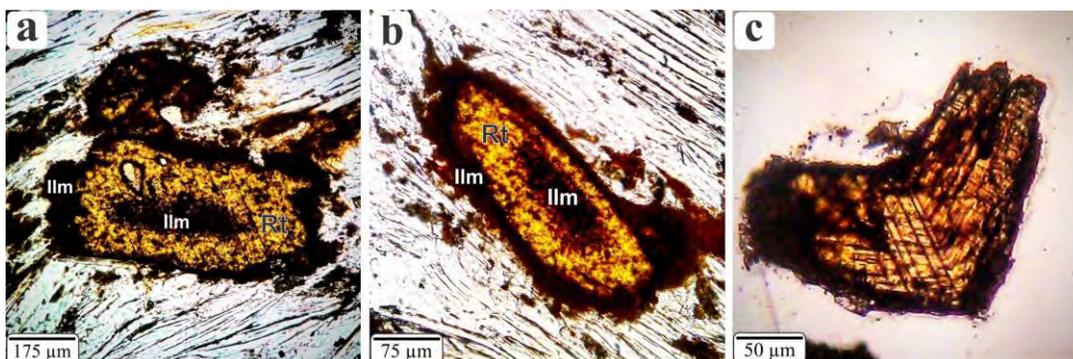


Figura 3.19. a) y b) Fotomicrografías tomadas con luz paralela que muestran cristales de rutilo paralelos al arreglo geométrico definido por la mica y con núcleos y bordes compuestos por ilmenita. c) Fotomicrografía tomada con luz paralela en un microscopio estereoscópico que muestra un bicristal de rutilo maclado con *forma de mariposa*.

3.2.2.2 Química Mineral

Debido a que no se conservaron fases minerales como el granate, cianita o estauroilita, los análisis químicos se efectuaron únicamente en mica blanca y rutilo, con la finalidad de aplicar métodos termobarométricos y contribuir al modelo metamórfico del CMSJ realizado en este trabajo.

La caracterización química de la mica blanca tiene dos objetivos, el primero consiste en determinar si posee una composición fengítica que permita relacionarla a una paragénesis de alta presión y obtener valores barométricos a través de isogradas de silicio; el segundo es utilizar el método de Ti en Ms propuesto por Wu y Chen (2015) para estimar la temperatura del sistema metamórfico. Por otra parte, la obtención de la composición química del rutilo permite establecer el método Zr en Rt (Tomkins et al., 2007) y obtener la temperatura en que cristalizó.

Se realizaron mapas elementales de mica blanca para observar la distribución de los elementos que la componen; si la retrogresión metamórfica no alcanzó el equilibrio, se esperaría una composición heterogénea en donde aún podrían apreciarse relictos de mica más rica en silicio, magnesio o hierro (fengítica), lugares ideales para realizar mediciones *WDS*. Sin embargo, los mapas elementales obtenidos (Fig. 3.20) demuestran que la distribución de todos los elementos en la mica es homogénea (incluyendo al titanio), y consecuentemente, los puntos *WDS* en la mica fueron realizados de manera aleatoria. Los valores obtenidos se

muestran en la tabla 3.5. De acuerdo con los análisis, la mica pertenece a la solución sólida de la muscovita, con ~70 % de Ms, ~20 % de Pg y el resto ocupado por Al-Cel, Fe-Al-Cel. Sin embargo, la cantidad de solución sólida celadonítica presente en la mica no es suficiente para clasificarla como fengita. El valor máximo de MgO observado es de 0.78 %, de FeO es de 1.41 % y de SiO₂ de 47.35 % o bien Si = 3.085 apuf. Aunque el valor de FeO es relativamente alto, no necesariamente implica alta presión, debido a que la microsonda electrónica detecta FeO y Fe₂O₃ como un mismo óxido, y únicamente el Fe₂O₃ está asociado al intercambio tschermakítico (Fleet et al., 2003).

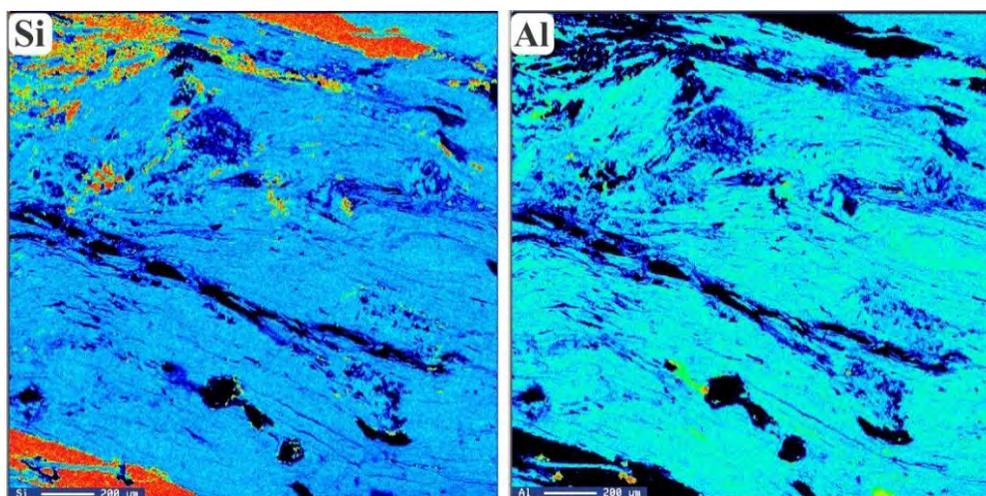


Figura 3.20. Mapas elementales que muestran la distribución de Si y Al. Las imágenes muestran una distribución homogénea de los elementos mencionados y los puntos *WDS* fueron ubicados aleatoriamente.

El resultado en la mica blanca podría indicar que corresponde más a una paragénesis de presión media-baja, y por lo tanto, podría asociarse a M_1+D_1 o al evento milonítico M_2+D_2 , sin embargo, la textura del esquistu demuestra que el carácter milonítico no fue importante en este litotipo. A pesar de la composición de la mica, petrográficamente se identificaron algunos cristales que corresponden a una mica fengítica, cuya abundancia está bastante reducida y no fueron analizados, por lo tanto, se puede especular que la mica ha sido retrogradada metamórficamente de una componente fengítica a su actual composición de manera casi homogénea.

En cuanto al rutilo (Fig. 3.21), los valores de zirconio obtenidos son muy semejantes, a pesar de haber colocado puntos de medición en las zonas centrales y periferias de los cristales (Fig. 3.21), lo que sugiere una distribución homogénea del zirconio y por lo tanto un equilibrio térmico del rutilo.

3.2.2.3 Termobarometría.

Como se ha mencionado anteriormente, la ausencia de una composición fengítica en la mica y el reemplazamiento total de granate y cianita o estauroлита no permiten emplear métodos barométricos en este litotipo. Por tal motivo, únicamente se estimaron valores termométricos utilizando el método de Zr en rutilo (Tomkins et al., 2007) y Ti en muscovita (Wu y Chen, 2015).

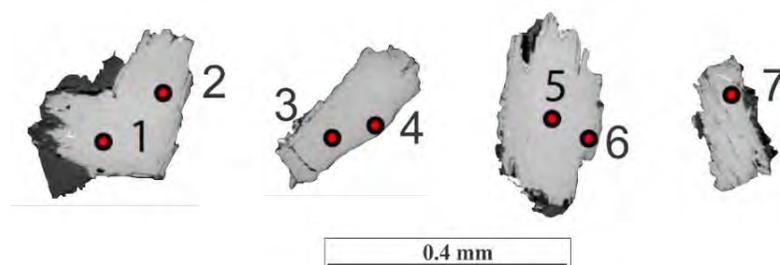


Figura 3.21. Imagen de catodoluminiscencia que muestra los cristales de rutilo separados con el fin de obtener la temperatura de M_1+D_1-I en el esquistó pelítico. Los puntos marcados representan las zonas de medición. Nótese el bicristal de rutilo maclado en el primer ejemplar.

Ciertos análisis químicos de fases minerales indican que el rutilo es el portador dominante de elementos de alto potencial iónico (HFSE), incluyendo al zirconio (p. ej. Deer et al. 1992; Zack et al. 2002, Meinhold 2010). Zack et al. (2002) observaron que en ensamblajes donde el zircón (proveedor de zirconio) y el cuarzo forman parte de la paragénesis, la incorporación de zirconio en el rutilo es una variable dependiente de la temperatura. El método propuesto por Tomkins et al. (2007) incluye la presión como una variable influyente en la solubilidad del zirconio en rutilo. En este estudio, se obtuvieron valores de Zr de 174-202 ppm y se utilizó cada punto medido en los cristales de rutilo (Fig. 3.21) considerando 10 kbar de presión (Tomkins et al. 2007). El resultado indica 615.3 ± 4.3 °C (Fig. 3.22; tabla 3.4 y 3.5).

Debido a que el rutilo está asociado a M_I+D_I-I , la temperatura determinada pertenece a dicha fase metamórfica.

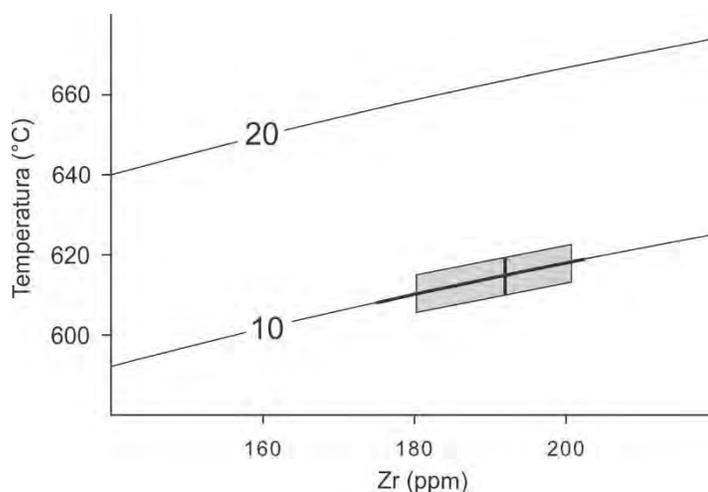


Figura 3.22. Gráfico de caja que representa la temperatura estimada mediante el método Zr en rutilo (Tomkins et al. 2007). Los valores de las curvas presentan unidades en Kbar. La longitud de la caja corresponde al rango intercuartil de los datos y está dividida por la mediana. Con “bigotes” que se extienden hasta el último dato que cae dentro de 1.5 veces el rango intercuartil más allá de los bordes de la “caja”.

Ciertos análisis químicos de fases minerales indican que el rutilo es el portador dominante de elementos de alto potencial iónico (HFSE), incluyendo al zirconio (p. ej. Deer et al. 1992; Zack et al. 2002, Meinhold 2010). Zack et al. (2002) observaron que en ensambles donde el zircón (proveedor de zirconio) y el cuarzo forman parte de la paragénesis, la incorporación de zirconio en el rutilo es una variable dependiente de la temperatura. El método propuesto por Tomkins et al. (2007) incluye la presión como una variable influyente en la solubilidad del zirconio en rutilo. En este estudio, se obtuvieron valores de Zr de 174-202 ppm y se utilizó cada punto medido en los cristales de rutilo (Fig. 3.21) considerando 10 kbar de presión (Tomkins et al. 2007). El resultado indica 615.3 ± 4.3 °C (Fig. 3.22; tabla 3.4 y 3.5). Debido a que el rutilo está asociado a M_I+D_I , la temperatura determinada pertenece a dicha fase metamórfica.

Con relación a la mica, Wu y Chen (2015) presentaron un método que emplea la cantidad de titanio contenido en muscovita como una dependiente casi absoluta de la temperatura del sistema metamórfico, aunque también se involucran Fe y Mg como parte del

sistema. A diferencia del Zr en rutilo, el titanio es más inestable en la estructura cristalina de la mica y por lo tanto puede ser movilizado en eventos tectónicos sobreimpuestos. El resultado obtenido con este método indica una temperatura de 695.9 ± 27 °C, la cual resulta comparable a la obtenida en el litotipo metagabroico y se interpreta como la temperatura de M_2+D_2 .

Tabla 3.4. Valores de temperatura obtenidos en el esquistos pelítico de la Unidad Etna.

Muestra	Evento	Método	T (°C)	P (kbar)
JGE-18	M_1+D_1-1	Tomkins et al., (2007)	615.3 ± 4.3	-
JGE-18	M_1+D_1-2	Wu y Chen, (2015)	695.9 ± 27	-

Tabla 3.5. Valores representativos de los análisis químicos con microsonda electrónica de minerales de litotipos de la Unidad Etna. Las concentraciones de elementos están dadas en % en peso y los cationes totales fueron calculados utilizando la hoja de cálculo de Locock (2014) para los anfíboles y *Calcmín* (Brandelik, 2009) para plagioclasa, granate y muscovita.

Paragneis anfibolítico						Esquistos pelítico		
JGE-49						JGE-18		
Anfibol		Plagioclasa		Granate		Muscovita		
				Núcleo	Borde			
SiO ₂	42.84	SiO ₂	61.18	SiO ₂	38.91	37.94	SiO ₂	46.44
TiO ₂	0.30	Al ₂ O ₃	24.44	TiO ₂	0.02	0.02	TiO ₂	0.47
Al ₂ O ₃	15.29	CaO	6.85	Al ₂ O ₃	20.63	21.02	Al ₂ O ₃	36.54
Cr ₂ O ₃	0.008	Na ₂ O	7.83	FeO	26.68	27.82	FeO	0.81
MnO	0.28	K ₂ O	0.06	MnO	1.37	4.71	MgO	0.62
FeO	19.22	BaO	0.01	MgO	0.75	1.5	CaO	0.01
MgO	7.18	Total	100.3	CaO	13.19	8.26	Na ₂ O	1.57
CaO	11.73	Si	2.70	Na ₂ O	0	0	K ₂ O	9.17
Na ₂ O	1.56	Al	1.27	Total	101.6	101.3	H ₂ O	4.56
K ₂ O	0.5	Ba	0.0	Si	3.09	3.00	Total	100.1
H ₂ O	2	Ca	0.32	Ti	0.0	0.0	Si	6.10
Total	100.9	Na	0.67	Al	1.93	1.96	Al(IV)	1.89
Si	6.35	K	0.00	Fe ³⁺	0.06	0.03	Al(VI)	3.76
Ti	0.03	Total	4.98	Fe ²⁺	1.69	1.80	Ti	0.04
Al(IV)	1.64	An	0.32	Mg	0.08	0.17	Fe ²⁺	0.08
Al(VI)	1.02	Ab	0.67	Ca	1.12	0.70	Mg	0.12
Fe ³⁺	0.12	Or	0.00	Mn	0.09	0.31	Ca	0.00
Fe ²⁺	2.22			Total	8.09	8.0	Na	0.35
Mn ²⁺	0.03			Ox	12	12	K	1.53
Mg	1.58			Gro	37	24	Ox	11
Ca	1.86			Py	3	6		
Na	0.04			Alm	57	60		
K	0.09			Sps	3	10		
Total	15.04			XMg	0.03	0.09		

3.3 Dique-estratos (*sills*) graníticos

3.3.1 Petrografía

Este litotipo no conforma grandes cuerpos en el CMSJ, sino mantos o *sills* cuyas dimensiones no son cartografiables. Su mineralogía esencial está integrada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; como mineral tipo aparece mica blanca y en algunas muestras también epidota o granate, y como mineralogía secundaria es común observar clorita cristalizando en bordes de plagioclasa. Todos los aspectos texturales atienden al evento milonítico M_2+D_2 , con un grado de deformación que varía de una muestra a otra, conformando principalmente mesomilonitas, protomilonitas y cataclasitas.

Las muestras con cataclasis muestran los atributos típicos como fracturas, deslizamiento friccional, fragmentos de roca y cristales angulosos, etc. A medida que el grado de deformación incrementa, los mecanismos de deformación observados sugieren procesos desarrollados en un régimen frágil-dúctil que permiten el desarrollo de protomilonitas y mesomilonitas. Sin embargo, ninguna muestra alcanza a desarrollar texturas de deformación más avanzadas o dúctiles como aquellas observadas en el litotipo ultramáfico o el paragneis anfibolítico. Los mecanismos de deformación más comunes en este litotipo consisten de BLG (*bulging recrystallization*) y SGR (*rotación de subgranos*) en feldespato y GBM (*High-Temperature Grain Boundary Migration*) en cuarzo (Fig. 3.23b). El feldespato (potásico y plagioclasa) es la fase más resistente reológicamente, muestra texturas de disolución y difusión, y forma estructuras sigma con rabos de recrystalización asimétricos compuestos por mica blanca y clorita (Figs. 3.23c y d), estructuras núcleo-manto (Fig. 3.23a), extinción ondulante y fracturamiento intracristalino, sugiriendo un estado de deformación frágil-dúctil transicional. La plagioclasa suele dislocarse con mayor facilidad debido a su maclado polisintético. La mica blanca por lo general se manifiesta como peces de mica (*micafish*) desarrollados como consecuencia de la deformación no coaxial e indicando la cinemática (Fig. 3.23b). El granate y la epidota se observan fraccionados y desplazados en canales de flujo milonítico, indicando que su cristalización fue previa al proceso de deformación (origen magmático).

Este litotipo posee gran relevancia en este trabajo debido a su naturaleza sintectónica con respecto a la deformación milonítica M_2+D_2 , y por lo tanto su edad absoluta representaría también la edad de dicho evento. Su interpretación sintectónica se debe a: (1) los mantos graníticos poseen texturas miloníticas igual que la roca encajonante (generalmente se encuentran emplazados en paragneises anfibolíticos de la Unidad Etna); (2) la foliación milonítica y la lineación mineral del manto granítico son paralelas a la de la roca encajonante (*sill*); y (3) la cinemática de la deformación no coaxial es la misma entre los sills y el encajonante. Cabe resaltar que los sills graníticos no poseen el mismo grado de deformación que el encajonante, indicando que su emplazamiento y cristalización ocurrieron durante un estado tardío o avanzado de deformación.

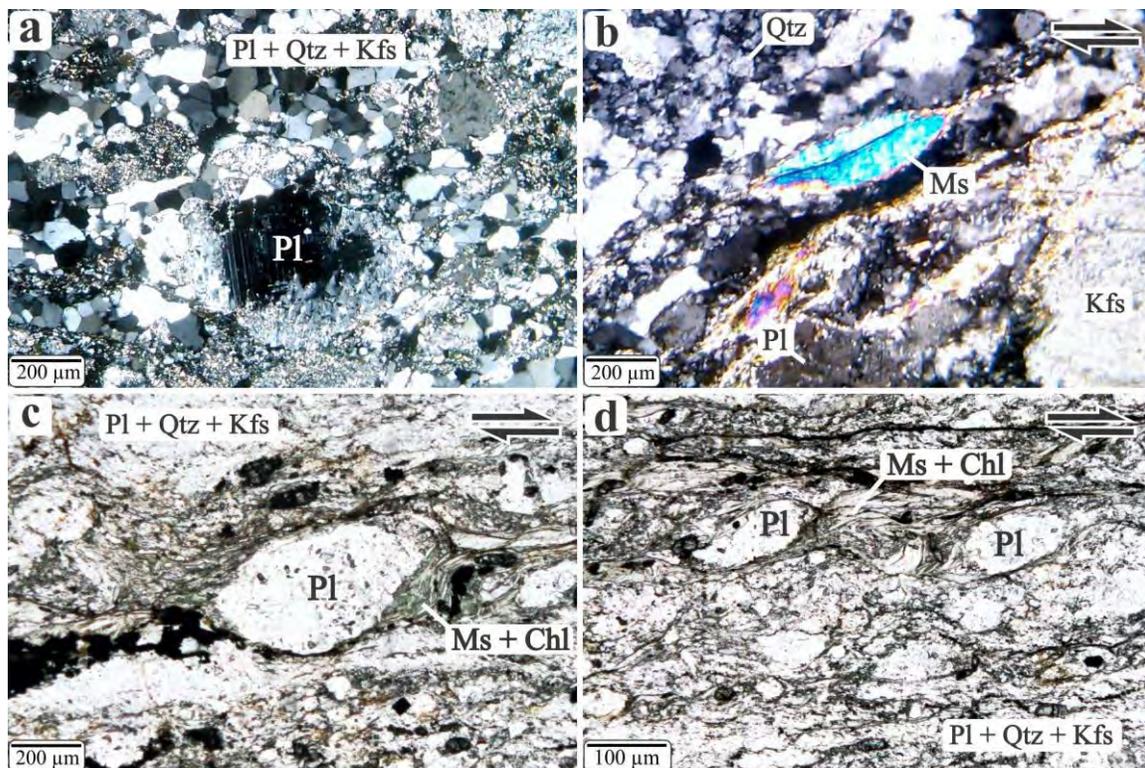


Figura 3.23. a) Cristal de plagioclasa con recrystalización dinámica tipo SGR embebida en una matriz compuesta por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico. Fotomicrografía tomada con polarizador superior b) Pez de mica blanca que indica el sentido de rotación y cuarzo con recrystalización GBM. Fotomicrografía tomada con polarizador superior. c) y d) Textura milonítica general de los ortogneises graníticos. La fotomicrografía muestra estructuras tipo sigma en plagioclasa con sentido dextral en la lámina y rabos de recrystalización asimétricos compuestos por mica blanca y clorita.

3.4 Modelo de trayectoria P-T del CMSJ

Los valores termobarométricos estimados en el ortogneis gabroico y la Unidad Etna del CMSJ se representan en la figura 3.24 y pueden consultarse en la tabla 3.6.

El modelo P-T muestra un pico metamórfico dentro del campo de la facies de anfibolita con granate con un rango de 634–695 °C y ~10 kbar, el cual se determinó utilizando Hbl + Pl con el termómetro de Holland y Blundy (1994) [Fig. 3.24 (2)] y el barómetro de Molina et al. (2015) (1) en el ortogneis gabroico que dieron como resultado 683.8 ± 12 °C y 9.9 ± 0.7 kbar; el termómetro Zr-en-Rt (4) (615.3 ± 4.3 °C; Tomkins et al., 2007) utilizado en el esquisto pelítico de la Unidad Etna y se empleó el termómetro Hbl + Pl de Holland y Blundy (1994) [Fig. 3.24 (2)] y el barómetro Grt + Hbl + Pl + Qtz de Khon y Spear (1990) [Fig. 3.24 (3)] en el paragneis anfibolítico, obteniendo 634.7 ± 8.4 °C y 9.8 ± 0.2 kbar. Este campo se denomina M_1+D_1 y es congruente con la presencia de rutilo y pseudomorfos de granate en el litotipo metagabroico y la paragénesis Ky o St + Wm + Rt + Grt del esquisto pelítico, y se asume que los núcleos de granate (y sus inclusiones) del paragneis anfibolítico estarían asociados también a este evento.

Tabla 3.6. Compilación de valores termobarométricos obtenidos con distintos métodos en diferentes litotipos del CMSJ en este trabajo.

Muestra	Litología	Evento	Método	T (°C)	P (kbar)
JGE-55	<i>Ortogneis gabroico</i>	M_1+D_1	Hbl-Pl – Holland y Blundy (1994)	683.8 ± 12	-
JGE-55	<i>Ortogneis gabroico</i>	M_1+D_1	Hbl-Pl – Molina et al. (2015)	-	9.9 ± 0.7
JGE-35	<i>Ortogneis gabroico milonítico</i>	M_2+D_2	Hbl-Pl – Holland y Blundy (1994)	521.2 ± 21	-
JGE-35	<i>Ortogneis gabroico milonítico</i>	M_2+D_2	Hbl-Pl – Molina et al. (2015)	-	6.3 ± 0.9
JGE-49	<i>Paragneis anfibolítico</i>	M_1+D_1	Hbl-Pl – Holland y Blundy (1994)	634.7 ± 8.4	-
JGE-49	<i>Paragneis anfibolítico</i>	M_1+D_1	Grt-Hbl-Pl-Qtz – Khon y Spear (1990)	-	9.8 ± 0.2
JGE-18	<i>Esquisto Pelítico</i>	M_1+D_1	Zr-en-Rt – Tomkins et al. (2007)	615.3 ± 4.3	-
JGE-18	<i>Esquisto Pelítico</i>	M_1+D_1	Ti-en-Ms – Wu y Chen, (2015)	695.9 ± 27	-

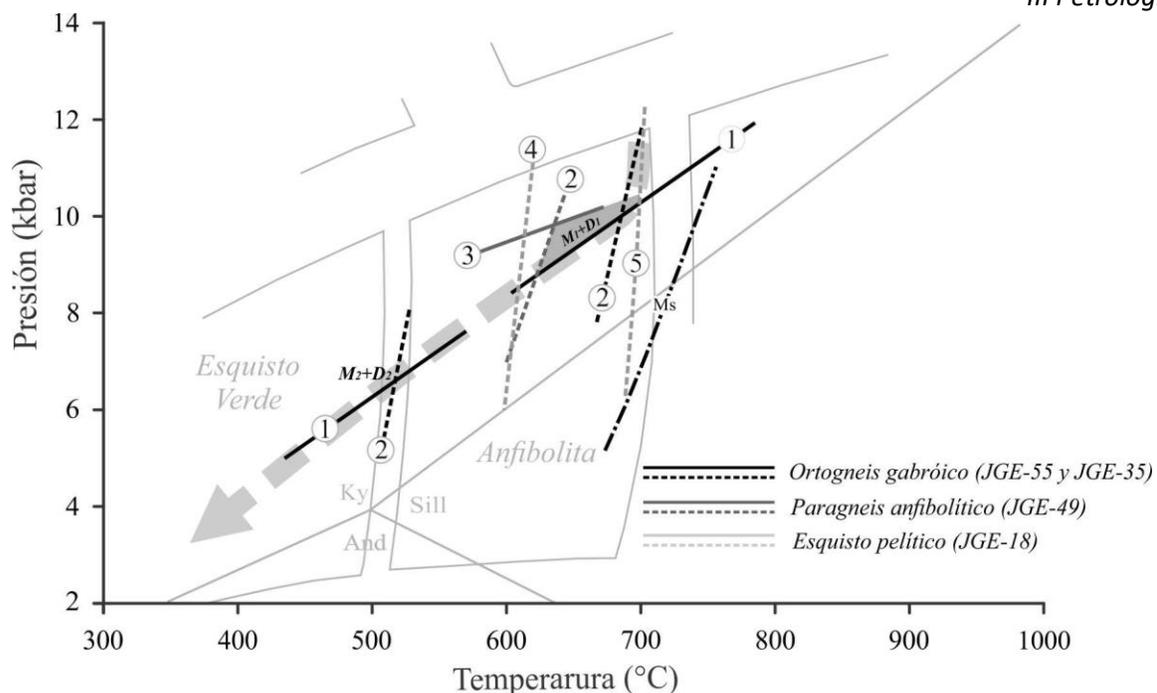


Figura 3.24. Modelo de trayectoria P-T que ilustra los eventos tectónicos del CMSJ documentados en este trabajo. El diagrama incluye la curva de deshidratación de la muscovita (Chen y Grapes 2007). Geotermómetros: (2) Hbl-Pl (Holland y Blundy 1994); (4) Zr-en-Rt (Tomkins et al. 2007) y (5) Ti-en-Ms (Wu y Chen 2015). Geobarómetros: (1) Hbl-Pl (Molina et al. 2015) y (3) Grt-Hbl-Pl-Qtz (Khon y Spear 1990). M_1+D_1 se refiere a un evento tectónico convergente y M_2+D_2 al evento milonítico del CMSJ.

El evento tectónico más joven analizado en este trabajo corresponde la fase milonítica denominada M_2+D_2 , la cual, de acuerdo con observaciones petrográficas, debió ocurrir en condiciones transicionales entre esquisto verde y anfibolita, debido a la presencia de clorita y epidota orientadas de acuerdo con la foliación milonítica y al crecimiento de hornblenda en los rabos y bordes de recristalización de pargasita durante la deformación no coaxial. También se observaron bordes de recristalización de plagioclasa con una composición albitica, la cual, junto con la hornblenda, se utilizaron para estimar las condiciones físicas del evento, utilizando el termómetro de Holland y Blundy (1994) y el barómetro de Molina et al. (2015) (tabla 3.6). Los resultados indican 521.2 ± 21 °C y 6.3 ± 0.9 kbar, condiciones que efectivamente corresponden a una zona transicional entre las facies mencionadas (Fig. 3.24).

La trayectoria P-T documentada en el CMSJ implica un evento tectónico convergente y un metamorfismo en zonas de corteza inferior en facies de anfibolita con granate ~ 30 km (M_1+D_1). El evento convergente fue posteriormente afectado por la deformación milonítica en condiciones corticales más someras.

El complejo milonítico Sierra de Juárez es una suite metamórfica polideformada dominada por dos conjuntos litológicos: ortogneises gabroicos (con lentes anortosíticos y hornblendíticos) y una secuencia metasedimentaria compuesta por paragneises cuarzo-feldespáticos anfibolíticos, esquistos calci-silicatados y esquistos pelíticos. Además está presente un conjunto de dique-estratos de composición granítica emplazados principalmente en la secuencia metasedimentaria.

Mediante relaciones de campo y observaciones petrográficas se han identificado tres etapas de deformación, las cuales poseen características semi-dúctiles, sin embargo, muestran estilos de deformación y relaciones estructurales que indican que cada uno de los dominios estructurales está relacionado con eventos tectónicos independientes.

La primera etapa tiene características estructurales y espaciales inferidas debido a que ha sido modificada en dos etapas tectónicas posteriores y también a la escasez de evidencias directas. Esta etapa ha sido determinada a través de análisis microscópico, cartográfico y algunos afloramientos, y está vinculada al metamorfismo de anfibolita con granate (ver capítulo *III Petrología*); caracterizado como $M_1 + D_1$ que a su vez, está dividido en dos pulsos: $M_1 + D_1 - 1$ y $M_1 + D_1 - 2$. El primero de mayor grado metamórfico que el segundo.

$M_1 + D_1$ fue modificado por el segundo evento de carácter dúctil, que configura uno de los temas principales del presente estudio. Se trata de una etapa de deformación milonítica que actúa en todos los litotipos del CMSJ, con un carácter de falla lateral estadísticamente N-S, foliación sub-vertical y cinemática dextral. Esta milonitización está acompañada de una recristalización en facies de anfibolita-esquisto verde y se denomina $M_2 + D_2$.

Los horizontes miloníticos fueron afectados por un plegamiento con dirección de acortamiento E-W (D_3) dejando como resultado un esquema estructural bastante complejo hasta el Cretácico medio que a su vez fue modificado por estructuras frágiles de tipo falla lateral N-S (D_4) y fallas normales asociadas a la Falla Oaxaca (D_5).

La historia tectónica pre-cretácica media del CMSJ puede expresarse como sigue:

$$M_1+D_1 \text{ (Foliación + Pliegue)} \rightarrow M_2+D_2 \text{ (Deformación milonítica lateral)} \rightarrow D_3 \text{ (Plegamiento E-W)} \dots \dots \dots (1)$$

Este capítulo describe e ilustra las fases de deformación pre-cretácicas del CMSJ y que ocurrieron antes de las etapas de deformación frágiles descritas por Centeno-García (1998); Alaniz-Álvarez et al. (1994, 1996); Nieto-Samaniego et al. (1995); etc., relacionadas a un fallamiento normal en condiciones corticales someras (*Falla Oaxaca*).

Las definiciones de los dominios estructurales planares (*S*), lineales (*L*) y de pliegues (*F*) están acompañadas por un subíndice que hace referencia a un litotipo particular: *o*, ortogneises gabroicos; *e*, Formación Etna; *g*, sill granítico.

4.1 M_1+D_1 (Foliación + Pliegue)

Las evidencias que demuestran la existencia de esta etapa son las siguientes: (1) una paragénesis que indica facies de anfíbolita con granate (M_1 ; en todos los litotipos excepto en los sills graníticos) cuyo ensamble mineral se equilibró antes de que ocurriera M_2+D_2 . Esto permite inferir el desarrollo de al menos una fábrica planar esquistosa y gnéisica, dependiendo del protolito. (2) Antiguas fábricas planares y probablemente lineales definidas por el ordenamiento de anfíboles de manera perpendicular a la foliación milonítica (ver capítulo III *Petrología*; Figs. 3.2a y b). (3) Se han observado rocas con foliación gnéisica que indican una etapa tectónica previa no afectada por la milonitización. (4) Algunos fragmentos con foliación gnéisica presentan plegamiento que va de cerrado a apretado con cierta asimetría (Fig. 4.1). Esto indica que M_1+D_1 pudo haber estado sometida a un intenso plegamiento posterior a la foliación, pero probablemente como una segunda fase de deformación dentro del mismo evento tectónico. (5) Truncamiento de una fábrica planar con plegamiento por una nueva fábrica planar perpendicular a la anterior y con características miloníticas (Fig. 4.1c). (6) Conservación de bloques foliados dentro de dominios miloníticos (Fig. 4.3). (6) El plegamiento puede observarse por medio de aspectos cartográficos, mediante el cambio sistemático de la actitud de la foliación (ver mapa estructural).

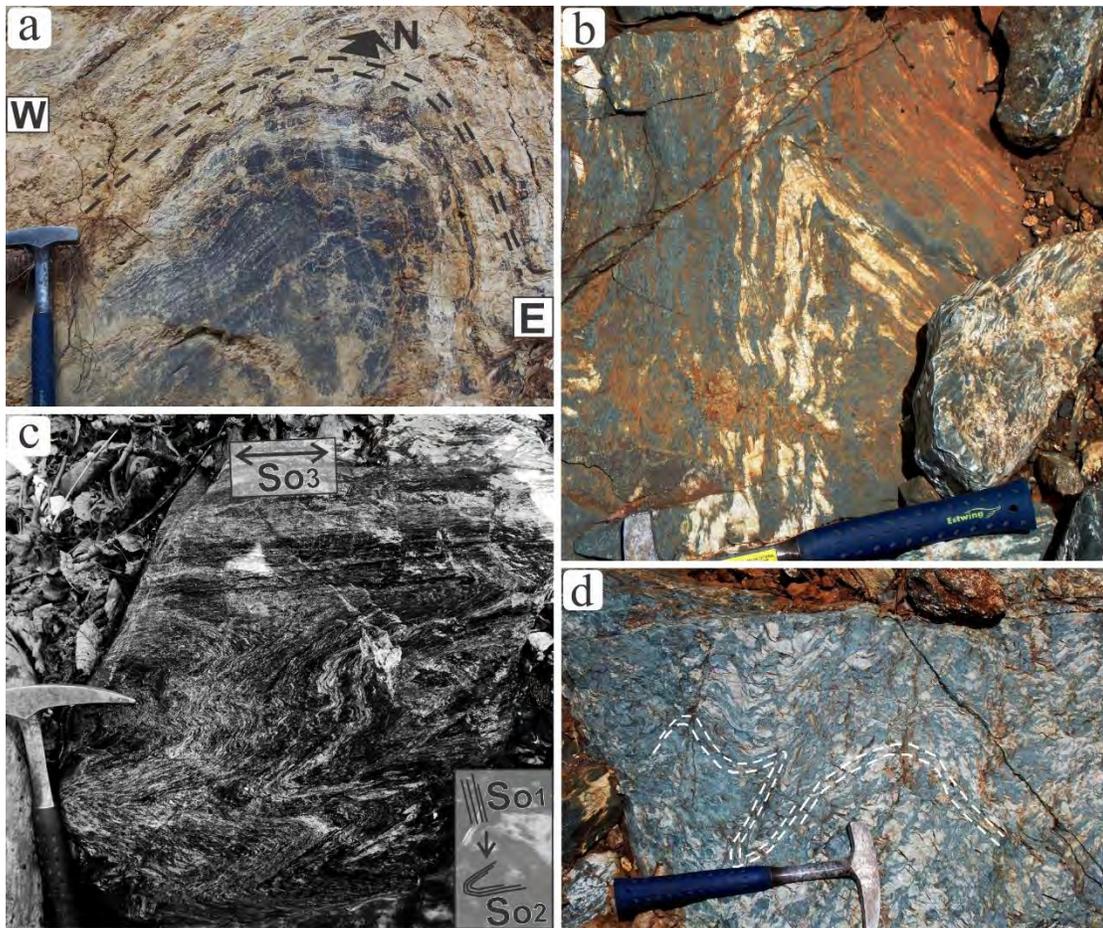


Figura 4.1. Evidencias estructurales en anfibolitas de composición básica, relacionadas con la primera etapa tectónica reconocida en el CMSJ ($M_1 + D_1$). a) Pliegue de foliación gnéssica con plano axial sub-vertical, orientado N-S y con dirección de acortamiento E-W. El eje de la charnela se inclina ligeramente hacia el norte. b) Pliegue apretado de un gneis bandeado. c) Gneis que muestra el truncamiento de una foliación plegada por una nueva foliación con características miloníticas, indicando al menos dos etapas de deformación; no es claro si el plegamiento So_2 está relacionado a $M_1 + D_1$ o a $M_2 + D_2$, sin embargo, sí es evidente la presencia de una fábrica planar gnéssica previa a la milonitización y con una orientación aproximadamente perpendicular. d) Pliegues apretados y abiertos en un mismo evento de plegamiento, afectando anfibolitas gnéssicas.

Algunas características que permiten distinguir la foliación gnéssica de la foliación milonítica en los ortogneises gabroicos consisten en la continuidad horizontal rectilínea de los dominios minerales (plagioclasa y anfíbol) en rocas no afectadas por la deformación no coaxial (Fig. 4.1); mientras que la foliación milonítica muestra dominios minerales interrumpidos, elongados, asimétricos y aboudinados, texturas anastomosadas, estructuras S-C y C', formas sigmoidales, entre otras (Fig. 4.4).

Tomando en cuenta que la Unidad Etna contiene una antigua paragénesis de anfíbolita de alta presión, se puede inferir que también estuvo presente durante esta primera etapa de deformación, aunque no se ha observado en campo alguna evidencia directa que lo demuestre, excepto de manera microscópica en los esquistos pelíticos, mediante la presencia de pseudomorfo de cianita o estaurolita deformados y/o fragmentados por el proceso milonítico.

Considerando los aspectos metamórficos y estructurales mencionados puede establecerse el siguiente modelo evolutivo para este primer evento tectónico (Fig. 4.2a): (1) Metamorfismo en facies de anfíbolita con granate acompañado por el desarrollo de la primera fase de deformación, compuesta por foliación gnéssica en el litotipo gabroico (So_1) y esquistosa en los litotipos metasedimentarios (Se_1). Debido a que la foliación en los metagabros está configurada por anfíboles y plagioclasa, es probable que el ordenamiento de los anfíboles definiera una lineación mineral (Lo_1), y de manera análoga, en los esquistos pelíticos de la Unidad Etna se definiera Le_1 con el ordenamiento de cristales de cianita o estaurolita.

La segunda fase de deformación consiste en el desarrollo de plegamiento $F(o,e)_1$ de So_1 y Se_1 , asumido en un ambiente tectónico compresivo y provocando una nueva configuración espacial de los elementos estructurales planares y una nueva lineación asociada a los ejes de charnela de los pliegues (So_2 , Se_2 ; Lo_2 , Le_2 ; Fig. 4.2b). Las evidencias que permiten inferir la distribución de los esfuerzos principales de esta fase consisten en la presencia de pliegues ubicados en sectores no afectados por la milonitización (bloques rígidos), aunque su disposición espacial es poco confiable, y de una estructura de plegamiento de carácter regional, observada cartográficamente mediante los cambios de dirección que ocurren en las foliaciones So_2 y Se_2 . Posee una dirección de acortamiento aproximadamente E-W, con un estilo de plegamiento aparentemente no cilíndrico, con ejes de charnela que transcurren N-S y una vergencia de sus planos axiales hacia el este (Fig. 4.2b). Esta etapa tectónica dejó como consecuencia una estructura plegada orientada norte-sur, con fábricas planares cuyo echado varía de este a oeste con diferentes ángulos de inclinación y con intercalaciones sub-verticales de capas litológicas con reologías contrastantes (metasedimentos y ortogneises gabroicos; Fig. 4.2). Con esta disposición estructural y litológica, el CMSJ fue afectado posteriormente por M_2+D_2 .

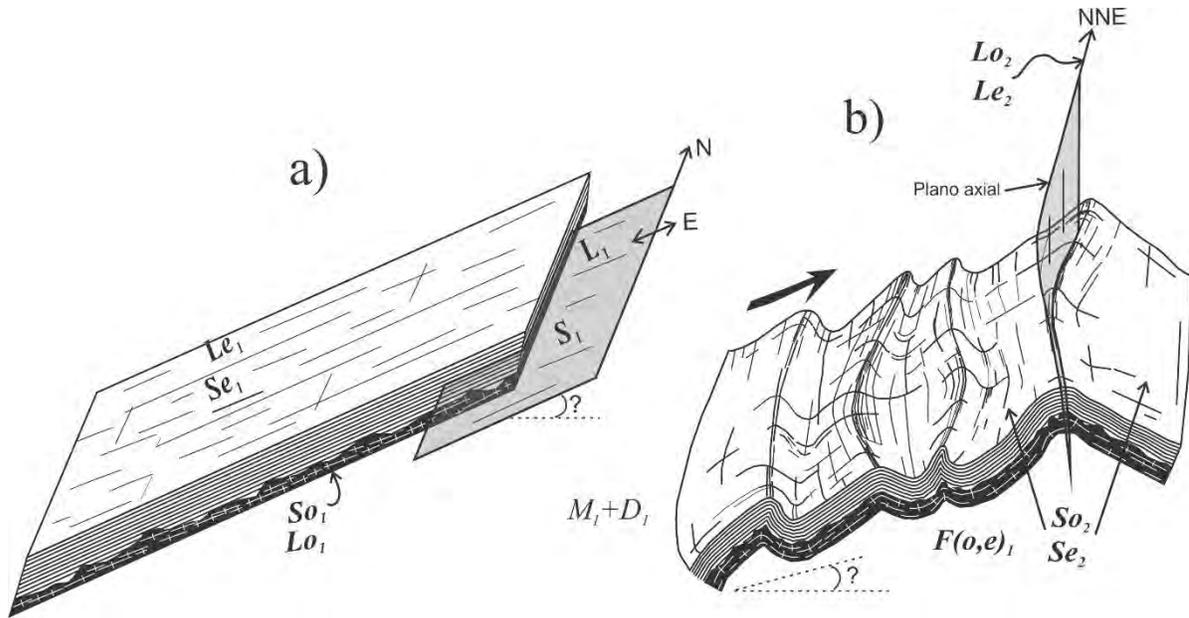


Figura 4.2. Esquema estructural que ilustra el probable desarrollo de M_1+D_1 .

4.2 M_2+D_2 (Deformación milonítica)

Uno de los atributos más sobresalientes del área de estudio es su carácter milonítico, teniendo presencia en todas las unidades litológicas excepto en la cobertura sedimentaria cretácica y cenozoica. Además, es de especial atractivo el hecho de que el cinturón milonítico esté compuesto en su mayoría por tectonitas máficas, pero también en paragneises cuarzo-feldespáticos y calci-silicatados, esquistos pelíticos y en rocas graníticas, permitiendo comparar los resultados texturales del proceso de deformación dúctil no coaxial en cada una de las litologías. Éste evento está denominado en este estudio M_2+D_2 .

4.2.1 Características mesoscópicas de las milonitas

El desarrollo de la milonitización no fue un proceso homogéneo, sino que tuvo lugar a través de zonas de cizalla localizadas, dejando sin deformar cuerpos de roca tabulares (Fig. 4.3) o aboudinados, y cuyas dimensiones van de algunos metros hasta alcances regionales. Estos bloques rígidos podrían rotar y desplazarse como consecuencia de la deformación milonítica, y por lo tanto su posición estructural no conserva un estado original, sin embargo muestran una foliación gnéisica o a veces una textura granoblástica (en el caso de las

hornblenditas), estructuras asociadas a M_1+D_1 . Los dominios de deformación también transcurren con grosores de unos centímetros hasta varios metros y hasta una escala no identificable. Además, con distintos grados en la intensidad de la deformación.

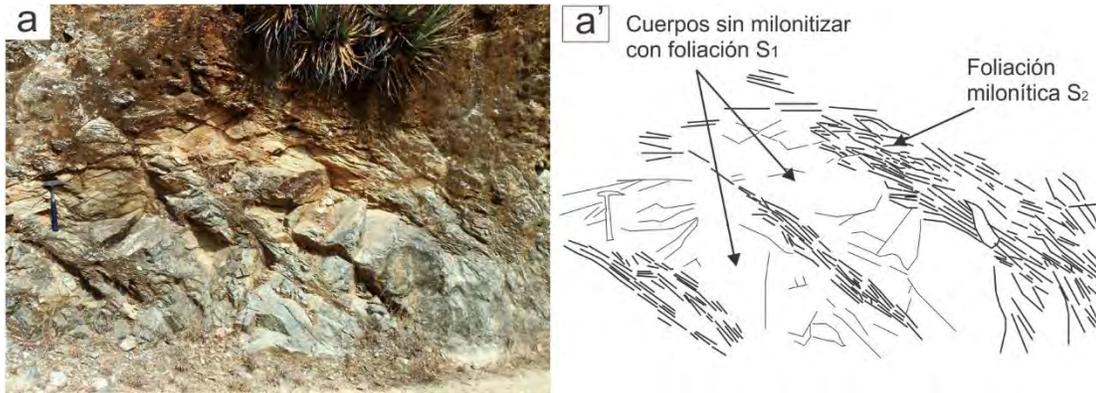


Figura 4.3. a) y a') Zonas de cizalla localizadas que envuelven cuerpos tabulares de esquistos calci-silicatados.

El grado de deformación y los cambios en el estilo textural de las tectonitas del CMSJ dependen del litotipo (o del protolito), o de manera más directa de la mineralogía; por ejemplo, las texturas ultramiloníticas se desarrollan casi de manera exclusiva en paragneises ricos en cuarzo y en esquistos calci-silicatados compuestos por calcita, cuarzo y clorita, por otra parte, las tectonitas máficas comprenden un bloque semi-rígido en el cinturón milonítico, con texturas proto y mesomiloníticas principalmente.

Las **tectonitas máficas** (Fig. 4.4) comprenden la litología más abundante del CMSJ, son esencialmente biminerales, integradas por Amp + Pl (~50-50 %). Las estructuras que definen estas rocas son muy variadas: se observan dominios de plagioclasa estirados dúctilmente con cierta ondulación, permitiendo el desarrollo de foliaciones anastomosadas que, cuando se observa el plano adecuado puede apreciarse asimetría e intersección de planos, y por lo tanto la cinemática de la deformación (planos S-C; Fig. 4.4c). Los dominios estructurales anastomosados implican además, la presencia de aboudinamiento en los agregados monominerales. Este litotipo muestra enjambres de boudines de agregados de anfíbol cuyos rabos de recristalización suelen ser delgados y en ocasiones hacen conexión con otros boudines, desarrollando estructuras escalonadas asimétricas que indican la cinemática de la deformación milonítica (Figs. 4.4c y d). La presencia de estructuras tipo sigma es muy

común en los agregados de anfíbol, aunque también se forman por plagioclasa en menor cantidad (Fig. 4.4a).



Figura 4.4. a) Ortogneis gabroico milonítico. Sentido de deformación dextral, indicado por *sigmas* en plagioclasa. b) textura común observada en las tectonitas máficas. Ancho de fotografía 12 cm. c) Textura milonítica máfica que indica un sentido de cinemática dextral, indicado por planos S-C, sigmas anfibolíticos principalmente y en menor cantidad en plagioclasa y estructuras escalonadas. Ancho de fotografía 0.4 m. d) Milonita máfica con sentido de deformación dextral. e) textura protomilonítica en contacto tectónico con una textura ultramilonítica del litotipo gabroico.

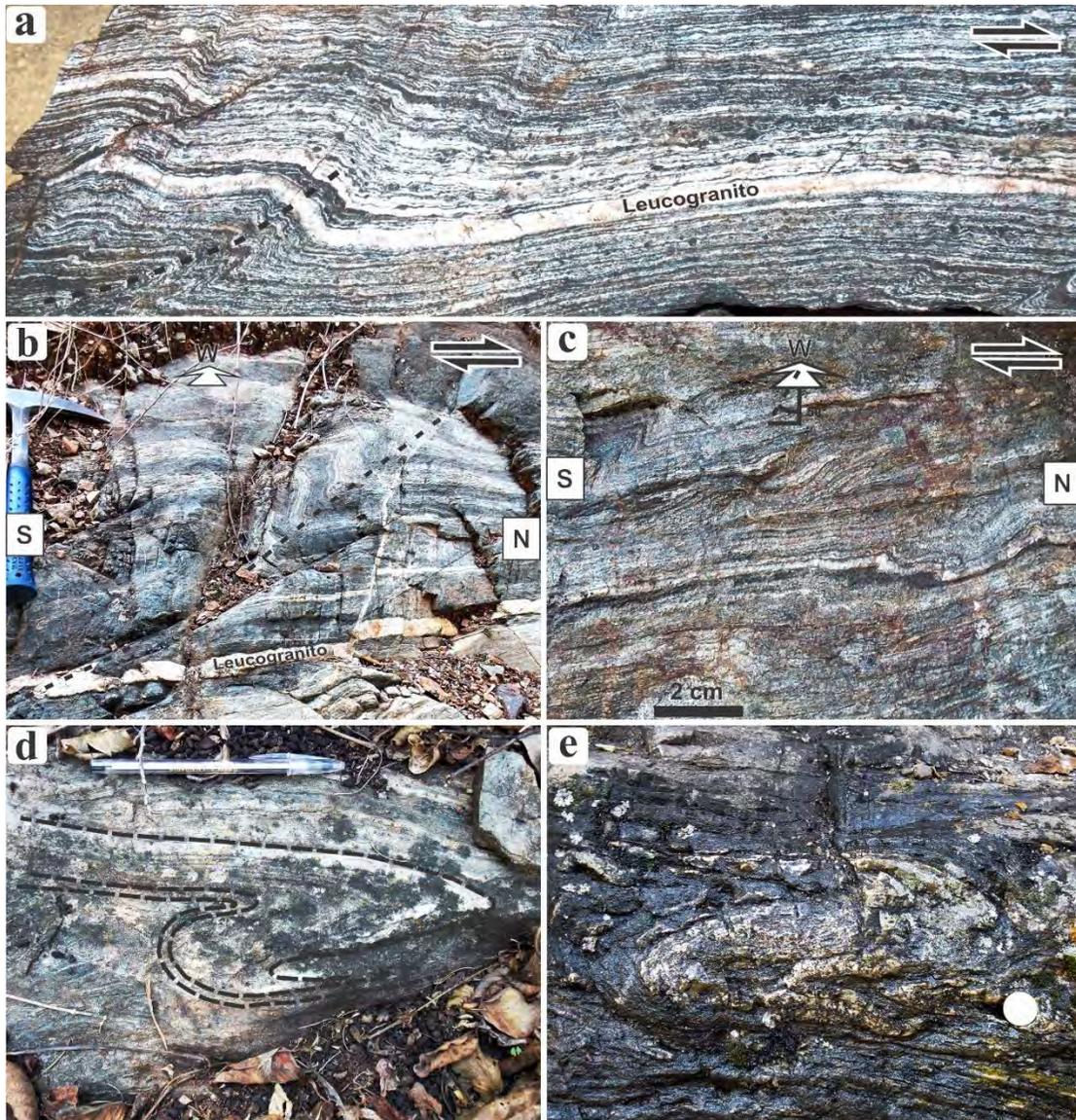


Figura 4.5 a) Muestra de mano de un paragneis anfibolítico ultramilonítico plegado. La muestra está intrusada por un sill granítico con pliegues abiertos que comparten el mismo plano axial y sentido de rotación de los pliegues isoclinales del paragneis. El sentido de deformación es dextral, indicado por pliegues, sigmas y deltas en anfiboles. b) Fotografía que muestra un plano de deformación milonítica dextral en paragneises emplazados por sills graníticos. La deformación milonítica indica una estructura de falla lateral derecha orientada N-S. c) Plano milonítico de paragneis con sigmas y pliegues que indican una falla lateral derecha orientada N-S. El plano de la imagen está orientado azimutalmente $0^{\circ}/50^{\circ}$ E. d) y e) Fotografías de pliegues isoclinales relacionados al proceso de milonitización encontrados exclusivamente en paragneises y que indican una deformación dextral asociados a la falla lateral translitosférica del CMSJ.

La Unidad Etna contiene **paragneises anfibolíticos** que compiten con los ortogneises básicos en cuanto a abundancia. Este litotipo está compuesto esencialmente por Qtz + Pl +

Hbl (30-30-40 %); el cuarzo es la componente que distingue este litotipo de los ortogneises básicos y le aporta un menor grado de resistencia ante procesos de deformación. La importancia que tiene esta diferencia reológica es que el estilo textural que desarrollaron los paragneises es esencialmente ultramilonítico, el cual aporta un criterio diagnóstico para reconocerlos en campo. Otra característica casi exclusiva de los paragneises consiste en el desarrollo de pliegues isoclinales en forma de *z* y *s*, dispuestos en los mismos planos en los que se desarrolla la deformación rotacional (planos perpendiculares a la foliación y paralelos a la lineación mineral) y con el mismo sentido de rotación, indicando que tanto la milonitización como el plegamiento isoclinal son procesos simultáneos o por lo menos están genéticamente relacionados (Fig. 4.5).

Por otra parte, los **esquistos calci-silicatados** (Fig. 4.6), que también pertenecen a la Unidad Etna, presentan características meso y ultramiloníticas, con texturas anastomosadas y dominios monominerales aboudinados y sigmoidales. Debido a sus características texturales pueden ser confundidos con los ortogneises máficos, sin embargo, la presencia de calcita, cuarzo y clorita permite identificarlos. Este litotipo es casi tan abundante como los paragneises anfíbolíticos (ver figura 4.11).

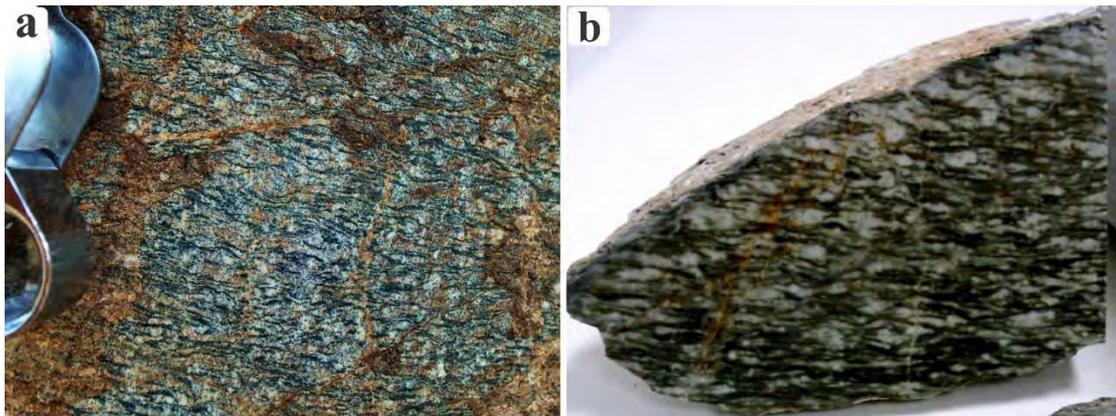


Figura 4.6. a) Fotografía de un esquisto calci-silicatado milonítico en campo. Descripción en texto. b) Corte de una muestra de mano que ilustra el aspecto milonítico de un esquisto calci-silicatado. Los dominios oscuros están integrados por clorita, y los claros pertenecen principalmente a calcita y en menor proporción cuarzo. El rutilo está presente en un 1% de la mineralogía. Ancho de imagen 13 cm.

Los **esquistos pelíticos** (Fig. 2.7, Capítulo II *Unidades litológicas*) son la unidad menos abundante y éstos se identifican por su abundante cantidad de mica blanca. Poseen

texturas anastomosadas y la presencia de pseudomorfos de cianita y listones de cuarzo orientados de acuerdo con la dirección de arrastre tectónico, definiendo la lineación de máximo estiramiento.

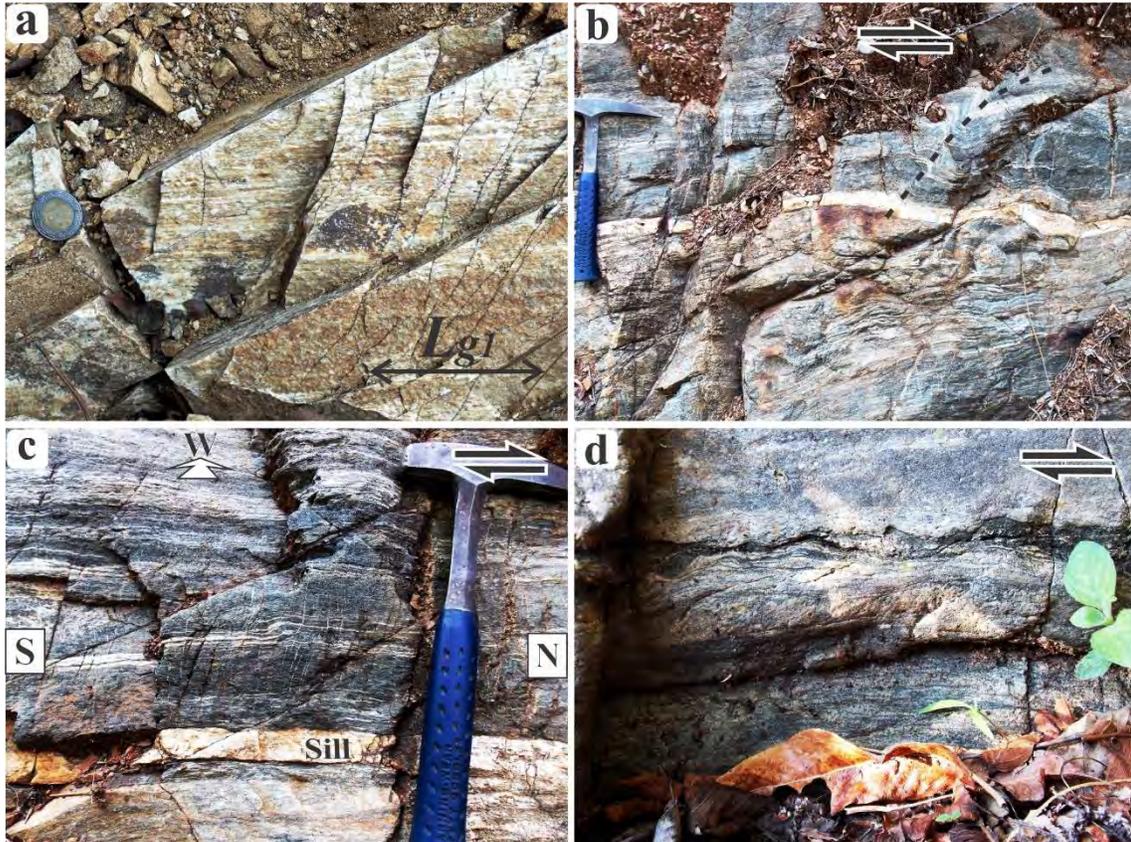


Figura 4.7. a) Fotografía que muestra el aspecto de una milonita de composición granítica y su lineación mineral Lg_1 orientada aproximadamente N-S. La foliación es sub-vertical orientada azimutalmente $183^\circ/68^\circ$. b) Sill leucogranítico emplazado en paragneises cuarzo-feldespáticos que comparten aspectos espaciales de plegamiento, pero difieren en cuanto a intensidad. c) Horizonte granítico intrusionado en los mismos planos de foliación que M_2+D_2 , con la misma cinemática (dextral) pero con una textura protomilonítica, mientras que el encajonante muestra una textura ultramilonítica, indicando un probable emplazamiento sintectónico-tardío de los sills. d) Fotografía que muestra el emplazamiento sintectónico de un sill granítico en la unidad de paragneises Qz-Kfs.

La Unidad Etna es encajonante de enjambres de **sills de composición granítica** con grosores variables que van de 1-2 cm hasta 0.4 m, su intrusión se distribuye principalmente en los sectores compuestos por paragneises anfibolíticos, aunque también se les puede ver en contacto ígneo con bloques de ortogneis gabroico.

El emplazamiento de estos cuerpos ígneos está orientado conforme a los planos de foliación milonítica (Figs. 4.5a y b y 4.7b, c y d), poseen una textura esencialmente protomilonítica (Fig. 4.7a) y comparten la misma cinemática que la roca encajonante; también se puede observar un plegamiento abierto, cuyos planos axiales son los mismos que corresponden a los pliegues isoclinales del encajonante (Figs. 4.5a, b y 4.7b) y por lo tanto se pueden asociar a la deformación no coaxial, evidenciando un emplazamiento contemporáneo a M_2+D_2 . La localización de estos cuerpos ígneos leucocráticos indica que su origen magmático podría provenir de la fusión parcial de la misma unidad metasedimentaria encajonante, aunque probablemente en un sector más profundo y el mecanismo de fusión podría relacionarse con el *calentamiento por cizalla*. El calor por cizalla como una fuente de energía que permita el desarrollo de fusión parcial se ha discutido en algunos trabajos, debido a la constante presencia de cuerpos magmáticos en zonas de deformación milonítica (p. ej. Zhu y Shi, 1990; Paterson y Schmidt, 1999; Akciz et al., 2008). Incluso se han propuesto modelos termo-reológicos que concluyen que en zonas de cizalla dúctiles de carácter regional el calor por cizalla es fundamental para provocar el origen de granitos y sus condiciones metamórficas asociadas (Brown y Solar, 1998; Solar et al., 1998; Leloup et al., 1999; Nabelek y Liu, 1999; Nabelek et al., 2001; Nabelek y Liu, 2004). Sin embargo, y considerando que todas las variables involucradas en este fenómeno estén correctamente balanceadas (por ejemplo la conductividad térmica litosférica, la tasa de deformación, la reología y la fertilidad de las rocas de la corteza, producción de calor por radioactividad, entre otras), la temperatura mínima requerida para producir material fundido supera los $\sim 620 - 700$ °C (Dependiendo de la presión; Chen y Grapes, 2007), tomando en cuenta las reacciones de fusión más bajas, en este caso por deshidratación de muscovita (aunque también pueden considerarse biotita y hornblenda como fases hidratadas que puedan promover reacciones de fusión, pero se requieren temperaturas más altas). En este trabajo se han calculado condiciones de deformación para M_2+D_2 no mayores a 600 °C en la roca encajonante (ver capítulo III *Petrología*), de manera que, aparentemente no hubieron condiciones físicas suficientes para provocar reacciones de fusión *in situ*; pero se puede inferir una fuente más profunda dentro de la misma estructura translitosférica, en donde localmente se produzcan perturbaciones en las geotermas y consecuentemente anatexis, y que el material fundido provenga

principalmente de los esquistos pelíticos de la Unidad Etna debido a su alto contenido de muscovita. Estudios geoquímicos e isotópicos de ambos litotipos (esquistos pelíticos y sills graníticos) podrían ayudar a resolver el problema mediante su comparación.

El desarrollo de leucogranitos como consecuencia del calentamiento por cizalla, el transporte del material fundido a niveles superiores a través de los planos de foliación mediante diferenciales de presión causados por fuerzas boyantes y esfuerzos tectónicos, su emplazamiento y por último su enfriamiento, constituyen una secuencia de procesos que requieren tiempo compartido o contemporáneo con los procesos de deformación milonítica de toda la estructura regional de deslizamiento a rumbo, además, el material fundido no tuvo propiedades deformables hasta alcanzar un estado plástico en su etapa de enfriamiento y después de haber formado una mineralogía y textura fanerítica. Lo anterior implica que los sills graníticos pueden considerarse como intrusiones sintectónicas *tardías* con respecto a M_2+D_2 , cuando los esfuerzos de deformación están terminando de actuar, esto explicaría por qué su textura de deformación es protomilonítica y no ultramilonítica y también por qué su plegamiento es abierto y no isoclinal o apretado como la del encajonante (Figs. 4.5a, b y 4.7b).

4.2.2 Características físicas de la milonitización

Tomando en cuenta las tectonitas máficas como referencia y considerándolas como rocas esencialmente biminerales (Pl + Hbl) se puede establecer las condiciones de la deformación milonítica mediante cálculos termobarométricos en conjunto con las características microestructurales de dichas fases constituyentes. En el caso de la plagioclasa se le observa recristalización BLG y SRG, extinción ondulante, maclas curvadas, orientación de cristales elongados etc.; mientras que los anfíboles se observan elongados y orientados, con extinción ondulante en algunos cristales, desarrollo de kinking, recristalización dinámica, estructuras núcleo-manto, estructuras *garben*, etc. (ver capítulo III *Petrología*). Se puede asumir que el régimen de deformación en que se produjeron las milonitas del CMSJ fue dúctil en el feldespato y transicional o dúctil en el anfíbol (a menos que se comprueben dislocaciones en la red cristalina del anfíbol), sin tomar en cuenta otras fases menores como el rutilo o el apatito que actúan de manera rígida. Esto quiere decir que la milonitización fue desarrollada en la zona inferior de la zona de transición frágil-dúctil de acuerdo al modelo modificado de

Sibson (1977) (Fig. 4.8) para rocas de composición gabraica, indicando así mismo, una profundidad poco menor de ~23 km considerando un gradiente geotérmico promedio.

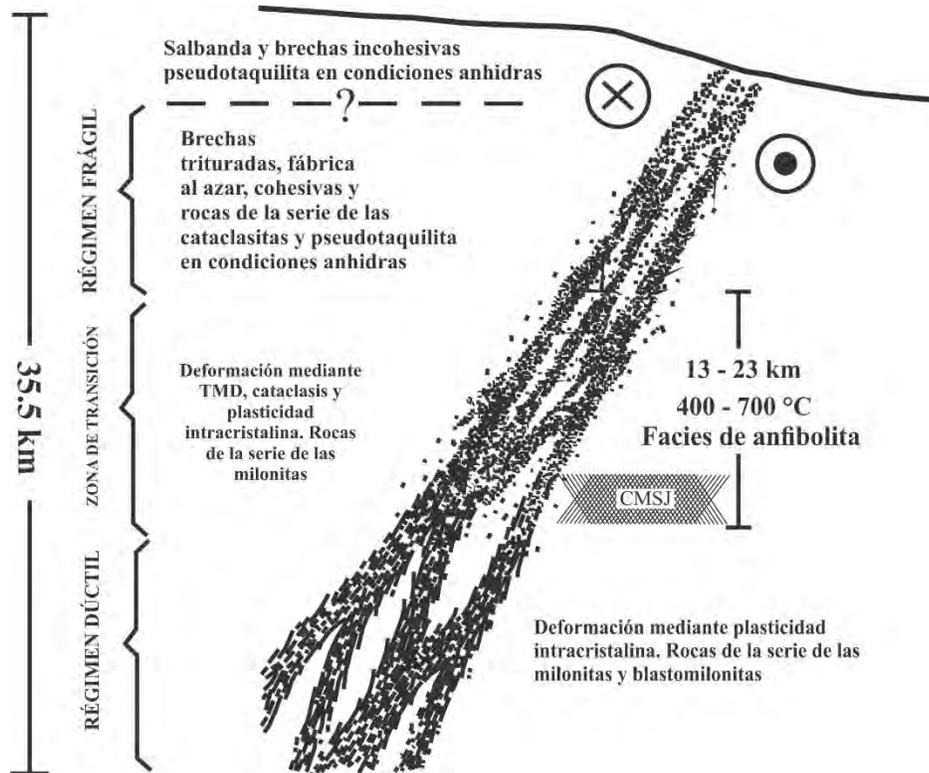


Figura 4.8. Modelo estructural de una zona de cizalla translitosférica que muestra sus divisiones de acuerdo con la profundidad y el estilo de deformación. Modificado de Sibson (1977) para ilustrar el modelo con rocas de composición básica. Se indica la posición cortical en que posiblemente ocurrió la milonitización de la zona actualmente expuesta del CMSJ.

En la posición cortical mencionada (Fig. 4.8), las características físicas que pudieron haber gobernado el sistema de deformación son 6-7 kbar de presión y 460-690 °C, condiciones que coinciden con los cálculos termobarométricos realizados con Hbl-Pl (Holland y Blundy 1994), donde se obtuvieron valores de 521 ± 21 °C y 6.3 ± 0.9 kbar (ver capítulo III *Petrología*). Así mismo, tales condiciones físicas indican facies metamórficas que van de esquistos verdes hasta anfibolita de media presión; características que pueden deducirse también a partir de la mineralogía desarrollada con la deformación milonítica observada en este trabajo (Hbl + Ab + Ep + Chl) y también reportada por Alaniz et al. (1994, 1996). Sin embargo, dichas características termodinámicas asociadas a M_2+D_2 corresponden al sector de roca actualmente

expuesto, también debe tomarse en cuenta que la disposición estructural del CMSJ es vertical con características de falla transcortical, es decir, su actividad tectónica consiste en un límite de bloques continentales que transcurre a través de toda la corteza. Esto indica que las condiciones termodinámicas debieron ser superiores en sectores más profundos, siendo consistente con la generación de materiales magmáticos sintectónicos.

4.2.3 Geometría y cinemática de la milonitización

Debido a que M_2+D_2 es una reactivación de fábricas planares preexistentes vinculadas a M_1+D_1 (Alaniz et al., 1994, 1996; Nieto et al., 1995 – Aunque dichos autores consideran a D_1 como una foliación milonítica homogénea con naturaleza de cabalgadura sin presencia de plegamiento), el desarrollo de la foliación milonítica tuvo que adaptarse a las características geométricas preexistentes, siendo condicionada por el rumbo y las diferentes inclinaciones de la foliación y el plegamiento de M_1+D_1 .

De acuerdo con datos recabados en campo, el resultado geométrico de los planos miloníticos es muy complejo, sin embargo, sí es posible advertir una estructura milonítica general predominante y una cinemática de deformación que aporten un importante significado tectónico regional.

La **foliación milonítica** (S_{o3} y S_{e3}) es una transformación textural de S_{o2} y S_{e2} (flancos de pliegues con foliación gnéisica y esquistosa respectivamente asociadas a M_1+D_1), pero la disposición espacial de los mismos aproximadamente se mantienen y configuran el sistema estructural milonítico predominante, con un rumbo que varía al norte 340° - 020° y al sur 160° - 200° , formando un patrón de plegamiento N-S, la inclinación de la foliación varía de 12° - 72° con una mayor densidad de datos entre 40° - 60° (Fig. 4.11). Sin embargo, se han observado por lo menos otros dos patrones de foliación milonítica secundarias, el primero posee un conjunto de rumbos que varían de 060° - 115° E y al WSW 240° - 270° con un echado de 20° - 55° (Fig. 4.11) y el segundo 295° - 340° al NW y 115° - 160° SE con un echado que varía de 20° - 60° (Fig. 4.11). Estos dos grupos de foliación conforman planos de falla normal e inversa que a su vez configuran un complejo sistema de sectores miloníticos conectados oblicuamente al sistema mayor orientado N-S (Fig. 4.11). El origen de estas estructuras secundarias podría estar vinculado a un ambiente tectónico lateral con componente extensional, formando fallas

de despegue con foliaciones sub-horizontales, o, a la readaptación de estructuras previas, sin embargo, también contribuyen a la cinemática regional de manera consistente.

Como se ha mostrado anteriormente, durante la etapa de deformación lateral se desarrolló material magmático sintectónicamente. El resultado fueron dique-estratos granitos que se incorporaron a la dinámica de deformación durante una etapa tardía de M_2+D_2 . Los sills graníticos desarrollaron una foliación protomilonítica Sg_1 que es paralela a So_3 y Se_3 , definida por la orientación de minerales cuarzo-feldespáticos y mica blanca.

Por su parte, la **lineación mineral** milonítica (Lo_3 y Le_3) se presenta paralela a la lineación relacionada con los ejes de charnela de $F(o, e)_1$, y está constituida por elongación de minerales u ordenamiento de los mismos. En los ortogneises máficos, la lineación está definida por listones de plagioclasa y cristales de anfíbol elongados y/u orientados; los paragneises anfibolíticos no poseen una lineación tan evidente, pero si muestran listones de cuarzo de varios cm de longitud, y anfíboles y plagioclasa orientados; los esquistos calcisilicatados contienen cristales elongados de clorita, calcita y cuarzo; los esquistos pelíticos muestran pseudomorfos de cianita (o estauroлита) orientados y listones de cuarzo; y, por último, los sills graníticos que por primera vez desarrollan una lineación mineral Lg_1 , definida de manera muy evidente por listones de cuarzo, rabos de recristalización y por cristales de plagioclasa y feldespato-k elongados y orientados (Fig. 4.7a). Todas las lineaciones se encuentran orientados conforme a la dirección de máximo estiramiento con rumbos que varían de $330^\circ-010^\circ$ N y $160^\circ-200^\circ$ S y de manera sub-horizonta (inclinación $0^\circ-30^\circ$) (Fig. 4.11), indicando que el estilo de falla fue lateral con una orientación tendencialmente N-S. La tendencia con respecto a la lineación no varía incluso en los sistemas de foliación oblicuos, sugiriendo que mantienen una relación genética porque en todos los casos comparten la misma dirección de arrastre tectónico (N-S). Sin embargo, existe otro conjunto de lineación asociado a las charnelas de los pliegues isoclinales miloníticos en los paragneises anfibolíticos (Le_4), este es perpendicular a Le_3 y poseen una inclinación que varía de $30^\circ-40^\circ$ hacia el poniente y hacia el oriente (Fig. 4.11).

La **cinemática** de la deformación no coaxial fue interpretada a través de indicadores cinemáticos convencionales, principalmente micrométricos (Fig. 4.9), pero también a nivel de afloramiento (Figs. 4.4, 4.5 y 4.7). El tipo de indicadores cinemáticos depende de la

mineralogía que compone al litotipo en cuestión. Microscópicamente, los ortogneises gabroicos presentan estructuras sigma en cristales individuales de anfíbol y plagioclasa (Fig. 4.9c) pero también en boudines de agregados de anfíbol y fábricas ASPO así como mosaicos de cristales elongados y orientados. Las componentes ultramáficas de la unidad gabroica muestran principalmente sigmas en anfíboles y planos S-C' (Figs. 4.9d, h, e, i). Los paragneises anfíbolíticos presentan mayor riqueza en cuanto a tipo de indicadores, por ejemplo estructuras sigmoidales en anfíboles (Fig. 3.14—capítulo III *Petrología*), apatito y en agregados de minerales (Fig. 4.9b); estructuras tipo delta en feldespato-k, plagioclasa y apatito; libros rotados (Fig. 3.13b—capítulo III *Petrología*) y planos S-C y C' (Fig. 4.9g). Los esquistos calci-silicatados presentan estructuras sigmoidales en agregados de clorita y en cristales individuales de rutilo. Es común observar rutilos *delta* (Fig. 4.9j). Por último, los sills graníticos muestran sigmas en minerales feldespáticos, peces de mica y deslizamiento de cristales fracturados (Fig. 4.9a).

Las muestras orientadas y colectadas en campo definen una cinemática identificada a partir de los indicadores cinemáticos descritos anteriormente, aunque no todas mostraron una cinemática confiable, estadísticamente se ha podido establecer una cinemática dextral homogénea para todo el CMSJ, considerando una falla transcortical lateral orientada N-S. La misma cinemática puede corroborarse a nivel de afloramiento.

La figura 4.10 es un mapa geológico-estructural que muestra la distribución de las unidades litológicas, algunas estructuras mayores y la distribución de las muestras que han permitido definir con claridad la cinemática de M_2+D_2 . Cada muestra está representada por una red estereográfica que incluye el plano de su foliación milonítica, la dirección e inclinación de la lineación mineral y, en los casos de falla lateral la cinemática está expresada con vectores de cizalla y, en casos donde la dinámica es de falla normal o inversa, la dirección de la lineación mineral indica la dirección de arrastre del bloque de cima (consultar Rowland et al., 2007). La mayoría de las muestras indican una cinemática dextral con planos de foliación sub-verticales; otras muestras como la JGE-45, JGE-46 o JGE-49, etc., aportan evidencia de la presencia de canales miloníticos oblicuos, con dinámica de falla normal o inversa pero acoplados al sistema de deformación principal.

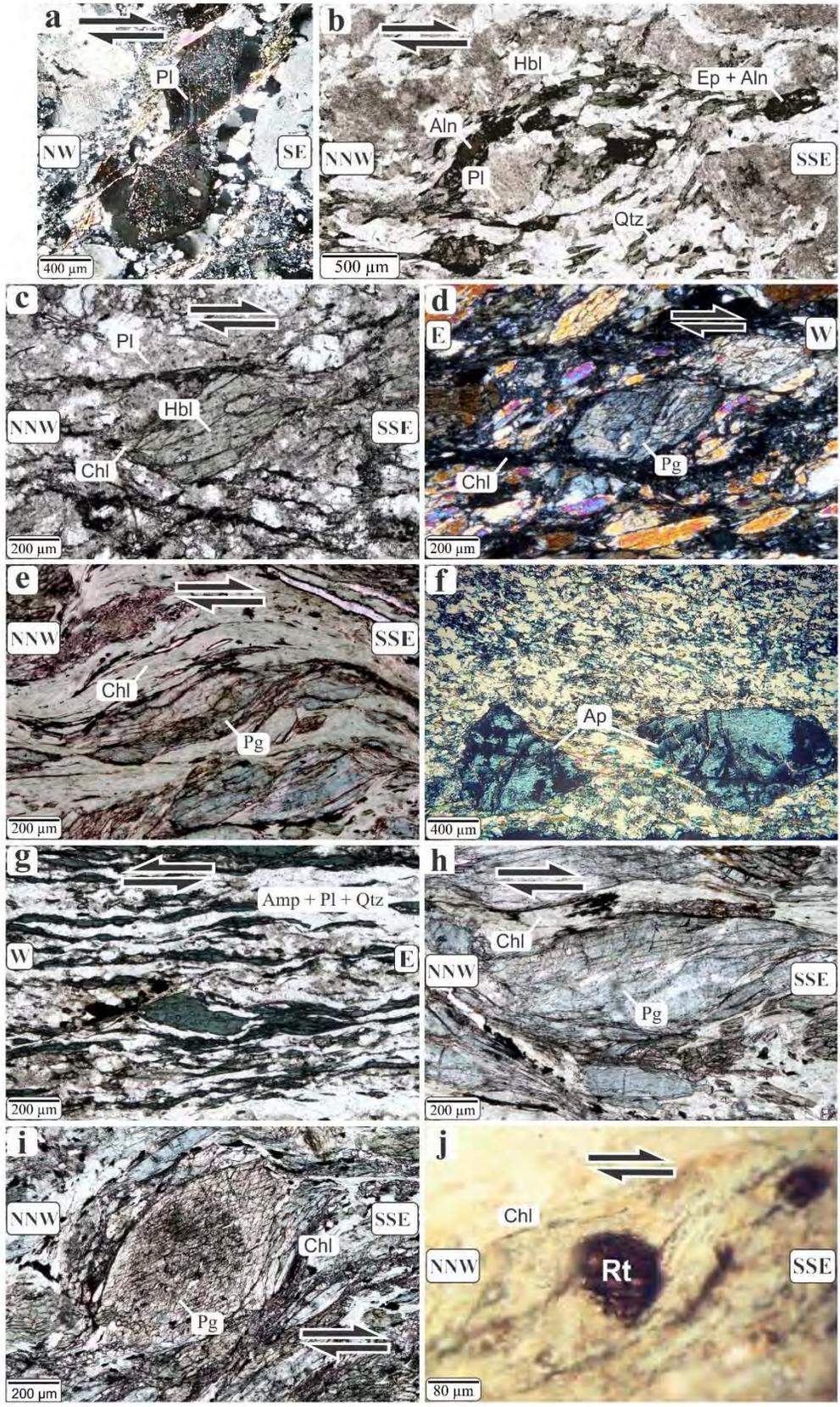


Figura 4.9. Fotomicrografías que muestran diferentes indicadores cinemáticos y su orientación espacial. a) cristal de plagioclasa fracturado y deslizándose en un sill granítico sintectónico indicando una cinemática dextral. Imagen vista con analizador. b) agregado de minerales (plagioclasa, feldespato-k, cuarzo, epidota, alanita y hornblenda) conformando una estructura *sigmoidal* dextral en un paragneis anfibolítico. Imagen vista con luz paralela. c) Estructura *sigma* dextral en un cristal de hornblenda y otro más en un cristal de plagioclasa en la parte superior derecha de la imagen tomada con luz paralela. d) Mosaico de numerosas estructuras sigma en hornblenda con rabos de recristalización compuestos por clorita, indicando una cinemática dextral en un litotipo ultramáfico. Fotomicrografía tomada con analizador. e) Fotomicrografía tomada con luz paralela que muestra una anfíbol deformado dúctilmente con cinemática dextral y conformando planos S-C' en un litotipo ultramáfico. f) Cristal de apatito dislocado y rotado en un ortogneis anortosítico de los sectores diferenciados del ortogneis gabroico, sin embargo su cinemática no es clara. Imagen vista con analizador. g) Cristal de hornblenda deformado y conformando en conjunto con la matriz que le contiene estructuras de planos S-C'. La cinemática es sinistral en un paragneis anfibolítico. Fotomicrografía tomada con luz paralela. h) e i) Hornblendas pertenecientes a un ortogneis ultrabásico, conformando estructuras sigma con una dinámica dextral. Imágenes tomadas con luz paralela. j) Cristal de rutilo envuelto por una matriz de clorita y conformando una estructura *delta* con cinemática dextral en un esquistosilicatado. Fotomicrografía tomada con luz paralela.

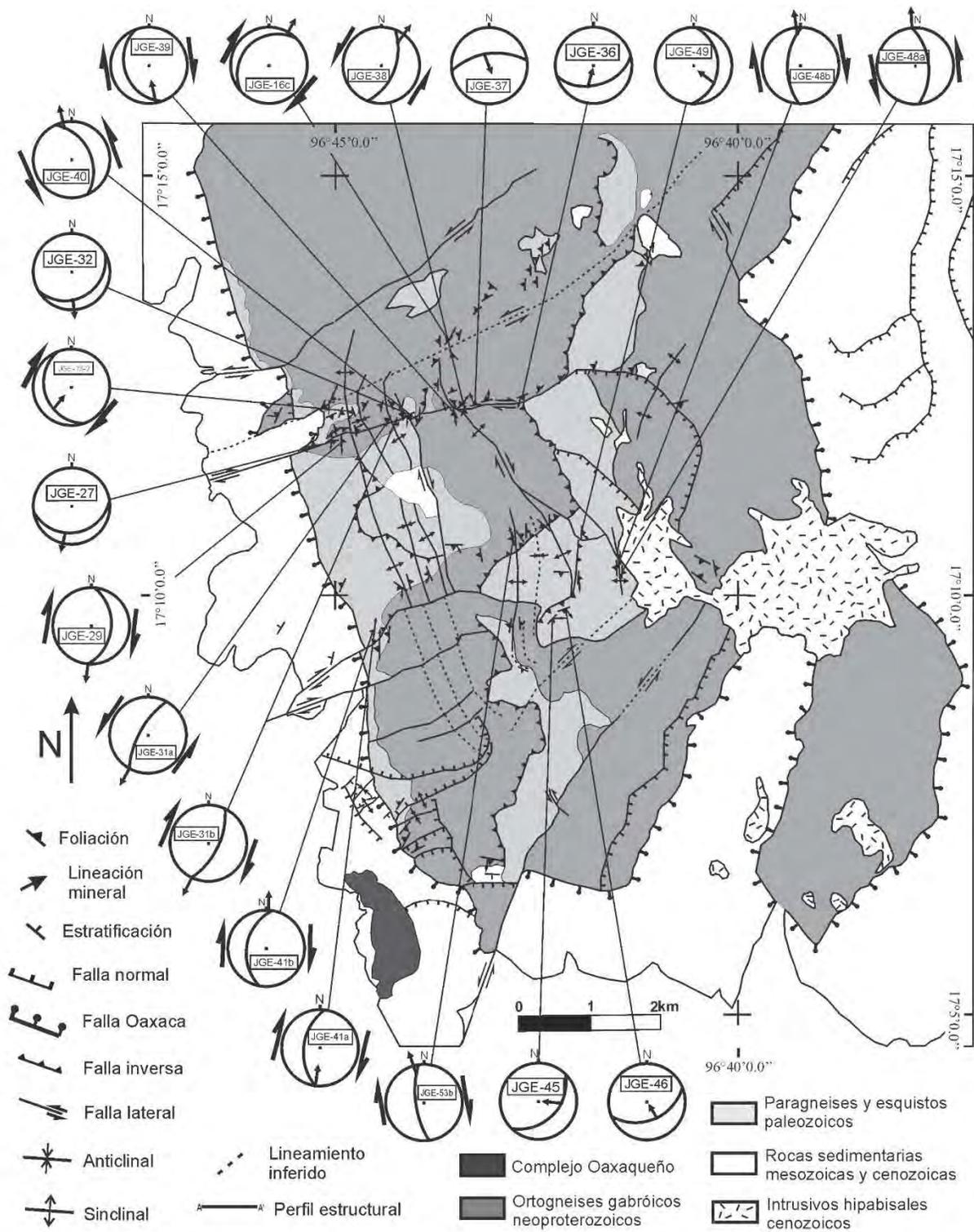


Figura 4.10. Mapa geológico-estructural que ilustra la cinemática de M_2+D_2 .

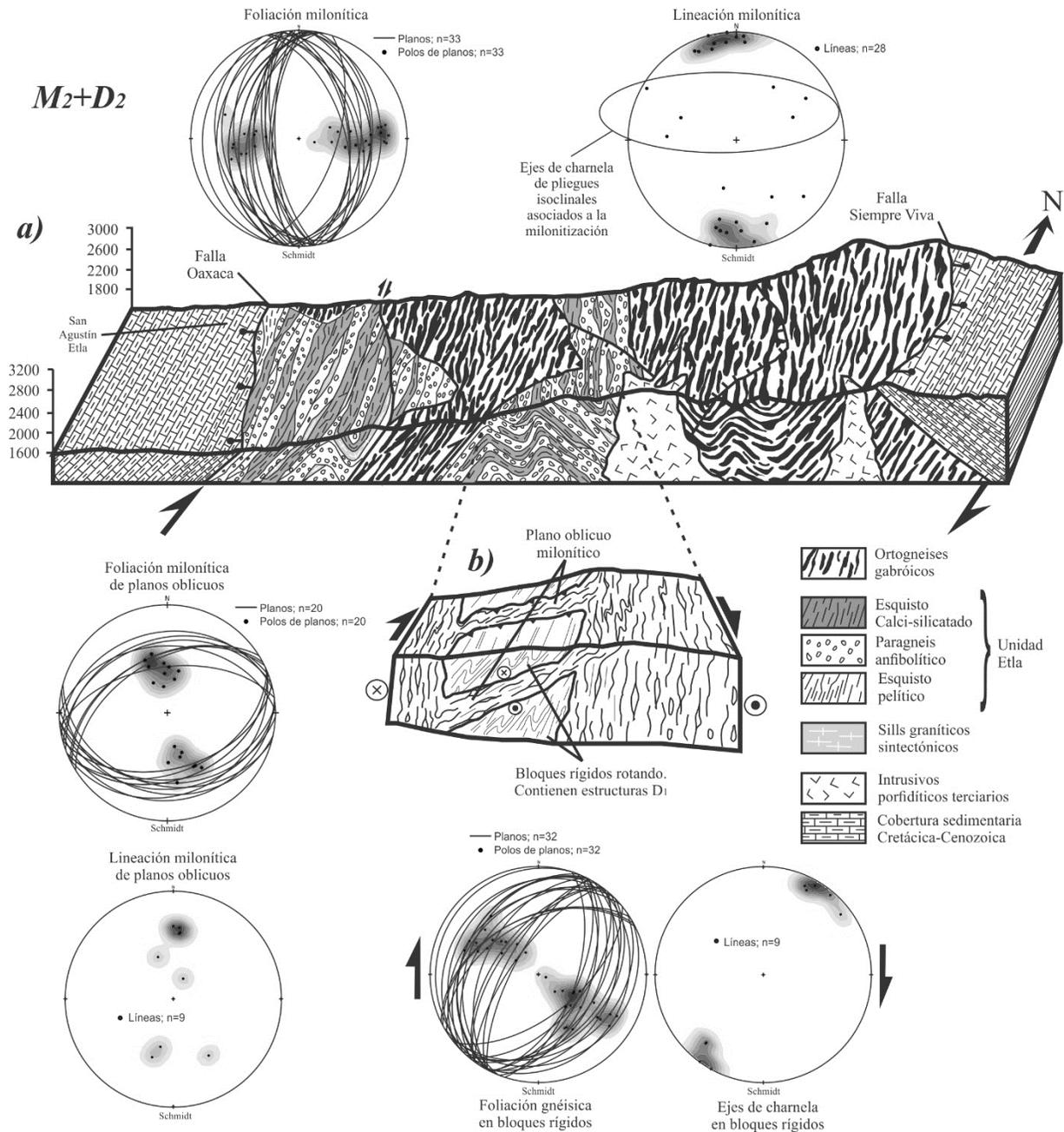


Figura 4.11. a) Sección estructural esquemática que muestra la disposición espacial de las estructuras mayores, límites tectónicos y relaciones litológicas del CMSJ. b) Sección estructural esquemática que indica la presencia de bloques rígidos rotados que contienen fábricas plano-lineares asociadas a M_1+D_1 y planos oblicuos de milonización asociados a M_2+D_2 . Todos los dominios estructurales están representados por sus respectivas redes estereográficas.

4.3 D_3 (Plegamiento E-W)

Esta fase de deformación (Fig. 4.12) se presenta de manera escasa y exclusivamente en la secuencia metasedimentaria y los sills graníticos, con diferentes estilos de acuerdo con el litotipo. Su origen no está claro todavía. Consiste en el plegamiento en diferentes escalas de las foliaciones miloníticas Se_3 y Sg_1 , y se designa como $F(e, g)_2$. No se ha observado que este evento afecte a los ortogneises gabroicos, debido probablemente a su carácter reológico. En los esquistos pelíticos y calci-silicatados, se observa un plegamiento milimétrico-centimétrico, provocando una crenulación y/o planos axiales con rumbos que varían de 0° - 10° N y de 164° - 185° S e inclinados más de 70° , mientras que sus ejes de charnela se orientan N-S con un promedio de inclinación de 32° . El estilo de este plegamiento no es cilíndrico y tiene una dirección de acortamiento aproximadamente E-W. El tipo de plegamiento en estos litotipos se debe únicamente al grosor de las capas de foliación.

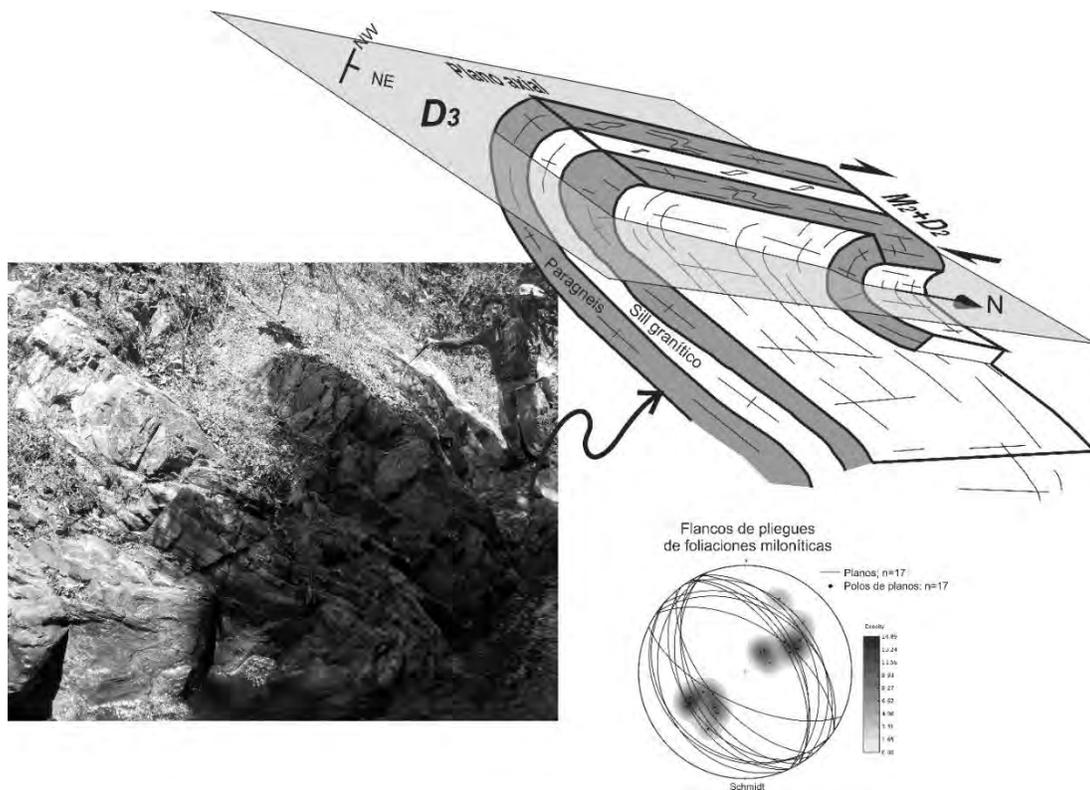


Figura 4.12. Esquema estructural tomado de la fotografía que se observa del lado izquierdo. El esquema ilustra la disposición espacial del plegamiento asociado a D_3 , en este caso, observado en el paragneis anfibolítico intrusionado por un sill granítico en el centro. El plano axial muestra una

dirección de inclinación al NE y el eje de la charnela se orienta al norte con $\sim 30^\circ$ de inclinación. El plano de corte que se observa aproximadamente paralelo al plano axial contiene elementos estructurales que indican la cinemática de M_2+D_2 .

La escala de plegamiento incrementa en los paragneises anfíbolíticos debido a la presencia de los sills graníticos, que otorgan espesores de capa mayores (Fig. 4.13d), alcanzando longitudes entre charnelas de hasta 3 m. La disposición espacial del plegamiento en este litotipo es consistente con los anteriores, mostrando planos axiales orientados aproximadamente N-S aunque con una inclinación distinta ya que se inclinan al NE menos de 40° en promedio, indicando una dirección de acortamiento sub-vertical. Los ejes de charnela se orientan 30° N (Fig. 4.13).

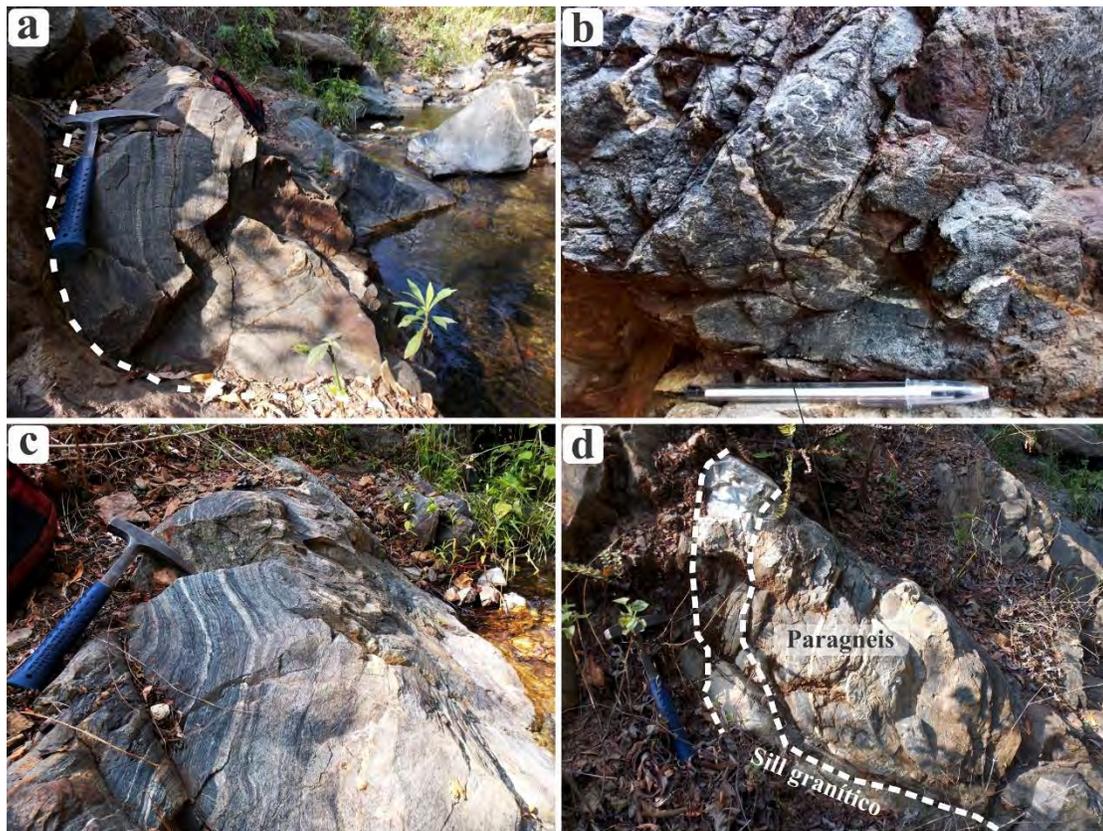


Figura 4.13. Evidencias de D_3 a nivel de afloramiento en paragneises anfíbolíticos. a) Charnela cuyo eje está orientado al norte e inclinado 30° y afecta a los paragneises con textura ultramilonítica. b) Plegamiento de escala centimétrica afectando dique-estratos graníticos emplazados en la foliación milonítica de los paragneises. c) Plegamiento afectando paragneises + dique-estratos graníticos con un plano axial orientado N-S e inclinado $\sim 30^\circ$ E. El martillo señala el norte. d) Paragneis + dique-estrato granítico siendo afectados por D_3 , que ocurre de manera posttectónica con respecto a M_2+D_2 .

Es evidente que este evento de deformación es postectónico con respecto a M_2+D_2 debido a las características observadas directamente en campo (Fig. 4.13), lo que implica que su desarrollo ocurrió en una edad posterior al emplazamiento de los sills graníticos; por otra parte, no se ha identificado una paragénesis asociada a este evento, por lo cual se designa como D_3 únicamente. Una consecuencia de D_3 es que dificulta la interpretación de la cinemática de M_2+D_2 porque el plegamiento invierte la posición de los planos que contienen la cinemática de la deformación no coaxial, sin embargo, si se retrodeforma la secuencia pueden reestablecerse las orientaciones originales y la dextralidad de la cinemática continúa siendo consistente.

4.4 Etapas tectónicas frágiles: D_4 y D_5

De acuerdo con observaciones de campo y cartográficas, el CMSJ registró una etapa tectónica que involucra el desarrollo de fallas laterales orientadas N-S de carácter frágil (Fig. 4.14). Este evento puede considerarse como D_4 .

D_5 se refiere al último evento de exhumación en el que finalmente se queda expuesto el CMSJ por medio de un sistema de *basin and range*, desarrollándose un sistema de fallas normales, con dos estructuras mayores, una en cada extremo del cinturón milonítico: la Falla Oaxaca al poniente y la Falla Siempre Viva al oriente, las cuales permiten aflorar al núcleo metamórfico que constituye al CMSJ. El sistema de fallas normales también se registra al interior del complejo milonítico, cortando a la foliación milonítica y a D_3 (Fig. 4.5b).

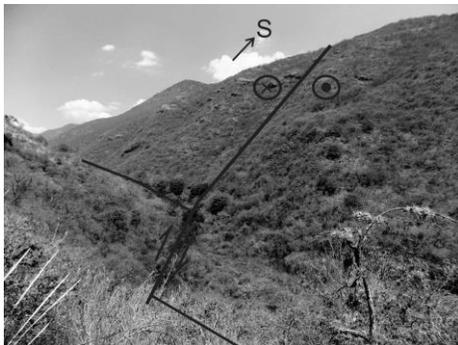


Figura 4.14. Fotografía que muestra la orientación de una falla lateral dextral frágil relacionada con D_4 .

5.1 Geocronología

El CMSJ está conformado por rocas metamórficas cuyos protolitos varían entre rocas ígneas y sedimentarias, siendo su origen todavía incierto. La Unidad Etna no había sido reportada anteriormente y la edad ígnea de los ortogneises gabroicos fue asociada al Complejo Oaxaqueño (Proterozoico) en función de observaciones de campo, modelos estructurales y algunos análisis isotópicos (Alaniz-Álvarez et al., 1994, 1996); sin embargo, no existe una edad absoluta en ningún litotipo mencionado. De aquí la necesidad de obtener información geocronológica que permita aclarar la temporalidad en que ocurrieron los eventos geológicos (ígneos y sedimentarios) que dieron origen a los protolitos integrantes de las rocas del CMSJ, lo cual permitiría entender mejor el marco tectónico que involucró el área de estudio. Con dicho fin se realizaron cuatro fechamientos isotópicos empleando el método U-Pb en zircones. La metodología se explica en el capítulo *I Introducción*. Los litotipos analizados fueron los siguientes: JGE-18 (esquisto pelítico), JGE-46 (paragneis anfíbolítico), JGE-50 (ortogneis anortosítico) y JGE-30 (Sill granítico). Los dos primeros pertenecen a la Unidad Etna y el ortogneis anortosítico es parte de la secuencia de ortogneises máficos diferenciados.

Los fechamientos realizados definen un panorama geocronológico completo de los litotipos del CMSJ en términos del origen de sus protolitos. Sin embargo, la edad de M_1+D_1 no queda esclarecida, aunque puede correlacionarse con otros eventos metamórficos regionales. Por otra parte, la edad del sill granítico (JGE-30) representa también la edad del evento de deformación milonítico M_2+D_2 debido a su naturaleza sintectónica. D_3 tampoco se determinó geocronológicamente, pero puede ser correlacionado con otras regiones tectónicamente similares.

5.1.1 Antecedentes

Los antecedentes geocronológicos cercanos al CMSJ son muy escasos y se muestran en la tabla 5.1; los más próximos al área de estudio fueron obtenidos por Alaniz-Álvarez et al.

(1994, 1996). Esos autores presentan una edad de 180 ± 4 Ma obtenida con K-Ar en una muscovita interpretada como sintectónica a M_2+D_2 (D_2 en la nomenclatura de Alaniz-Álvarez et al. 1994). Dos años más tarde reportan una edad de 165 ± 20 Ma utilizando U-Pb en zircones (intercepción inferior de la curva de discordia) del Granito San Felipe, interpretado también como sintectónico a M_2+D_2 ; del mismo litotipo se separaron dos fracciones de monacita, obteniéndose una edad poco constreñida de $163 +42/-13$ Ma. En ese mismo trabajo, se incluye la edad de las muscovitas contenidas en sills graníticos sintectónicos a M_2+D_2 , la cual fue de 169.3 ± 1.7 Ma utilizando $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Al norte del área de estudio (cerca de Teotitlán del Camino y dentro del Terreno Cuicateco), se han reportado edades de 140.6 ± 1.5 Ma utilizando U-Pb en zircones de un granito gnéisico leucosomático, edad interpretada como edad de migmatización por adelgazamiento cortical asociado a la apertura de la Cuenca Cuicateca (Ángeles-Moreno, 2006); en el mismo trabajo se reportan edades de mica blanca y hornblenda de 132.18 ± 0.6 Ma (mica blanca- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), 144.9 ± 1.5 Ma (hornblenda- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), 131.9 ± 1.8 Ma (mica blanca- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y 131.3 ± 0.6 Ma (mica blanca- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) que fueron interpretadas como la etapa de enfriamiento del evento tectonotérmico reportado en dicho trabajo.

Tabla 5.1. Edades isotópicas cercanas al área de estudio.

Autor	Edad (Ma)	Mineral	Método	Evento
Alaniz-Álvarez et al., (1994)	180 ± 4	Muscovita	K-Ar	Milonitización (M_2+D_2)-CMSJ
Alaniz-Álvarez et al., (1996)	165 ± 20	Zircón	U-Pb	Milonitización (M_2+D_2)-CMSJ
Alaniz-Álvarez et al., (1996)	$163 +42/-13$	Monacita	U-Pb	Milonitización (M_2+D_2)-CMSJ
Alaniz-Álvarez et al., (1996)	169.3 ± 1.7	Muscovita	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Milonitización (M_2+D_2)-CMSJ
Ángeles-Moreno, (2006)	140.6 ± 1.5	Zircón	U-Pb	Migmatización Terreno Cuicateco
Ángeles-Moreno, (2006)	132.1 ± 0.6	Mica blanca	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Migmatización Terreno Cuicateco
Ángeles-Moreno, (2006)	144.9 ± 1.5	Hornblenda	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Migmatización Terreno Cuicateco
Ángeles-Moreno, (2006)	131.9 ± 1.8	Mica blanca	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Migmatización Terreno Cuicateco
Ángeles-Moreno, (2006)	131.3 ± 0.6	Mica blanca	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Migmatización Terreno Cuicateco

5.1.2 Ortogneis máfico

No obstante que los ortogneises gabroicos carecen de zirrones, no es el mismo caso para las componentes leucocráticas (anortosíticas) de los mismos. Se separaron zirrones de tres muestras anortosíticas etiquetadas como JGE-42 (n=15), JGE-50 (n=15) y JGE-24 (n=36) (Figs. 5.1 y 5.2). Los cristales poseen tamaños que van de ~40-200 μm , poseen una forma subhedral a anhedral y no muestran un crecimiento oscilatorio magmático típico, aunque en muchos casos se observan estructuras núcleo-borde que podrían indicar dos etapas de crecimiento (Fig. 5.1). Los análisis se graficaron en diagramas de concordia (Figs. 5.2a, b, c) en los cuales se observan concordantes y configurando grupos aproximadamente concéntricos, mientras que las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, cuyas edades oscilan entre 880-1140 Ma, se ilustran en diagramas de promedio ponderado (Figs. 5.2d, e, f). Las edades determinadas para las tres muestras son 1022 ± 29 Ma, 1017 ± 44 Ma y 996 ± 20 Ma respectivamente, indicando que la suite de ortogneises máficos podría provenir del Complejo Oaxaqueño como se ha considerado hasta ahora.

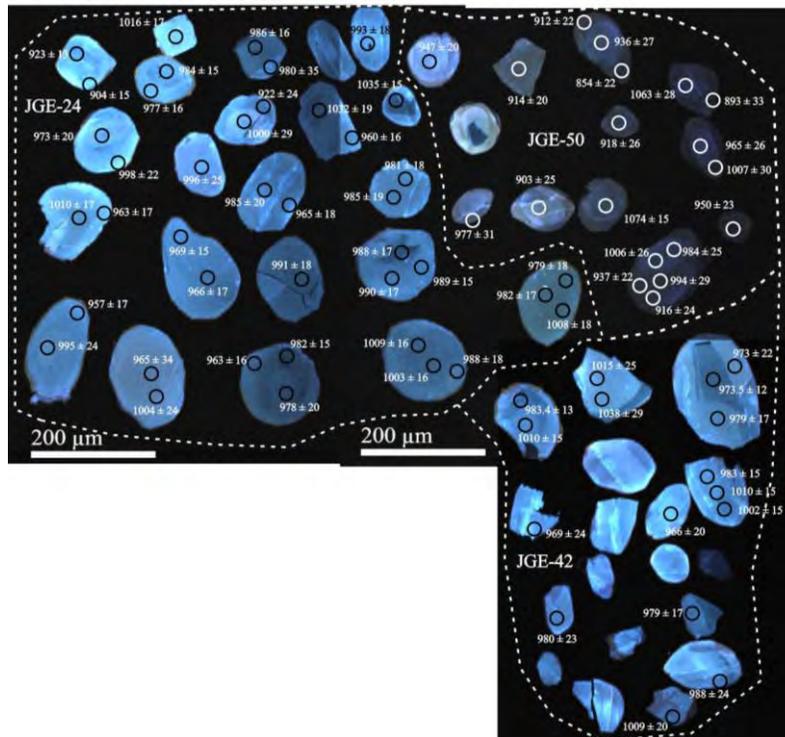


Figura 5.1. Fotomicrografías de catodoluminiscencia en zirrones de las muestras JGE-42, JGE-50 y JGE-24 respectivamente, obtenidas con microscopio electrónico.

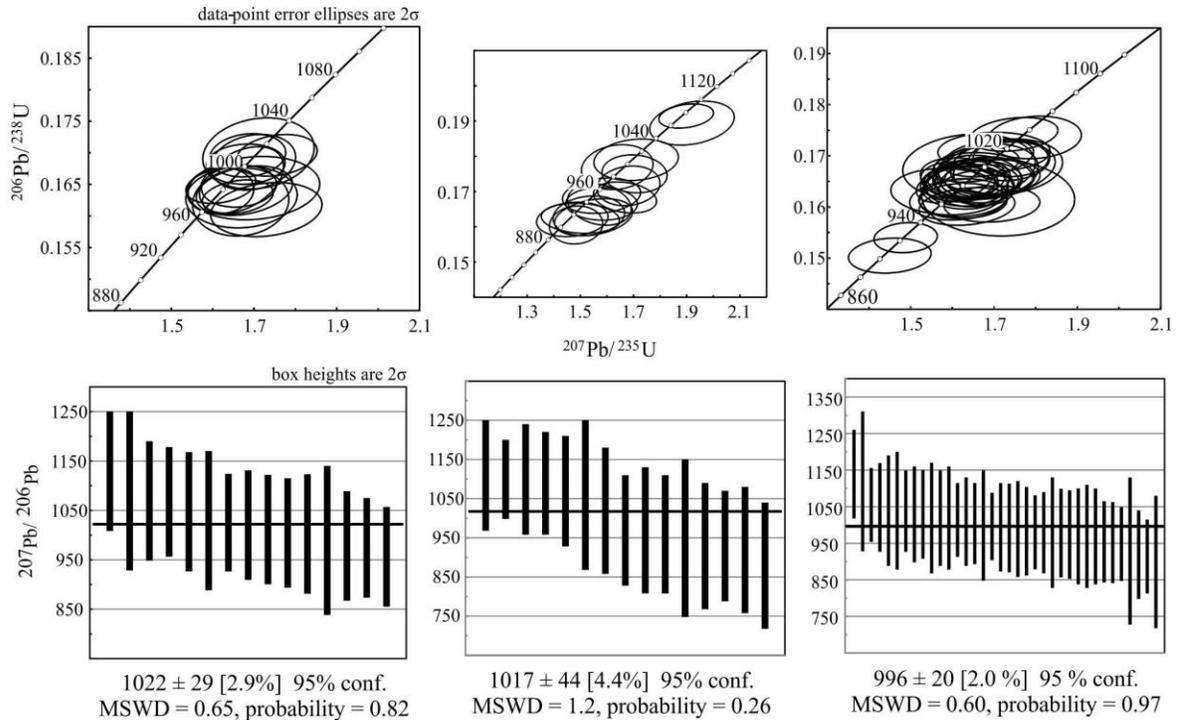


Figura 5.2. a), b) y c) muestran los diagramas de concordia *Wetherill* para las muestras JGE-42, JGE-50 y JGE-24 respectivamente; mientras que en el mismo orden, las figuras d), e) y f) ilustran las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en diagramas de promedio ponderado, las cuales indican edades de 1022 ± 29 Ma, 1017 ± 44 Ma y 996 ± 20 Ma respectivamente.

5.1.3 Unidad Etna

La Unidad Etna es una secuencia de rocas metasedimentarias de grado medio que no se había reportado con anterioridad y podría correlacionarse con diversas unidades sedimentarias y metasedimentarias regionalmente; por este motivo fue necesario caracterizarla en términos de proveniencia y edad.

5.1.3.1 Paragneis anfíbolítico

Se midieron 40 puntos de cristales detríticos de zircón de este litotipo, los cuales muestran un rango de edades Precámbrico-paleozoicas (939–422 Ma). Algunos cristales muestran núcleos heredados o bordes de sobrecrecimiento; sin embargo, todos tienen una morfología detrítica y tamaños pequeños (100–50 μm). Todos los puntos analizados fueron

realizados en núcleos de cristales. Excepto por dos mediciones, todas las demás muestran una relación isotópica $\text{Th}/\text{U} > 0.2$, sugiriendo un origen ígneo (Anexo).

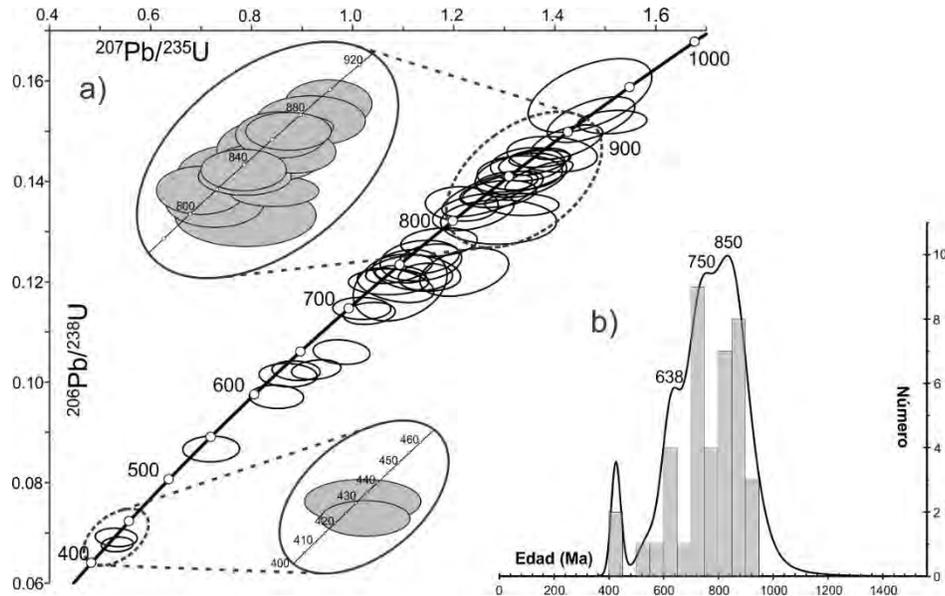


Figura 5.3. a) Diagrama de concordia *Wetherill*, se hace énfasis en el *cluster* de zircones entre 810–913 Ma para resaltar la proveniencia neoproterozoica y en los zircones más jóvenes que definen la edad máxima de depósito (422–431 Ma–Silúrico). b) Gráfica de probabilidad de edad relativa e histograma que ilustran la abundancia de edades, el pico más importante lo definen zircones entre 810–913 Ma. Nótese la ausencia de zircones grenvilleanos. Diagramas calculados y graficados con *Isoplot*.

La figura 5.3 muestra un diagrama de concordia *Wetherill* y uno de probabilidad de edad relativa con histograma. En ellos se ilustra la distribución y edad de los zircones. Las relaciones isotópicas son generalmente concordantes. El grupo de edades más numeroso está integrado por 17 zircones que oscilan entre 810–913 Ma con un pico de máxima probabilidad en 850 Ma, indicando que gran parte del material sedimentario proviene de alguna fuente neoproterozoica, probablemente del Arco Goiás. El rango de edades advierte que la parte grenvilleana (p. ej. Complejo Oaxaqueño) o más antigua no aportó material sedimentario. Otro grupo de proveniencia está definido por 13 mediciones que integran un intervalo de 700–798 Ma, con un pico de máxima probabilidad en 750 Ma que podría tener proveniencia del Arco Goiás y otro grupo más pequeño compuesto por 7 unidades que define un rango de 599–

694 Ma con un pico máximo muy tenue de 638 Ma que podría provenir de fuentes gondwánicas y/o cinturones orogénicos como el Pan-Africano o Brasiliano.

Los zircones más jóvenes oscilan entre 422–431 Ma (Silúrico). Dicho rango está integrado únicamente por dos zircones, y, aunque no puede considerarse como un grupo de confianza (se requieren al menos 3; Gehrels et al., 2006, 2008), se interpreta como la edad máxima de depósito para esta unidad.

5.1.3.2 Esquisto pelítico

De este litotipo se separaron y midieron 110 cristales de zircón y se representaron en los diagramas de concordia *Wetherill* y probabilidad de edad relativa con histograma de la figura 5.4. En este caso se observa un rango mayor de edades con respecto al paragneis (tomando en cuenta que se analizó un número de cristales más grande), oscilando entre 338–1172 Ma. Los zircones son detríticos con tamaños menores a 100 μm , algunos poseen núcleos heredados o bordes de sobrecrecimiento con desgaste detrítico. Las mediciones se realizaron en los núcleos. La mayor parte de las relaciones isotópicas en esta estadística se mantienen concordantes, con excepción de algunos cuantos.

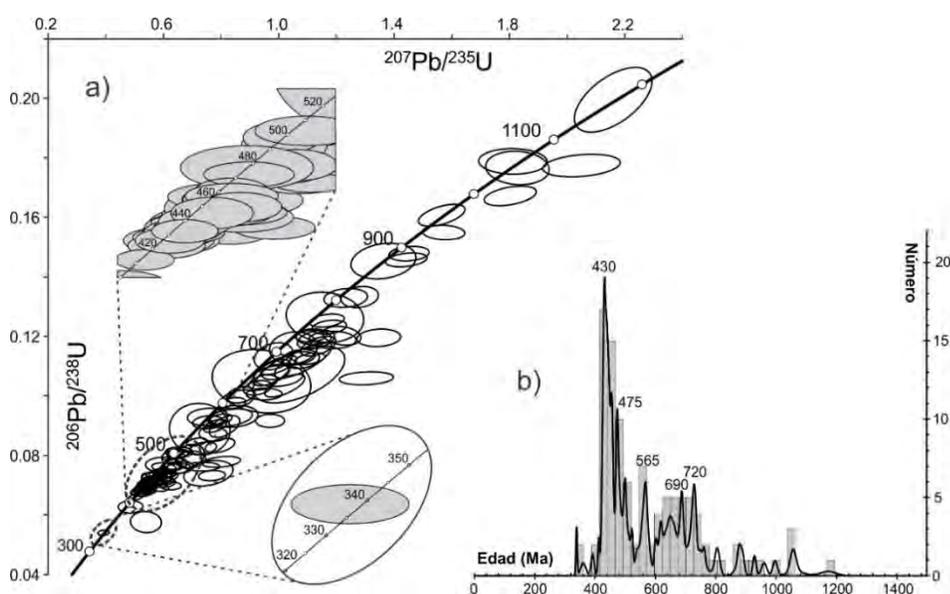


Figura 5.4. a) Diagrama de concordia *Wetherill* que ilustra la distribución de las edades obtenidas con zircones del esquisto pelítico (muestra JGE-18). La edad máxima de depósito puede considerarse de 338.9 ± 5 Ma (2σ). b) Gráfica de probabilidad de edad relativa e histograma que muestra los picos máximos de edades. Diagramas calculados y graficados con *Isoplot*.

La distribución de las edades en la curva de la concordia y también los que quedan fuera, definen una distribución bastante uniforme en el diagrama *Wetherill*, sin embargo, se pueden identificar algunos grupos de proveniencia. El mayor se compone por 33 zircones que conforman un rango de 412–460 Ma (Ordovícico tardío-Silúrico–Devónico temprano) y definen un pico con probabilidad máxima de 430 Ma. Muy cercano a este grupo se concentra otro integrado por 13 análisis que fluctúan entre 470–499 Ma con su pico en 475 Ma. Estos zircones podrían tener un origen en rocas ígneas bimodales asociadas a la separación de Avalonia (y otros terrenos perigondwánicos) de la margen norte de Gondwana (p. ej. Nance y Linnemann, 2008).

La herencia mesoproterozoica es muy poco abundante comparada con la neoproterozoica y paleozoica. Es evidente la presencia de un grupo integrado por 9 zircones de entre 539–576 Ma, con un pico de máxima probabilidad en 565 Ma (Amazonia–Orogenia Pan-africana) y otros grupos más pequeños con picos en 690 Ma y otro en 720 Ma (Arco Goiás). A partir de 800 Ma, los zircones más antiguos son mucho menos abundantes, el análisis más antiguo es de 1172 ± 50 Ma (2σ). Se puede observar que en este litotipo se concentran más análisis en un rango de 400–700 Ma, mientras que en el paragneis anfibolítico se concentran más edades que oscilan entre 700–900 Ma, indicando que en términos generales, ambas litologías comparten algunas fuentes sedimentarias pero probablemente se desarrollaron en diferentes momentos.

Las relaciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ más jóvenes las integran tres análisis, de 390 ± 10 Ma (2σ), 361 ± 17 Ma (2σ) y 338.9 ± 5 Ma (2σ); sin embargo, no se pueden clasificar en un mismo grupo de proveniencia y únicamente se considera la edad más joven (Misisípico) como aquella que puede definir la edad máxima de depósito, y por ser un único dato debe considerarse cuidadosamente o ignorarse.

Más del 90 % de las edades isotópicas obtenidas de este litotipo tienen relaciones Th/U < 0.2 (Anexo), sugiriendo que la fuente o fuentes pertenecieron a terrenos metamórficos.

5.1.4 Dique-estrato (*sill*) granítico

Con el fin de caracterizar la edad de cristalización magmática de los sills, edad que también representa un punto dentro de la etapa activa de la deformación milonítica (M_2+D_2),

se separó un conjunto compuesto por 27 zircones de este litotipo. Los cristales de zircón tienen una forma que varía de euhedral a subhedral y algunos contienen núcleos heredados con sobrecrecimiento. Las mediciones se realizaron mayormente en los núcleos, aunque también en bordes suficientemente grandes. Los resultados se ilustran en la figura 5.5, diagrama de concordia *Wetherill* y promedio ponderado. Todos los zircones medidos poseen relaciones $\text{Th}/\text{U} > 0.01$, sugiriendo un origen magmático (Anexo).

La distribución de las edades en el diagrama de concordia se dispone en una curva de discordia debido a pérdida de plomo asociada al evento magmático que originó los sills. La curva de discordia intercepta la parte superior de la concordia en 1037 ± 53 Ma, mientras que la intercepción inferior supone una edad de 171 ± 53 Ma. La edad de la intercepción superior indica que la fuente probable del magma granítico pertenece al Complejo Oaxaqueño y es menos probable que provenga de los litotipos metasedimentarios caracterizados en este trabajo (Unidad Etna, JGE-18 y JGE-46) debido a que ninguno de éstos contiene una gran proporción de zircones grenvillianos (Figs. 5.3 y 5.4).

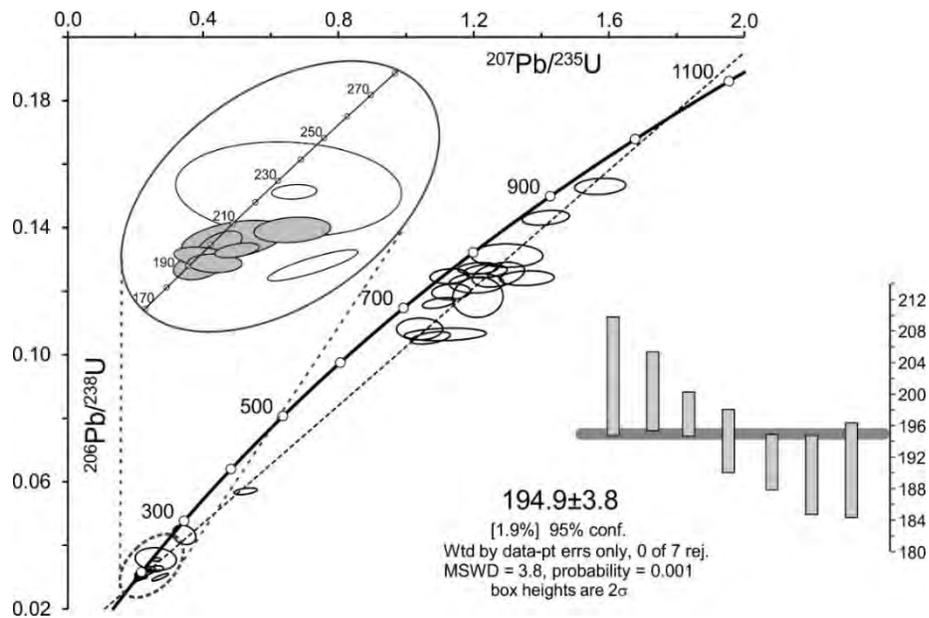


Figura 5.5. a) Diagrama de concordia que muestra una curva de discordia, cuyas intercepciones superior e inferior son respectivamente 1037 ± 53 Ma y 171 ± 53 Ma. b) Gráfica de promedio ponderado que ilustra la edad de un pequeño grupo de zircones que se interpreta como la edad de cristalización del magma que originó los dique-estratos sintectónicos a M_2+D_2 : 194 ± 3.8 Ma. Diagramas calculados y graficados con *Isoplot*.

Por otra parte, la intercepción inferior está cercana a una población conformada por 10 cristales, 7 de ellos concordantes, los cuales fueron empleados para realizar un diagrama de promedio ponderado que arroja una edad de 194.9 ± 3.8 Ma (edad Sinemuriano del Jurásico temprano). Esta edad se interpreta como la edad de cristalización del magma granítico.

5.2 Geoquímica

Con el fin de conocer la naturaleza del ambiente tectónico que originó el magmatismo gabroico, se realizaron análisis químicos de elementos mayores y traza en tres muestras del CMSJ: JGE-55, ortogneis gabroico rico en rutilo; JGE-09, ortogneis gabroico con poco rutilo y JGE-50, unidad ultramáfica diferenciada (meta-hornblendita). La información de cada muestra puede consultarse en la tabla 5.2.

5.2.1 Elementos mayores

Los análisis de elementos mayores se muestran en la tabla 5.2. El contenido de SiO_2 de las muestras fluctúa entre 43–52 %, el Al_2O_3 entre 13–17.4 % y MgO entre 6.7–11.2 %; presentan un #Mg que va de 53.4–61.7, indicando en general magmas poco evolucionados.

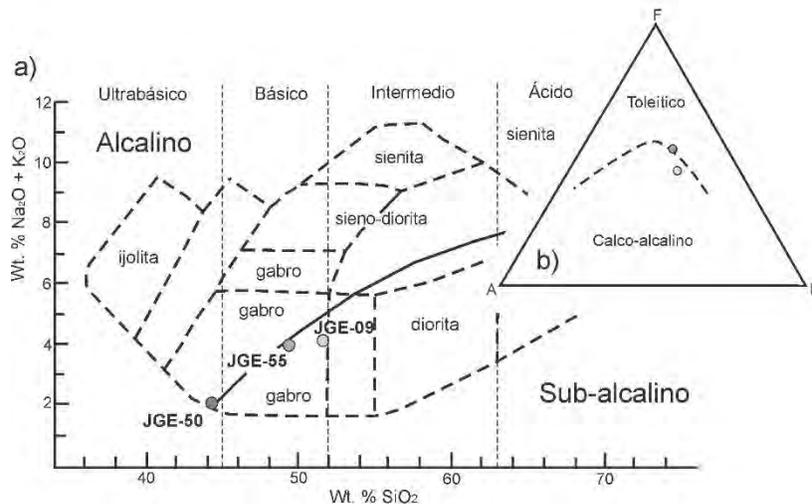


Figura 5.7. Diagramas (a) TAS (Wilson, 1989) y (b) AFM empleados para graficar las muestras metagabroicas analizadas; en ellos se observa que la muestra JGE-50 es un gabro con carácter ultramáfico y alcalino, mientras que las muestras JGE-55 Y JGE-09 son gabros sub-alcalinos (toleítico y calci-alcalino respectivamente).

Tomando en cuenta que los protolitos de los ortogneises fueron rocas ígneas intrusivas (gabros), se utilizó el diagrama TAS (SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ Wt%) para rocas plutónicas de Wilson (1989). En él se observa que los tres ortogneises se ubican en el campo de gabro, de los cuales, las muestras JGE-55 Y JGE-09 tienen una distinción de tipo sub-alcalino, mientras que la meta-hornblendita, con carácter ultramáfico, cae en el campo alcalino (Fig. 5.7a) y contiene ~1 % de nefelina y <1 % de leucita, ambos minerales normativos (tabla 5.2). Las tres muestras en general parecen fluctuar en la zona de transición alcalino–no alcalino y la dispersión de los puntos en la gráfica parece mostrar una tendencia evolutiva (Fig. 5.7a).

Se utilizó el diagrama AFM para las muestras sub-alcalinas y el resultado indica que la muestra JGE-55 es toleítica y la JGE-09 calci-alcalina, aunque muy cercanas entre sí en la zona de transición (Fig. 5.7b). Ambas muestras tienen una cantidad de 8.6–10.2 % de hiperstena y 10–11 % de olivino normativos respectivamente.

5.2.2 Elementos de tierras raras

Los elementos traza obtenidos de las muestras analizadas se pueden consultar en la tabla 5.2. Los patrones de tierras raras normalizadas con el manto primitivo (Fig. 5.8a) muestran una geometría bastante plana, sin enriquecimientos notables $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1\text{--}2.2$, $(\text{La}/\text{Sm})_N = 0.5\text{--}1.1$ y $(\text{Tb}/\text{Yb})_N = 1.4\text{--}1.5$. El diagrama de tierras raras en la figura 5.7a incluye también un patrón perteneciente a una firma N-MORB con fines comparativos (datos tomados de Sun y McDonough, 1989), mostrando un paralelismo evidente con los ortogneises gabroicos de este trabajo. Están presentes anomalías pequeñas de Eu referentes a la movilización de la plagioclasa; la muestra JGE-50 (ultramáfica) presenta una anomalía negativa ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* = 0.74$), mientras que las muestras JGE-09 y JGE-55 muestran una anomalía positiva ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* = 1.32\text{--}1.40$). La pérdida o ganancia de plagioclasa en las muestras se asocia a la diferenciación magmática del cuerpo gabroico.

5.2.3 Diagrama multielemental

La figura 5.8b muestra un diagrama multielemental normalizado con respecto a N-MORB, con los elementos ordenados de una manera parecida a como lo presentó Pearce y

Parkinson (1983), de modo que los elementos LIL (Large-Ion Lithophile; Sr–Rb) se ubican en el lado izquierdo de la gráfica, mientras que los HFSE (High Field-Strength Elements; Th–Lu) en el derecho. Además, el grado de incompatibilidad incrementa hacia la zona de transición entre ambos grupos.

Es notable el enriquecimiento presente en los LILE con respecto a los HFSE, lo cual puede deberse a tres causas considerando que los LILE son elementos muy móviles en presencia de fluidos: (1) alteración por meteorización, (2) metasomatismo, o (3) alteración por fluidos percolados durante la etapa de deformación milonítica.

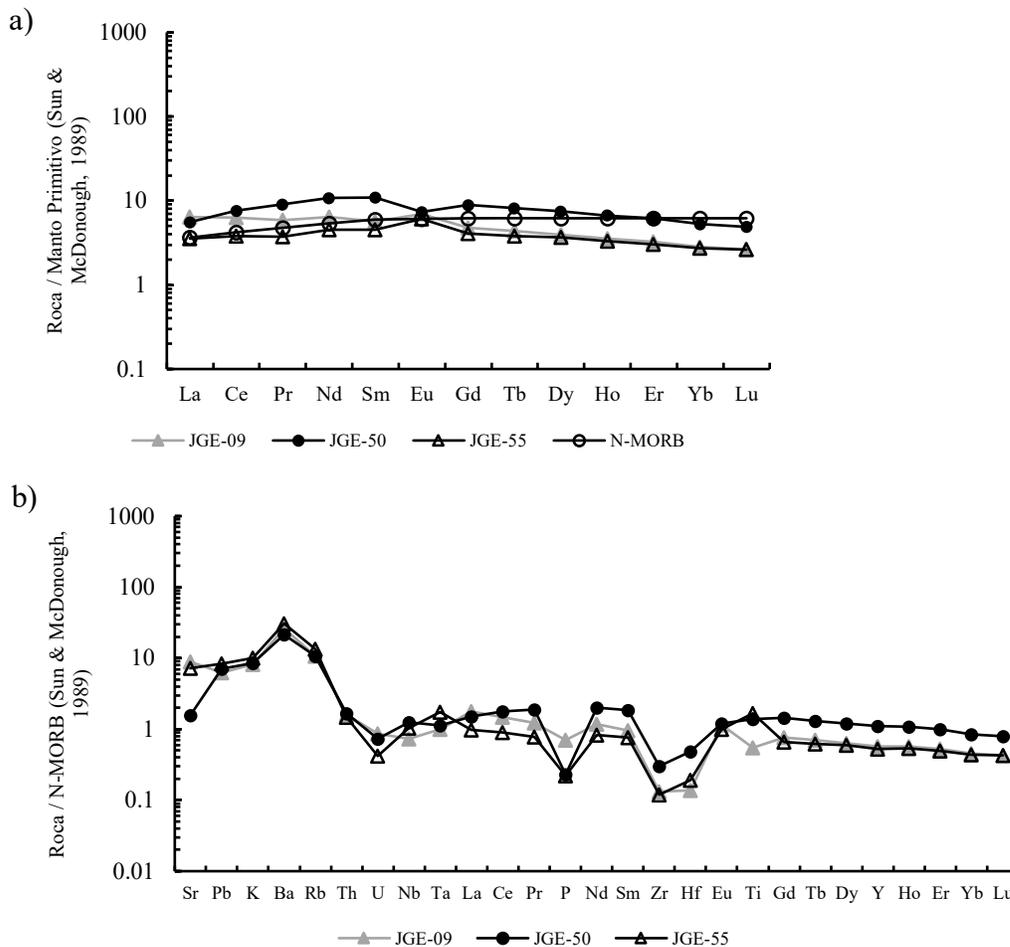


Figura 5.8. Diagramas que muestran la distribución de los elementos traza obtenidos de tres muestras de ortogneises gabroicos. a) Diagrama de tierras raras normalizado con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Nótese el parecido con una firma N-MORB. b) Diagrama multielemental normalizado con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) que muestra enriquecimiento en los LILE y una geometría plana en los HSFE. Algunas anomalías negativas en U, P, Zr y Hf.

Por otra parte, atendiendo a los HFSE, se observan anomalías negativas prominentes en P, Zr y Hf y una anomalía negativa muy pequeña en U; probablemente debido a la separación a partir del fundido de minerales portadores de dichos elementos como el apatito, el zircón o el rutilo, y precipitándose éstos en las componentes leucocráticas del cuerpo gabroico diferenciado. Esto explicaría por qué la petrografía de las rocas leucocráticas (ortogneises anortosíticos) muestra una gran abundancia de apatito (Fig. 4.9f–capítulo *IV Geología Estructural*), y por qué únicamente en esta componente litológica se encontraron zircones para ser empleados en geocronología (ver sección 5.1.2 de este capítulo).

Sin considerar las anomalías descritas anteriormente, el diagrama multielemental muestra un ordenamiento de los elementos bastante horizontal, con un valor normalizado aproximado de ~ 1 , lo cual indica que el magma protolítico de los ortogneises gabroicos posee una firma tipo N-MORB.

Tabla 5.2. Elementos mayores, elementos traza, mineralogía normativa, #Mg y relaciones elementales de los ortogneises gabroicos analizados.

	JGE-09	JGE-50	JGE-55		JGE-09	JGE-50	JGE-55
wt%				ppm			
SiO ₂	50.85	43.38	48.45	La	4.42	3.80	2.42
TiO ₂	0.87	2.02	3.25	Ce	11.13	13.42	6.75
Al ₂ O ₃	17.44	13.04	15.17	Pr	1.62	2.49	1.02
Fe ₂ O ₃ T	8.89	15.17	11.68	Nd	8.61	14.54	6.08
MnO	0.13	0.19	0.16	Sm	2.53	4.84	2.02
MgO	7.23	11.24	6.76	Eu	1.16	1.23	1.02
CaO	8.81	11.22	8.76	Gd		5.28	2.41
Na ₂ O	3.5	1.35	3.21	Tb	0.46	0.87	0.41
K ₂ O	0.58	0.6	0.71	Dy	2.90	5.51	2.68
P ₂ O ₅	0.1	0.03	0.03	Ho	0.58	1.08	0.54
PxC	1.5	1.66	1.3	Er	1.54	2.95	1.46
TOTAL	99.9	99.9	99.48	Yb	1.39	2.59	1.33
CIPW Norm				Lu	0.19	0.36	0.19
An	30.64	28.20	25.24	Ba	165.16	134.86	193.28
Di	10.90	23.14	15.52	Co	36.48	52.89	45.57
Hyp	10.23		8.64	Cr	141.73	107.21	94.76
Ab	30.03	9.70	27.58	P	0.08	0.0	0.02
Or	3.48	3.60	4.25	Y	15.86	30.67	14.70
Ol	11.39	27.90	10.43	Th	0.19	0.20	0.17
Nph		1.02		U	0.04	0.03	0.01
Lct		3.00E-15		Cs	0.28	0.08	0.58
Ap	0.2317	0.069	0.06	Cu	21.71	25.53	41.38
Ilm	1.6713	3.89	6.26	Hf	0.28	0.98	0.39
Mag	1.4499	2.47	1.91	Rb	6.00	6.00	7.58
TOTAL	100.05	100.02	100.03	Sc	23.45	76.18	30.12
%An	47.75	67.94	44.31	Sr	800.46	141.51	646.13
%Ab	46.81	23.37	48.24	Ta	0.13	0.14	0.22
%Or	5.43	8.68	7.44	Mo	0.17	0.08	0.32
#Mg	61.71	59.47	53.39	Nb	1.70	2.94	2.41
				Ni	67.64	48.90	53.16
				Pb	1.88	2.10	2.51
				Zr	9.76	22.12	8.83
				Li	7.20	11.01	9.95
				Be	0.54	0.69	0.38
				Ti	0.67	1.70	2.05
				V	170.91	574.13	308.45
				Zn	61.13	90.63	75.55
				Ga	16.12	16.68	16.98
				Sn	0.36	1.03	0.36
				Sb	0.34	0.41	1.70
				W	0.20	0.36	0.33
				Tl	0.03	0.09	0.04
				Eu / Eu*	73.30	42.69	59.02
				(La / Yb) _N	2.26	1.05	1.30
				(La / Sm) _N	1.12	0.50	0.77
				(Tb / Yb) _N	1.52	1.54	1.41

De acuerdo con todos los datos analíticos y de campo expuestos en este trabajo y con la información geológica regional disponible, se han documentado tres etapas tectónicas que se discuten a continuación:

6.1 Origen de los protolitos gabroicos del CMSJ

La unidad geocronológica y estratigráficamente inferior del complejo milonítico Sierra de Juárez (CMSJ) consiste en una secuencia de ortogneises de composición básica, compuesta principalmente por rocas con protolito gabroico, con niveles diferenciados de rocas anortosíticas y ultramáficas. El protolito de esta unidad ha sido considerado como parte del Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Sedlock et al., 1993; Alaniz-Álvarez et al., 1994, 1996) aunque nunca se había obtenido una edad directa que pudiera comprobarlo. Las edades ^{207}Pb - ^{206}Pb en zircon obtenidas de tres muestras anortosíticas en este trabajo resultaron 1022 ± 29 Ma, 1017 ± 44 Ma y 996 ± 20 Ma, interpretadas como la etapa de cristalización magmática del protolito de los ortogneises máficos. Estas edades pueden correlacionarse con la suite AMCG (anortosita, mangerita, charnokita y granito) y con la etapa de metamorfismo granulítico (Orogenia Zapoteca o Grenville) del Complejo Oaxaqueño, comprobando de esta manera la hipótesis original sobre el origen de estas rocas.

Por otra parte, se pueden considerar otras dos hipótesis alternativas. Para ello, debe tomarse en cuenta que las edades antes mencionadas corresponden exclusivamente a componentes anortosíticas, las cuales evidentemente pertenecen al Complejo Oaxaqueño pero podrían ser independientes del resto de los ortogneises gabroicos a pesar de las relaciones de contacto observadas en campo. Esto puede resultar más evidente al analizar las características geoquímicas de los metagabros, los cuales poseen una firma N-MORB y son distintos de los análisis realizados en el Complejo Oaxaqueño en rocas similares (p. ej. Keppie et al., 2003). De manera que, si los metagabros se consideran ajenos a las anortositas, los protolitos gabroicos de los ortogneises seguirían teniendo una edad de cristalización magmática

desconocida y podrían corresponder a: (1) fragmento de piso oceánico (fragmento de una ofiolita) acrecionado al continente durante la Orogenia Grenville, o (2) rocas intrusivas más jóvenes que las anortositas de origen tectónico desconocido. En el primer caso, los protolitos gabroicos debieron haber manifestado el metamorfismo en facies de granulita de la Orogenia Zapoteca, y la única característica que podría considerarse como evidencia de ello son los núcleos de anfíboles compuestos por exsoluciones de fases titaníferas.

6.2 Origen y correlación de la Unidad Etna y el metamorfismo M_1+D_1 .

Las etapas geológicas que continuaron desde el Neoproterozoico tardío hasta el Paleozoico temprano están vinculadas con el rompimiento y deriva de Rodinia, razón por la cual existen registros sedimentarios escasos de esa etapa (Li et al., 2008). La unidad litológica que sobreyace a los ortogneises gabroicos del CMSJ consiste en una secuencia metasedimentaria denominada en este trabajo como Unidad Etna. La cima estructural de esta unidad se compone por esquistos pelíticos de mica blanca con rutilo y pseudomorfos de granate y cianita (o estaurolita), mientras que en la base aflora una intercalación de esquistos calci-silicatados de clorita y calcita, y paragneises psamíticos de hornblenda con granate (secuencia flysch). Los análisis geocronológicos realizados en un paragneis psamítico y un esquisto pelítico indican respectivamente edades máximas de depósito de 422-431 Ma (Silúrico tardío–Devónico; U-Pb en zircón) y 338.9 ± 5 Ma (Misisípico Medio; U-Pb en zircón).

Por otra parte, se estimaron condiciones metamórficas en las rocas del CMSJ en facies de anfíbolita de media-alta presión/temperatura con $\sim 650^\circ\text{C}$ y ~ 9.8 kbar [paragneis de hornblenda – termómetro plagioclasa-anfíbol (Holland y Blundy, 1994) y barómetro granate-hornblenda-plagioclasa (Khon y Spear, 1990) – Unidad Etna] y $\sim 730^\circ\text{C}$ y ~ 10.6 kbar [ortogneis gabroico–termobarómetro Ti-Al en hornblenda (Ernst y Liu, 1998) y barómetro anfíbol-plagioclasa (Molina et al., 2015)].

Tomando en cuenta la edad máxima de depósito y el grado metamórfico, la Unidad Etna puede correlacionarse con otras unidades metasedimentarias o sedimentarias a nivel regional en México (Fig. 6.1).

(1) Con el Esquisto Granjeno (Ortega-Gutiérrez, 1978), ubicado cerca de Ciudad Victoria (Tamaulipas); esta unidad litológica se compone por esquistos pelíticos y volcanoclásticos (entre otros) de bajo grado metamórfico (facies de esquisto verde en la zona de la clorita), con lentes de serpentinita y metagabro y con evidencias de dos eventos de deformación: el primero con una edad pre-pensilvánica, asociado a un ambiente tectónico de subducción; y el segundo durante el Carbonífero medio–Pérmico temprano asociado a la yuxtaposición de esta unidad con la parte proterozoica representada por el Gneis Novillo (de Cserna y Ortega-Gutiérrez, 1978; Dowe et al., 2005; Nance et al., 2007a), evento correlacionable con la yuxtaposición del Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño al sur de México durante la constitución de Pangea (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005; 2007). Esta unidad metasedimentaria posee edades máximas de depósito del Silúrico temprano (436 ± 6 Ma y 450 ± 7 Ma – U-Pb en zircones detríticos – Nance et al., 2007a) y Silúrico temprano-Devónico tardío (430–368 Ma – U-Pb en zircones detríticos; Barboza-Gudiño et al., 2011). En la misma localidad se encuentran otras unidades de carácter sedimentario con fauna de proveniencia gondwánica como las formaciones Caballeros y Vicente Guerrero de edades Silúrica y Misisípica Temprano, respectivamente (Stewart et al., 1999), las cuales sobreyacen discordantemente al Gneis Novillo.

(2) Aquellas que conforman al Complejo Acatlán, por ejemplo, la Fm. Cosoltepec, entre otras, interpretadas como parte de un prisma de acreción Ordovícico-Misisípico, depositadas en la margen norte de Gondwana (océano Rheico) y con evidencias de metamorfismo de bajo grado (Keppie et al., 2006b; Nance et al., 2009); las formaciones *Olinalá*, *Tecomate* y *Patlanoaya* del Carbonífero-Pérmico, con bajo o nulo grado metamórfico y asociadas a un arco magmático Permo-Triásico, desarrollado como consecuencia de la subducción en la margen del paleo-Pacífico después del ensamble de Pangea; la Formación Permo-Triásica Chazumba y el protolito sedimentario de la Migmatita Magdalena también se desarrollaron en un ambiente tectónico convergente durante el Permo-Triásico (p. ej. Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006, 2008; Nance et al., 2007b; 2009; Helbig et al., 2012). La Fm. Cosoltepec y el esquisto Granjeno han sido previamente correlacionados entre sí considerando atributos litológicos y estratigráficos (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ramírez-Ramírez, 1992), tectónicos (Dowe et al., 2005) y geocronológicos (Nance et al., 2007b, 2009),

configurando un cinturón tectonosedimentario continuo entre la parte del Esquisto Granjeno y el Complejo Acatlán (Keppie y Ramos, 1999; Nance et al., 2009; Barboza-Gudiño et al., 2011).

(3) En el terreno Zapoteco se encuentran unidades sin metamorfismo como la Formación Santiago y la Formación Ixtaltepec, del Misisípico temprano y Pensilvánico temprano-medio respectivamente (Pantoja-Alor y Robison, 1967; Pantoja-Alor, 1970; Flores de Dios-González et al., 1998), ambas desarrolladas en un ambiente marino somero (Centeno-García et al., 1997; Sánchez-Zavala et al., 1999; Gillis et al., 2005). No se considera a la Formación Tiñú por ser del Ordovícico Temprano (Tremadociano).

(4) En el Bloque Maya:

i) La Formación Santa Rosa (Misisípico-Pensilvánico) compuesta por rocas sedimentarias clásticas con algunos horizontes calcáreos, la cual se ha correlacionado previamente con el *Grupo Santa Rosa* en Guatemala central (Weber et al., 2008) y las *Montañas Maya* en Belice (Martens et al., 2010).

ii) La Unidad Sepultura (Weber et al., 2002) compuesta por rocas metasedimentarias, principalmente metapsamitas y metagrauvas intercaladas con calci-silicatos y mármoles (secuencia tipo flysch). Esta unidad posee una edad máxima de depósito tentativa del Pérmico temprano ($286 \pm 20 [2\sigma] - \sim 305$ Ma; Weber et al., 2008). Contiene paragénesis que indican condiciones metamórficas de alta temperatura/baja presión ($755 \pm 25^\circ\text{C}$ y ~ 5.8 kbar; Hiller et al., 2004) y evidencias de procesos localizados de anatexis. Weber et al. (2008) indican que existe una gran similitud entre esta unidad y unidades Carbonífero-Pérmico del Complejo Acatlán tomando en cuenta la distribución de los patrones de edades de zircones detríticos.

iii) La Unidad Custepec (Weber et al., 2007), compuesta por para-anfibolitas con o sin granate y con horizontes de metapelitas, calci-silicatos y mármoles, posee una edad máxima de depósito devónica (Weber et al., 2008) y un origen volcano-sedimentario (Estrada-Carmona et al., 2009, 2012). Algunos cálculos termobarométricos en esta unidad revelan condiciones metamórficas de $\sim 800^\circ\text{C}$ y 9 kbar (transición anfibolita superior-Granulita; Estrada-Carmona et al., 2007, 2009).

iv) La Unidad Jocote (Weber et al., 2008) subyace a la Unidad Custepec, pero no puede considerarse como elemento de correlación porque se encuentra intrusionada por granitos de edad Ordovícico temprano que definen la edad mínima de depósito.

Las tres unidades mencionadas configuran el basamento pre-batolítico del Complejo Macizo de Chiapas (Jocote, Custepec y Sepultura; Weber et al., 2008; Estrada-Carmona et al., 2012) y fueron deformadas y metamorfizadas hace ~260–248 Ma (Weber et al., 2007; 2008; Estrada-Carmona et al., 2009; González-Guzmán et al., 2016) en condiciones transicionales de anfibolita-granulita, debido a una etapa convergente en donde participaron el Bloque Maya y la parte noreste de Oaxaquia durante el ensamble final del occidente de Pangea (Weber et al., 2007; 2008).

(5) También pueden considerarse aquellas rocas metasedimentarias paleozoicas que integran a la Complejo Metamórfico Mazateco (Esquistos La Nopalera y Mazatlán de las Flores) en el borde oeste del terreno Cuicateco (Ángeles-Moreno, 2006; Ángeles-Moreno et al., 2012), debido principalmente a su estrecho vínculo geográfico y considerando su edad pre-Tithoniano. Edad atribuida por relaciones de campo, pero no cuenta con edades absolutas.

(6) Por último, el Complejo Metamórfico Teziutlán, (Ángeles-Moreno et al., 2003; Ramos-Arias et al., en prensa) en el norte del estado de Puebla, compuesto por un ensamble de rocas metasedimentarias y metaígneas del Paleozoico tardío (Misisípico-Pérmico) desarrolladas en un ambiente volcano-sedimentario y con un metamorfismo bajo-medio desarrollado durante el Pérmico tardío.

No se consideran otras formaciones volcano-sedimentarias del Paleozoico tardío como la Formación Tuzancoa (Rosales-Lagarde et al., 2005) o la Formación Matzitzi (Centeno-García et al., 1997) debido a diferencias litológicas y ambientes de formación.



Figura 6.1. Mapa que muestra la distribución de algunas rocas de origen sedimentario paleozoicas en México.

De acuerdo con el registro sedimentario-metamórfico de las unidades paleozoicas mencionadas anteriormente, las que presentan más rasgos equivalentes con la Unidad Etlá (presencia de rocas pelíticas; edades máximas de depósito y metamorfismo) corresponden a las unidades Custepec y Sepultura del Complejo Macizo de Chiapas (CMC). Si esta correlación es correcta, la Unidad Etlá y el basamento del CMC habrían compartido la misma historia tectonosedimentaria pre-Mesozoica. Sin embargo, hay dos diferencias específicas que pueden refutar la correlación. Primero, que las fuentes de detritos pudieron ser las mismas o similares, pero la distribución de edades de zircones en las rocas metasedimentarias no es exactamente igual y segundo, que el grado metamórfico no es el mismo, pues en las unidades del Bloque Maya se equilibraron paragénesis de mayor temperatura y menor presión con sillimanita, mientras que en el CMSJ aún no está claro si hubo cianita o estauroлита, pero en cualquiera de los casos con menor temperatura y mayor presión (M_1+D_1). Los argumentos anteriores permiten suponer que el origen sedimentario de la Unidad Etlá fue aproximadamente *in-situ* en relación a su posición relativa actual (con respecto al Complejo Oaxaqueño; Fig. 6.2a) y no en el basamento del Bloque Maya y que el fenómeno metamórfico registrado después también ocurrió en ambientes distintos.

No se han observado estructuras que permitan suponer que entre la Unidad Etna y los ortogneises gabroicos existió un contacto tectónico antes de que ocurriera el evento M_1+D_1 , por lo tanto se asume que tuvieron un contacto discordante sedimentario y, si el origen sedimentario de la Unidad Etna ocurrió en su posición actual (Fig. 6.2a).

Tomando en cuenta el escenario propuesto hasta ahora, la estratigrafía e historia del CMSJ podría definirse por un basamento presumiblemente asociado al Complejo Oaxaqueño, y cubierto discordantemente por una unidad metasedimentaria del Paleozoico medio-tardío (Unidad Etna); el metamorfismo M_1+D_1 sería análogo al del CMC aunque, considerando las condiciones metamórficas establecidas en el presente trabajo y las reconstrucciones paleogeográficas, debería estar asociado a un evento colisional continente-continente entre el sector oriental de Oaxaquia y el borde occidental de Amazonia (Bloque Mérida; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016) durante el Pérmico tardío como parte del ensamble occidental de Pangea (Fig. 6.2b).

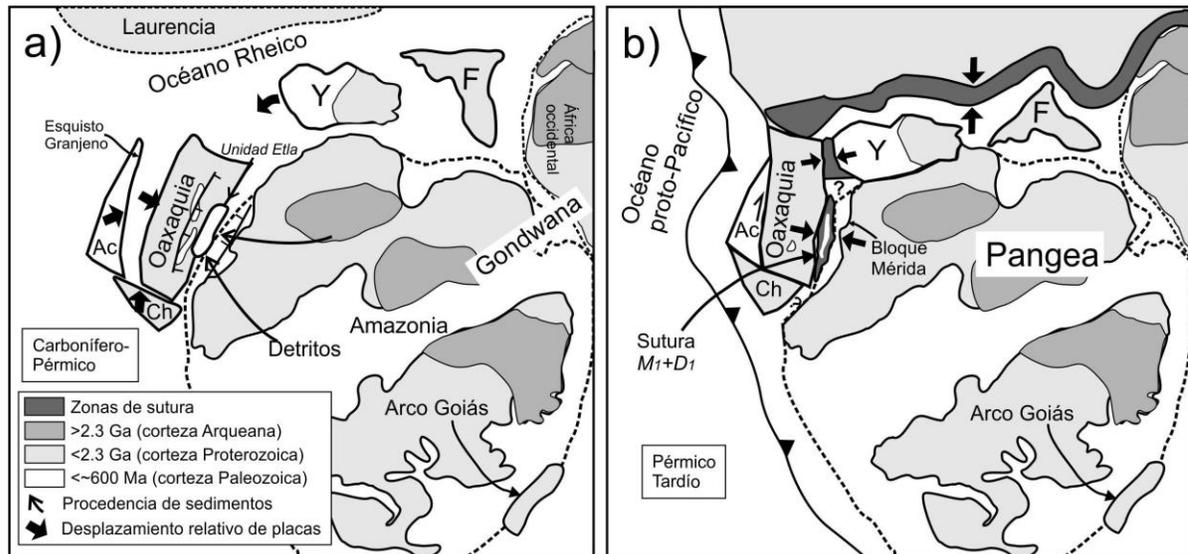


Figura 6.2. Modelo tectónico que ilustra la consolidación de Pangea Occidental, tomando en cuenta las reconstrucciones de Centeno-García y Keppie, 1999; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002); Weber et al. (2008; 2012); Pindell y Kennan; (2009) y Martini y Ortega-Gutiérrez (2016). a) Indica una etapa posiblemente Carbonífero-Pérmico en la que se depositó el protolito sedimentario de la Unidad Etna entre Oaxaquia y Amazonia. b) Escenario tectónico en el que se consolidan los fragmentos occidentales de Pangea, conformando la sutura Ouachita-Marathon al norte, la yuxtaposición del Bloque de Yucatán con el noreste de Oaxaquia, la yuxtaposición oblicua entre el Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño y la zona de sutura M_1+D_1 del CMSJ. Nótese la posición muy alejada entre el

Arco Goíás y el CMSJ durante esa época. Abreviaturas: Y = Bloque de Yucatán; F = Bloque de Florida; Ac= Complejo Acatlán; Ch = Bloque Chortis.

6.3 Sobre la etapa milonítica del CMSJ (M_2+D_2)

La tercera y última etapa tectónica documentada en este trabajo consiste en la sobreimposición de una fábrica milonítica en facies de anfibolita de bajo grado, denominada M_2+D_2 . Este atributo milonítico fue caracterizado por primera vez por Ortega-Gutiérrez et al. (1990); Sedlock et al. (1993) y Alaniz-Álvarez et al. (1994; 1996); fue nombrado *complejo milonítico Sierra de Juárez* e interpretado como el límite tectónico entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco.

El proceso milonítico (M_2+D_2) se efectuó de manera parcial sobre todas las litologías pre-mesozoicas del CMSJ, dejando algunos relictos de bloques rígidos sin deformación milonítica que contienen estructuras relacionadas al metamorfismo del Pérmico tardío (M_1+D_1 ; Fig. 4.10). Las observaciones petrográficas y algunos cálculos termobarométricos en este trabajo indican condiciones de deformación no-coaxial entre 560–590°C y 6.8–7.8 kbar (ocupando termobarómetros de Holland y Blundy, 1994 y Molina et al., 2015 de anfíbol-plagioclasa en ortogneises gabroicos), indicando más de 20 km de profundidad original para el sector expuesto actualmente. La estructura milonítica consiste en un cinturón complejo que se compone por rocas con texturas que van de ultramiloníticas hasta protomiloníticas. Aunado a sus características petrológico-estructurales, el evento de deformación pudo haberse desarrollado en posiciones corticales aún más profundas, en donde las condiciones termodinámicas permitieran el desarrollo de fusión parcial y magmatismo sintectónico (p. ej. Nabelek et al., 2001; Nabelek y Liu, 2004); como resultado, ocurrieron emplazamientos de dique-estratos de composición granítica principalmente en los paragneises anfíbolíticos. En este trabajo se obtuvo una edad 194.9 ± 3.8 Ma (Jurásico temprano, edad Sinemuriano; U-Pb en zircón) para estos granitos, la cual no solo señala la edad de cristalización de los cuerpos graníticos sino también la etapa de deformación milonítica (M_2+D_2).

Al final del periodo Triásico e inicios del Jurásico, la parte oriental de México quedó involucrada en el proceso de rompimiento continental asociado a la ruptura del

supercontinente Pangea (p. ej. Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2009; Cochrane et al., 2014; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). Este evento está caracterizado por la separación de Amazonia de Oaxaquia y del Bloque de Yucatán del sur de Norteamérica y su rotación antihoraria para alcanzar su posición actual (Fig. 1.8a y b). De acuerdo con diversos autores (p. ej. Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2009; Dickinson y Lawton, 2001; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016), la rotación debió haber ocurrido a través de un sistema de fallas laterales derechas con una orientación NNW-SSE, localizadas al oriente de México, y otro sistema de fallas laterales de cinemática izquierda que permitieran acomodar la porción sur de México y evitar así superposiciones de bloques en las reconstrucciones de Pangea. Sin embargo, existen evidencias directas muy escasas de estas super-estructuras, por ejemplo, el sistema de fallas Texcalapa-El Sabino (Campos-Madrigal et al., 2013), cuya cinemática dextral jurásica está inferida debido a que fue afectada por reactivaciones posteriores múltiples; o la zona de cizalla Río Salado (Martiny et al., 2012), asociada a los desplazamientos WNW-ESE sinestrales en el centro de México. La falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas (Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2009) o transformante de Tehuantepec (Dickinson y Lawton, 2001) es una estructura inferida que representaría la estructura principal a través de la cual se desplazó el bloque de Yucatán; sin embargo, esta mega-estructura aún no ha sido observada directamente y solo inferida por imágenes geofísicas. Otra estructura paralela a este sistema de fallas NNW-SSE corresponde a la actual zona de estudio, el CMSJ. Sin embargo, Alaniz-Álvarez et al. (1994, 1996) observaron una cinemática ambigua en las rocas cizalladas de esta región. Con el fin de arrojar luz en este tema, en este trabajo se realizó un muestreo amplio de milonitas en el CMSJ para establecer la cinemática de la deformación no-coaxial. El resultado indica una estructura lateral compleja, pero con una clara cinemática dextral y una dirección de transporte tectónico NNW-SSE (Figs. 4.9, 4.10 y 4.11 del Capítulo *IV Geología Estructural*).

Ortega-Gutiérrez et al. (1990), Sedlock et al. (1993) y Alaniz-Álvarez et al. (1994, 1996) indican que antes de la deformación milonítica M_2+D_2 , ocurrió un evento de deformación con carácter milonítico también, que yuxtapuso a través de una cabalgadura unidades del terreno Zapoteco sobre rocas del terreno Cuicateco (Figs. 1.9 y 1.10 del Capítulo *I Introducción*). En el presente estudio no se observó ninguna estructura que pueda vincularse con una gran falla inversa, sin embargo, sí se estableció petrológicamente y estructuralmente

el evento análogo denominado aquí como M_1+D_1 ; las diferencias esenciales entre ambos escenarios es que en M_1+D_1 se documenta un metamorfismo de media-alta presión, relacionado con la yuxtaposición entre Oaxaquia y Amazonia, dejando entre ambos bloques a las unidades de CMSJ, las cuales registraron el fenómeno.

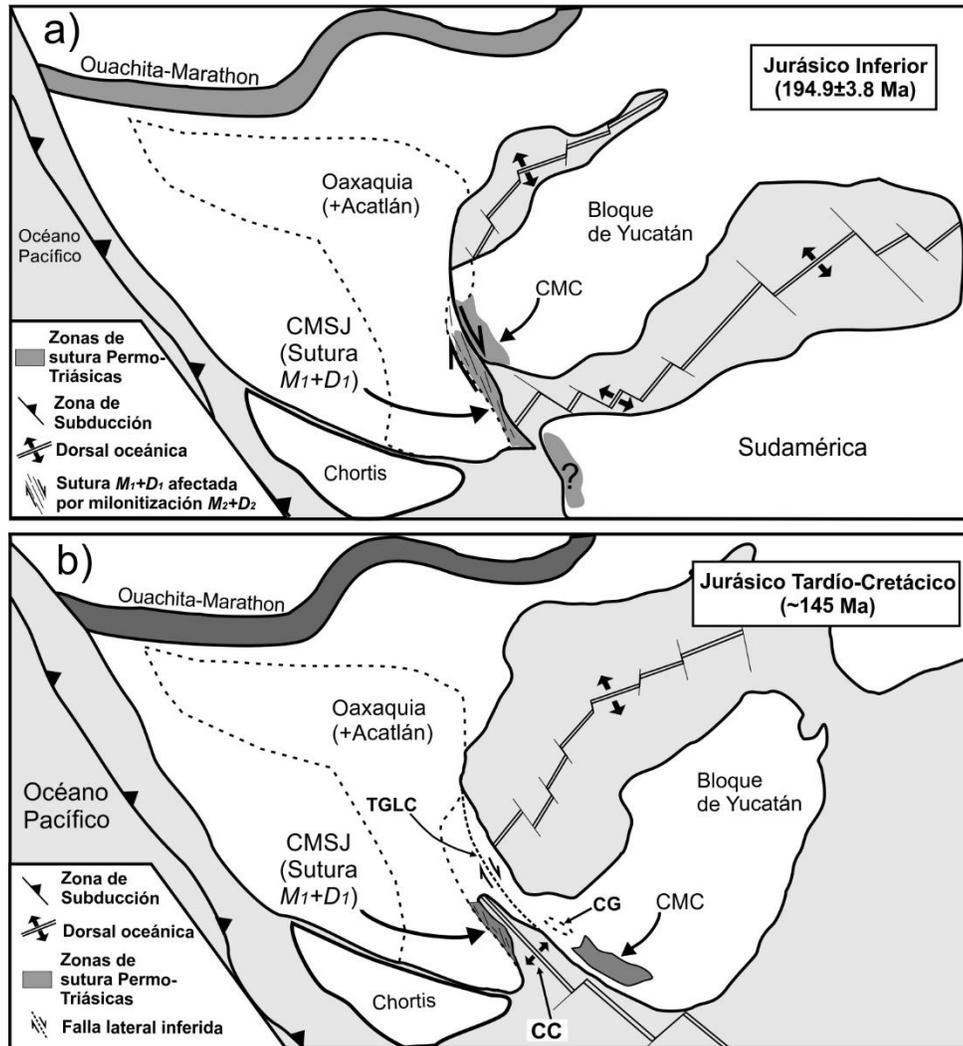


Figura 6.3. Escenario tectónico basado en los trabajos de Pindell (1985); Centeno-García y Keppie 1999; Solari et al. 2004b; Ángeles-Moreno (2006); Pindell y Kennan (2009); Cochrane et al. (2014); Spikings et al. (2015); y Martini y Ortega-Gutiérrez (2016). a) Modelo que indica la etapa temprana de separación del Bloque de Yucatán de Norteamérica y de Sudamérica, y su migración hacia el sur a través del CMSJ hace 194.8 ± 3.8 Ma. b) Etapa tectónica en la que la apertura de la cuenca cuicateca actuó disruptivamente, separando y alejando al CMC del CMSJ, dejando una configuración geográfica muy cercana a la que conocemos actualmente. Abreviaturas: CMSJ = Complejo Milonítico Sierra Juárez; CC = Cuenca Cuicateca; CG = Complejo Guichicovi; CMC = Complejo Macizo de Chiapas; TGLC = Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas.

Una vez culminado este escenario convergente (M_1+D_1), existe un hiatus temporal durante el Triásico, pero a principios del Jurásico, comenzarían a desarrollarse las estructuras y cuencas sedimentarias asociadas al inicio del rompimiento de Pangea en el oriente de México y la apertura del Golfo de México (p. ej. Martini et al., 2016; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). Este mismo escenario corresponde al funcionamiento de la deformación milonítica en el CMSJ, cuya edad estimada en este trabajo corresponde a la edad de los dique-estratos (*sills*) graníticos de 194.9 ± 3.8 Ma.

Las siguientes etapas en relación a la apertura de Pangea consisten en desplazamientos regionales de la parte del recién formado continente americano, en los cuales, Sudamérica migró hacia el sureste (Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2009; Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2015; Fig. 6.4). Un registro posible en México relacionado con este escenario podría localizarse en la cuenca Cuicateca, en la cual Ángeles-Moreno (2006) documenta un ambiente tectónico transtensional con una componente lateral derecha que comenzó hace ~ 145 – 130 Ma (límite Jurásico-Cretácico) y que culminó con el depósito de rocas sedimentarias de afinidad marina durante el Cretácico. Si esta hipótesis es correcta, se pueden puntualizar dos consecuencias: (1) el desarrollo *pull-apart* de la cuenca Cuicateca debió romper y desplazar extensionalmente un cinturón metamórfico paleozoico continuo que pudo haber incluido al basamento del CMC y las rocas del CMSJ que hasta entonces habían estado muy cercanas entre sí debido al desplazamiento lateral del bloque de Yucatán, y si se pudiera vincular con evidencias petrológicas y geocronológicas, el cinturón paleozoico también incluiría al Complejo Metamórfico Teziutlán y el Complejo Metamórfico Mazateco (Ángeles-Moreno, 2003, 2006 respectivamente; Fig. 6.2); y (2) que la falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas forma parte de un sistema de falla lateral derecha que incluye al CMSJ o, que ambas en realidad fueron la misma estructura pero que también quedaron desplazadas.

Siguiendo con el razonamiento expuesto en los temas anteriores, se presentan las siguientes conclusiones:

- (1) El complejo milonítico Sierra de Juárez (CMSJ) es una unidad metamórfica polideformada integrada por un basamento compuesto por ortogneises gabroicos y una secuencia metasedimentaria paleozoica que descansa discordantemente sobre los litotipos básicos.
- (2) Las edades ^{207}Pb - ^{206}Pb obtenidas en muestras anortosíticas de la unidad de gneises máficos del CMSJ fueron de 1022 ± 29 Ma, 1017 ± 44 Ma y 996 ± 20 Ma, indicando que su origen está asociado a la suite AMCG (anortosita, mangerita, charnokita y granito) y la Orogenia Zapoteca documentadas en el Complejo Oaxaqueño.
- (3) Durante el Devónico-Carbonífero, se depositó de manera discordante sobre los protolitos de los ortogneises máficos una secuencia sedimentaria denominada Unidad Etna, la cual, en la base consiste en rocas psamíticas intercaladas con calci-silicatos, mientras que en la cima aflora una unidad pelítica.
- (4) Las unidades pre-mesozoicas del CMSJ manifestaron un evento metamórfico M_1+D_1 , cuyas condiciones físicas son $650-730^\circ\text{C}$ y $9.8-10.6$ Kbar (facies de anfíbolita con granate). Como consecuencia se desarrolló la secuencia de ortogneises gabroicos con granate y rutilo, sobreyacida por la Unidad Etna constituida por esquistos pelíticos de mica blanca con rutilo y pseudomorfos de granate y cianita; esquistos calci-silicatados de clorita, rutilo y calcita y paragneises psamíticos de hornblenda con granate.
- (5) Tanto los protolitos ígneos y sedimentarios así como el metamorfismo M_1+D_1 mantienen diferencias sutiles con otras unidades metamórficas en el sur de México, lo cual permite inferir que el CMSJ tiene un origen *in-situ*. El metamorfismo se relaciona con la yuxtaposición de los bloques Oaxaquia y Amazonia durante el ensamble occidental de Pangea en el Pérmico tardío.

- (6) El evento tectónico registrado en el CMSJ, aquí denominado como M_2+D_2 consistió en el desarrollo de un cinturón milonítico con orientación NNW-SSE, con una cinemática dextral y condiciones metamórficas retrógradas (considerando a M_1+D_1) de 560-590°C y 6.8-7.8 Kbar. La edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de la deformación no coaxial es de 194.9 ± 3.8 Ma, obtenida a partir de dique-estratos graníticos sintectónicos. Este evento tectónico ocurrió como consecuencia de un desplazamiento lateral del Bloque de Yucatán con una rotación antihoraria, lo que permitió la apertura del Golfo de México. Todo ello dentro del contexto del rompimiento de Pangea en el oriente de México.
- (7) El desarrollo *pull-apart* de la cuenca Cuicateca durante el Jurásico medio–Cretácico inferior rompió y desplazó el cinturón metamórfico-milonítico constituido por las rocas del CMSJ y el basamento del Bloque de Yucatán.

VIII Referencias bibliográficas

- Akciz, A., Burchfiel, B.C., Crowley, J.L., Jiyun, Y., Liangzhong, C., 2008.** Geometry, kinematics, and regional significance of the Chong Shan shear zone, Eastern Himalayan Syntaxis, Yunnan, China. *Geosphere*, 4(1), 292–314.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1994.** Structural evolution of the Sierra Juárez Mylonitic Complex, state of Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2), 147–156.
- Alaniz-Álvarez, S.A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996.** Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in Southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology* 24(5), 443–446.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1997.** Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento—Aplicación a la Falla de Oaxaca, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 26–37.
- Ángeles-Moreno, E., Sánchez-Martínez, S., Centeno-García, E., Mortensen, J., Sole-Viñas, J., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., 2003.** Geology, geochemistry and Structural geology of the Mylonitic complexes of the Teziutlán basement, Puebla state, in Eastern Mexico. GSA Annual Meeting 2003.
- Ángeles-Moreno, E., 2006.** Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del Terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, Estado de Oaxaca, México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 219p.
- Ángeles-Moreno, E., Elías-Herrera, M., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 2012.** Geological Map of the Western Border of the Cuicateco Terrane, Southern Mexico, Geological Society of America, Map and Chart series MCH102.
- Ballard, M.M., van der Voo, R., Urrutia-Fucugaugh, J., 1989.** Paleomagnetic results from Grenvillian-aged rocks from Oaxaca, Mexico: evidence for a displaced terrane. *Precambrian Research*, 42, 343–352.
- Barboza-Gudiño, J.R., 1994.** Regionalgeologische Erkundungen entlang der GEOLIMEX– Traverse in Süd-Mexiko, unter besonderer Berücksichtigung der Sierra de Juárez, Oaxaca. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät TU Clausthal. Tesis doctoral, 105p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A., 2011.** Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 201–216.

- Blair, T.C., 1988.** Mixed siliciclastic-carbonate marine and continental syn-rift sedimentation, Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo Formations, western Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(4), 623–636.
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990.** Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104, 208–224.
- Borradaile, G.J., Bayly, M.B., Powell, C.M.A., 1982.** Atlas of deformational and Metamorphic rock fabrics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Brandelik, A., 2009.** CALCMIN – an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses. *Computers & Geosciences*, 35, 1540–1551.
- Brodie, K., Fettes, D., Harte, B., Schmid, R., 2007.** Structural terms including fault rocks terms. 14p.
- Brown, M., Solar, G.S., 1998.** Shear zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, 20(2/3), 211–227.
- Burrett, C., Berry, R., 2000.** Proterozoic Australia-West United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia. *Geology*, 28, 103–106.
- Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemayer, S., Nimz, G.J., Kuentz, D.C., Harmon, R.S., Bohler, S.R., Collerson, K.D., 1992.** Contrasting styles of pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in Northern Mexico: Evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12), 17,353–17,376.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983.** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040–1051.
- Campos-Madrugal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., 2013.** Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla – Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(1) 24–50.
- Carfantan, J.C., 1981.** Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas Mesozoicas. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, revista, 5(2), 207–216.
- Carfantan, J.C., 1983.** Les ensembles géologiques du Mexique meridional. Evolution géodynamique durante le Mésozoïque et le Cénozoïque. *Geofísica Internacional*, 22, 9–37.
- Carfantan, J.C., 1986.** Du système cordilléraire nord-américain au domaine Caraïbe Étude géologique du Mexique méridional. Chambéry, Université de Savoie, Tesis doctoral, 558p.

- Carrasco, B., Flores, V., Godoy, D., 1975.** Tobas del Cretácico Inferior del área de Fortín Zongolica, Estado de Veracruz. *Revista Mexicana del Petróleo*. VII(4), 7–27.
- Carrasco, B., 1978.** Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico Inferior en Tehuacán, Pue., *Revista Instituto Mexicano del Petróleo*, X(3), 78–82.
- Cawood, P.A., McCausland, P.J.A., Dunning, G.R., 2001.** Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 443–453.
- Centeno-García, E., 1988.** Evolución estructural de la Falla de Oaxaca durante el Cenozoico. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 156p. (Inédita).
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997.** Geology, geochemistry, and tectonic evolution of central Mexico during Mesozoic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología UNAM, 14(2), 244–260.
- Centeno-García, E., Keppie, J.D., 1999.** Latest Paleozoic-Early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of Southern Mexico: deformation near a triple junction. *Tectonophysics* 301 (1999), 231–242.
- Chen, G.N., Grapes, R., 2007.** *Granite génesis: In-situ melting and crustal evolution*. Springer. 278p.
- Cochrane, R., Spikins, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., Chiaradia, M., 2014.** Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangea. *Lithos*, 190-191, 383–402.
- Condie, K.C., 1997.** *Plate tectonics and crustal evolution*. Butterworth Heinemann, cuarta edición, 282p.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade, A.C.E., Stipp, B.M.A., Fuck, R.A., Vitério, G.V.A., 2013.** Was there an Ediacaran clymene ocean in central South America?. *American Journal of Science*, 313, 517–539.
- Dalziel, I.W.D., Soper, N.J., 2001.** Neoproterozoic extensión on the Scottish promontory of Laurentia: paleogeographic and tectonic implications. *Journal of Geology*, 109, 299–317.
- De Cserna, Z., 1971.** Precambrian sedimentation, tectonics, and magmatism in Mexico. *Geologische Rundschau*, 60, 1488–1513.
- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., 1978.** Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, foro, 212–215.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992.** *An introduction to rock-forming minerales*, Longman Group Ltd, Harlow, UK, 2a edición, 712p.

- Delgado-Argote, L.A., 1989.** Regional implications of the Jurassic-Cretaceous volcanosedimentary Cuicateco Terrane, Oaxaca, Mexico. *Geofísica Internacional*, 28(5), 939–973.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., and Hall, C.M., 1992.** Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of Southern Mexico. *Canadian Journal Earth Sciences*, 29, 1590–1604.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001.** Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142–1160.
- Dostal, J., Keppie, J.D., Macdonald, H., Ortega-Gutiérrez, F., 2004.** Sedimentary origin of calcareous intrusions in the ~1 Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico: Tectonic implications. *International Geology Review*, 46, 528–541.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.W.K., 2005.** Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints in the closure of the Rheic Ocean. *International Geology Review*, 47, 920–937.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002.** Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, Southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), 4-1–4-18.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, Amabel., Iriondo, A., 2005.** La Falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII(1)*, 83–109.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A., 2007.** The Caltepec fault zone: Exposed roots of a long-lived tectonic boundary between two continental terranes of Southern México. *Geological Society of America, Special Paper*, 422, 317–342.
- Ernst, W.G., Liu, J., 1998.** Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB–A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83, 952–969.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., Martens, U., 2007.** Petrogenesis and P-T conditions of Metamorphic rocks from the Chiapas Massif Complex in the Custepec área, Chiapas, Mexico. *EOS: Trans. Am. Geophys. Union* 88, Resumen U51A-04.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., Martens, U., 2009.** P-T-t trajectory of Metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: the Custepec Unit, Chiapas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 243–259.

- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., López-Martínez, M., 2012.** Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the Southern Chiapas Massif Complex: relations with the Early Paleozoic magmatic belts of north western Gondwana. *International Geology Review*, 54(16), 1918–1943.
- Fleet, M.E., Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2003.** Rock-forming minerals: Micas. Geological Society of London, 758p.
- Flores de Dios-González, L.A., Vachard, D., Buitrón-Sánchez, B.E., 1998.** The Tiñú, Santiago and Yododene Formations, Oaxaca state: sedimentological, stratigraphic and paleogeographic reinterpretations. Programa I.G.C., (Ed.), *Laurentia–Gondwana connections before Pangea*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Resumen.
- Fries, C., Jr., Schmitter, E., Damon, P.E., Livingston, D.E., Erickson, R., 1962.** Edad de las rocas metamórficas en los cañones de La Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, *Boletín del Instituto de Geología*, 73, 57–133.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., Pullen, A., 2006.** Detrital zircon geochronology by laser ablation multi-collector ICPMS at the Arizona LaserChron Center. En: Olszewski, T., ed. *Geochronology: emergent opportunities*. Paleontol. Soc. Pap. 12, 67–76.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., Ruiz, J., 2008.** Enhanced precision, accuracy, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q03017, doi:10.1029/2007GC001805.
- Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Flores de Dios-González, L.A., 2005.** Detrital zircon provenance of Cambrian–Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca Terrane, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 182, 87–100.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, Román., Cisneros de León, A., Hecht., L., Herguera-García, J.C., 2016.** Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. *International Geology Review*, 58(16), 2065–2091.
- Groshong, R.H., 1988.** Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1329–1360.
- Handy, M.R., 1990.** The solid-state flow of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6), 8647–8661.
- Handy, M.R., 1994.** Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. *Journal of Structural Geology*, 16(3), 287–301.

- Hawthorne**, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D., **2012**. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, 2031–2048.
- Helbig**, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Solari, L.A., **2012**. U-Pb geochronological constraints on the Triassic-Jurassic Ayú Complex, Southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A. *Gondwana Research*, 22, 910–927.
- Helbig**, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Solari, L.A., **2013**. Exotic rifted passive margin of a back-arc basin off western Pangea: geochemical evidence from the Early Mesozoic Ayú Complex, Southern Mexico. *International Geology Review*, 55(7), 863–881.
- Hernández-Treviño**, J.T., **López-Portillo**, P.M., **2015**. Método rápido de separación de minerales pesados, para obtener edades de rocas por el método U-Pb. Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, libro de resúmenes, 35(1), 93.
- Hiller**, R., Weber, B., Hecht, L., Ortega-Gutiérrez, F., Schaaf, P., López-Martínez, M., **2004**. The ‘Sepultura’ unit – A médium to high grade metasedimentary sequence in the Chiapas Massif, SE México. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, libro de resúmenes, GEOS, 24(2), 297–298.
- Holdsworth**, R.E., Butler, C.A., Roberts, A.M., **1997**. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society*, 154, 73–78.
- Holland**, T., **Blundy**, J., **1994**. Non-ideal interactions in Calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineral Petrology*, 116, 433–447.
- Ibáñez-Mejía**, M., Ruiz, J., Valencia, V.A., Cardona, A., Gehrels, G.E., Mora, A.R., **2011**. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological Insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191, 58–77.
- Irvine**, T.N., Anderson, J.C.Q., Brooks, C.K. **1998**. Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusions: geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 1398–1447.
- Johnson**, S.P., Rivers, T., De Waele, B., **2005**. A review of the Mesoproterozoic to Early Paleozoic magmatic and tectonothermal history of south–central Africa: implications for Rodinia and Gondwana. *Journal of the Geological Society, London*, 162, 433–450.
- Johnson**, S.P., De Waele, B., Evans, D., Bnada, W., Tembo, F., Milton, J.A., Tani, K., **2007**. Geochronology of the Zambeza supracrustal sequence, Southern Zambia: a record of Neoproterozoic divergent processes along the Southern margin of the Congo cratón. *Journal of Geology*, 115, 355–374.
- Karlstrom**, K.E., Williams, M.L., McLelland, J., Geissman, J.W., Ahäll, K.L., **1999**. Refining Rodinia: geologic evidence for the Australia-western US connection in the Proterozoic. *Geological Society of America*, 9, 1–7.

- Keppie, J.D., 1977.** Plate tectonic interpretation of Paleozoic world maps (with emphasis on circum-Atlantic orogens and Southern Nova Scotia). Nova Scotia Dept. Mines Pap. 77(3), 45p.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., 1995.** Provenance of Mexican Terranes: isotopic constraints. *International Geology Review*, 37, 813–824.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., 1999.** Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1-Ga orogen. In (Ramos, V.A., Keppie, J.D., eds) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper, 336, 199–210.
- Keppie, J.D., Ramos, V.A., 1999.** Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. Geological Society of America, Special Paper, 336, 267–276.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2001.** A grenvillian arco on the margin of Amazonia: evidence from the Southern Oaxacan Complex, Southern Mexico. *Precambrian Research*, 112, 165–181.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2003.** Geochronology and geochemistry of grenvillian igneous suites in the Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120, 365–389.
- Keppie, J.D., 2004.** Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year Odyssey. *International Geology Review*, 46, 765–794.
- Keppie, J.D., Sandberg, C.A., Miller, B.V., Sánchez-Zavala, J.L., Nance, R.D., Poole, F.G., 2004a.** Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian paleontological and U-Pb SHRIMP data from the Tecamate Formation to re-dating Tectonothermal events in the Acatlán Complex, Southern Mexico. *International Geology Review*, 46, 745–753.
- Keppie, J.D., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Rivera, Amabel., Lee, J.K.W., López, R., Hames, W.E., 2004b.** U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the cooling history of the Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: tectonics implications. Geological Society of America, 197, 771–781.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B.V., Fox, D., Muise, J., Powell, J.T., Mumma, S.A., Lee, J.W.K., 2004c.** Mid-Jurassic tectonothermal event superposed on a Paleozoic geological record in the Acatlán Complex of Southern Mexico: Hotspot activity during the breakup of Pangea. *Gondwana Research*, 7(1), 239–260.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Nance, R.D., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W., 2006a.** Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1 Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia. *Precambrian Research*, 147, 342–353.

- Keppie, J.D., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Storey, C.D., Jeffries, T.E., Murphy, J.B., 2006b.** Detrital zircon data from the Eastern Mixteca Terrane, Southern Mexico: Evidence for an Ordovician–Mississippian continental rise and a Permo-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*, 48, 97–111.
- Keppie, J.D., 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 arco in the northwestern margin of Amazonia. *Proceedings of the Geologists Association*, 118, 63–74.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ramos-Arias, M.A., Morales-Gómez, M., Nance, R.D., Murphy, J.B., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W.K., Housh, T., Cooper, P., 2008a.** Ordovician–earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, Southern Mexico: Evidence of rifting on the Southern margin of the Rheic Ocean. *Tectonophysics*, 461, 130–156.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.M., Nance, R.D., 2008b.** Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in Southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461, 277–290.
- Keppie, J.D., 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, 21–27.
- Keppie, D.F., Keppie, J.D., 2012.** An alternative Pangea reconstruction for Middle America with the Chortis Block in the Gulf of Mexico: tectonic implications. *International Geology Review*, 54(14), 1685–1696.
- Khon, M.J., Spear, F.S., 1990.** Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75, 89–96.
- Landing, E., Westrop S.R., Keppie, J.D., 2007.** Terminal Cambrian and lowest Ordovician succession of Mexican west Gondwana: biotas and sequence stratigraphy of the Tiñú Formation. *Geological Magazine*, 144(6), 909–936.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A.A., 2004.** Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 599–614.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., López, R., Sampson, D.E., 1999.** U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: *Precambrian Research*, 94(1-2), 73–99.
- Leloup, P.H., Kienast, J.R., 1993.** High-temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, People's Republic of China. *Earth and Planetary Science Letters*, 118, 213–234.

- Leloup, P.H., Ricard, Y., Battaglia, J., Lacassin, R., 1999.** Shear heating in continental strike-slip zones: model and field examples. *Geophys. J. Int.*, 135, 19–40.
- Li, X., Li, Z., Zhou, H., Liu, Y., Liang, X., Li, W., 2003.** SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd isotope of the Guandaoshan pluton in SW Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance. *Science in China*, 46, 73–83.
- Li, Z.X., Bogdanova S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008.** Assembly, configuration, and Break-up history of Rodinia: A Synthesis. *Precambrian Research*, 160, 179–210.
- Liou, J.G., Zhang, R., Ernst, W.G., Liu, J., McLimans, R., 1998.** Mineral paragénesis in the Pianpaludo eclogitic body, Gruppo di Voltri, western Ligurian Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 78, 317–335.
- Locock, A., 2014.** An Excel spreadsheet to classify Chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recomendations. *Computers & Geosciences*, 62, 1–11.
- Luvizotto, G.L., Zack, T., Triebold, S., Von Eynatten, H., 2009.** Rutile occurrence and trace element behavior in médium-grade metasedimentary rocks: example from the Erzgebirge, Germany. *Mineralogy and Petrology*, 97, 233–249.
- Martens, U., Weber, B., Valencia, V.A., 2010.** U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southeastern Maya block, Central America: Its affinity with perogondwanan terranes. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5/6), 815–829.
- Martini, M., Ramírez-Calderón, M., Solari, L.A., Villanueva-Amadoz, U., Zepeda-Martínez, M., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., 2016.** Provenance analysis of Jurassic sandstones from the Otlaltepec Basin, southern Mexico: Implications for the reconstruction of Pangea breakup. *Geosphere*, 12(6), 1842–1864.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2016.** Tectono-stratigraphic evolution of Eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth Sciences Reviews*, 18p.
- Martins, P.M., 2016.** The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasilia Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 67–82.
- Martins, P.M., Adolfo, F.R., Costa, L.G.M., 2000.** The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 35–39.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Silva-Romo, G., López-Martínez, M., 2012.** The Salado River fault: reactivation of an Early Jurassic fault in a transfer zone during Laramide deformation in southern Mexico. *International Geology Review*, 54(2), 144–164.

- Massonne, H.J., Schreyer, W., 1987.** Phengite geobarometry based in the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96, 212–224.
- Matteini, M., Junges, S.L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Bühn, B., 2010.** *In situ* zircón U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Brasilia belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, 17, 1–12.
- McDonough, W.F., Sun, S.-s., 1995.** The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- McLelland, J.M., Bickford M.E., Clechenko C.C., Valley, J.W., Hamilton, M.A., 2004.** Direct dating of Adirondack massif anorthosite by U-Ub SHRIMP analysis of igneous zircón: 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, 1–28.
- Millar, I.L., 1999.** Neoproterozoic extensional basic magmatism associated with the West Highland granite gneiss in the Moine Supergroup of NW Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 1153–1162.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., Fershtater, G.B., 2015.** Calcic amphibole thermobarometry in Metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232, 286–305.
- Mora, I.C., Valley, W.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1986.** The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite-facies metamorphism of the Oaxacan Complex, Southern Mexico. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, 6(2), 222–242.
- Mosher, S., 1998.** Tectonic evolution of the Southern Laurentian Grenville orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 1357–1375.
- Murillo-Muñetón, G., Navarrete-Rivera, O., 1992.** Integración petrológica-geocronológica del basamento ígneo-metamórfico del Istmo de Tehuantepec. Instituto Mexicano del Petróleo, proyecto CAO-2024, tomo I. (Inédito).
- Murillo-Muñetón, G., 1994.** Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from la Mixtequita área, state of Oaxaca in Southern Mexico, and their tectonic significance. South California University, tesis de maestría. (Inédito).
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D., Keppie, J.D., 2004a.** Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 659–682.

- Murphy, J.B., Dostal, J., Nance, R.D., Keppie, J.D., 2004b.** Neoproterozoic juvenile crust development in the peri-Rodinian ocean: Implications for Grenvillian orogenesis. *Geological Society of America*, 197, 135–144.
- Nabelek, P.I., Liu, M., 1999.** Leucogranites in the Black Hills of South Dakota: The consequence of shear heating during continental collision. *Geology*, 27(6), 523–526.
- Nabelek, P.I., Liu, M., Sirbescu, M.L., 2001.** Thermo-rheological, shear heating model for leucogranite generation, metamorphism, and deformation during the Proterozoic Trans-Hudson orogeny, Black Hills, South Dakota. *Tectonophysics*, 342, 371–388.
- Nabelek, P.I., Liu, M., 2004.** Petrologic and thermal constraints on the origin of Leucogranites in collisional orogens. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95, 73–85.
- Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Storey, C., Jeffries, T.E., 2007a.** Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, México: Detrital zircon U-Pb age constraints and implications for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean. *Geological Society of America*. 423, 453–464.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2007b.** Vestige of the Rheic Ocean in North America: The Acatlán Complex of southern México. *Geological Society of America*, 423, 437–452.
- Nance, R.D., Linnemann, U., 2008.** The Rheic ocean: Origin, evolution, and significance. *Geological Society of America Today*, 18(12), 4–12.
- Nance, R.D., Keppie, J.D., Miller, B.V., Murphy, J.B., Dostal, J., 2009.** Paleozoic paleogeography of Mexico: constraints from Detrital zircon age data. *Geological Society, London, Special Publications*, 327, 239–269.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Gutiérrez, F., 1995.** Estructura interna de la Falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), 1–8.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975.** The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south México. University of Leeds. Tesis de doctorado. 166p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1977.** Los mármoles intrusivos del Complejo Oaxaqueño. Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 1(1), 28–32.
- 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. Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 2(1), 19–30.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981a.** Metamorphic belts of Southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20-3, 177–202.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1981b.** La evolución tectónica pre-Misisípica del sur de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 5(2), 140–157.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1984.** Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of Southern Mexico. *Precambrian Research*, 23, 377–393.
- Ortega-Gutiérrez, F., González-Arreola, C., 1985.** Una edad cretácica de las rocas deformadas de la Sierra Juárez, Oaxaca. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 6(37), 100–101.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., de la Fuente, M., 1990.** North American Continent-Ocean transect program, transect H-3–Acapulco trench to the Gulf of Mexico across Southern Mexico. Geological Society of America, Decade of North American Geology Program, scale 1:500,000. 9p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995.** Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999.** Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in Southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27(8), 719–722.
- Pantoja-Alor, J., Robison, R.A., 1967.** Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca. *Science*, 157, 1033–1035.
- Pantoja-Alor, J., 1970.** Rocas sedimentarias paleozoicas de la región septentrional de Oaxaca. Sociedad Geológica Mexicana, libro-guía de la excursión México-Oaxaca, 67–84.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005.** *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289p.
- Patchett, P.J., 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, 523–528.
- Paterson, S.R., Schmidt, K.L., 1999.** Is there a close spatial relationship between faults and plutons?. *Journal of Structural Geology*, 21, 1131–1142.
- Paulsson, O., Andréasson, P-G., 2002.** Attempted break-up of Rodinia at 850 Ma: geochronological evidence from the Sevev-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *Journal of the Geological Society, London*, 159, 751–761.
- Pearce, J.A., Parkinson, I.J., 1983.** Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (eds.) *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 76, 373–403.

- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Valencia, V.A., 2009.** El Terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 222–242.
- Pérez-Gutiérrez, R., 2010.** Geología del Terreno Cuicateco en el Istmo de Tehuantepec y sus implicaciones tectónicas en la evolución del sur de México. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 112p.
- Piazolo, S., Passchier, C.W., 2002.** Controls on lineation development in low to médium-grade shear zones: a study from the Cap de Creus península, NE Spain. *Journal of Structural Geology*, 24, 25–44.
- Pindell, J.L., 1985.** Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1) 1–39.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2004.** Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. AAPG Annual meeting 2004.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2009.** Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. Geological Society, London, Special Publications, 328, 1–55.
- Pisarevsky, S.A., Murphy, J.B., Cawood, P.A., Collins, A.S., 2008.** Late Neoproterozoic and Early Cambrian paleogeography: models and problems. Geological Society, London, Special Publications, 294, 9–31.
- Powell, C.M.A., 1979.** A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, 21–34.
- Ramírez-Ramírez, C., 1992.** Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of Eastern Mexico. University of Texas, Tesis doctoral, 323p.
- Ramos, V.A., Aleman, A., 2000.** Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filo, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress., Río de Janeiro, Brasil, 635–685.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrman, U., Frisch, W., 1991.** Second look at suspect terranes in Southern Mexico. *Geology*, 19, 1233-1236.
- Richard, M.J., 1961.** A note on crenulated rocks. *Geological Magazine*, 98, 324–332.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Giggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovivh, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., 1998.** Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36, x-xx.
- Robison, R., Pantoja-Alor, J., 1968.** Tremadocian trilobites from Nochixtlán región, Oaxaca, Mexico. *Journal of Paleontology*, 42(3), 767–800.

- Rosales-Lagarde, L.**, Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Camarillo-Ochoa, H., Quiroz-Barrozo, S., **2005**. The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian submarine continental arc in east-central Mexico. *International Geology Review*, 47, 901–919.
- Rowland, S.M.**, Duebendorfer, E. M., Schiefelbein, I.M., **2007**. Structural analysis and Synthesis: A laboratory course in Structural geology. Blackwell Publishing, Tercera edición, 309p.
- Rudnick, R.L.**, **Cameron, K.L.**, **1991**. Age, diversity of the deep crust in Northern Mexico. *Geology*, 19, 1197–1200.
- Ruiz, J.**, Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., **1988**. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274–281.
- Ruiz, J.**, Tosdal, R.M., Restrepo, P.A., Murillo-Muñeton, G., **1999**. Pb isotope evidence for Colombia-Southern México connections in the Proterozoic. In Ramos, V.A., Keppie, J.D., eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper, 336, 183–198.
- Sánchez-Zavala, J.L.**, Centeno-García, E., Ortega-Gutiérrez, F., **1999**. Review of Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in the Gondwana-Laurentia connections. En: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentian-Gondwanan connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper, 336, 211–226.
- Sánchez-Zavala, J.L.**, Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., Jenner, G.A., Belousova, E., Macías-Romo, C., **2004**. Ordovician and Mesoproterozoic zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, Southern Mexico: Local provenance in the Acatlán and Oaxacan Complexes. *International Geology Review*, 46, 1005–1021.
- Sapper, K.**, **1899**. Informe sobre la geografía física y la geología de los estados de Chiapas y Tabasco. *México, Agricultura, Minería e Industria Boletín*, 3(9), 187-211.
- Schaaf, P.**, Heinrich, W., Besh, T., **1994**. Composition and Sm-Nd data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico. Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118, 63–84.
- Schmid, S.M.**, **Handy, M.R.**, **1991**. Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: Müller, D.W., McKenzie, J.A., Weissert, H., (eds), *Controversies in modern geology, evolution of geological theories in sedimentology, Earth history and tectonics*. Academic Press, London, 339–361.
- Scholz, C.H.**, **1988**. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol Rdsch*, 77, 319–328.
- Schouten, H.**, **Klitgord, K.D.**, **1994**. Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, 22, 507-510.

- Sedlock**, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., **1993**. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America, Special Paper, 278, 153p.
- Shurbert**, D.H., **Cebull**, S.E., **1987**, Tectonic interpretation of the westernmost part of the Ouachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, west Texas-México. *Geology*, 15, 458–461.
- Sibson**, R.H., **1977**. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, 133, 191–213.
- Solar**, G.S., Pressley, R.A., Brown, M., Tucker, R.D., **1998**. Granite ascent in convergent orogenic belts: Testing a model. *Geology*, 26, 711–714.
- Solari**, A.S., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie J.D., **2001**. The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the Northern Oaxacan Complex of Southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), 149–161.
- Solari**, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., López, R., Hames, W.E., **2003**. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365, 257–282.
- Solari**, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., López, R., **2004a**. ~990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2), 212–225.
- Solari**, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., **2004b**. Phanerozoic structures in the grenvillian Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Result of thick-skinned tectonics. *International Geology Review*, 46, 614–628.
- Spear**, F.S., Cheney, J.T., **1989**. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 101, 149–164.
- Spear**, F.S., **1995**. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Monograph series, 799p.
- Spikings**, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B., **2015**. The geological history of northwestern South America: from Pangea to the Early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma). *Gondwana Research*, 27, 95–139.
- Spikings**, R., Reitsma, M.J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A., Schaltegger, U., **2016**. Characterisation of Triassic rifting in Perú and implications for the Early disassembly of western Pangea. *Gondwana Research*, 35, 124–143.

- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., López, R., 1999.** Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México. Geological Society of America, Special Paper, 336, 227–252.
- Sun, S.-s., McDonough, W.F., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle Composition and processes. Geological Society Special Publications, 42, 313–345.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005.** U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. Earth and Planetary Science Letters, 235, 682–699.
- Tomkins, H.S., Powell, R., Ellis, J., 2007.** The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. Journal of Metamorphic Geol. 25, 703–713.
- Tohver, E., Bettencourt, J.S., Tosdal, R., Mezger, K., Leite, W.B., Payolla, B.L., 2004.** Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes. Earth and Planetary Science Letters, 228, 161–176.
- Tolson, G., 1998.** Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos. Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Tesis doctoral, 96p.
- Tolson, G., 2005.** La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII (1), 111–122.
- Tullis, J.T., Snoke, A.W., Todd, V.R., 1982.** Significance of petrogenesis of Mylonitic rocks. Geology, 10, 227–230.
- Vázquez, M.M.E., Alzaga, R.H., Mugica, M.R., Sánchez, M.V., 1989.** Interpretación geológica regional en el prospecto Tomellín-Valle Nacional, Oaxaca. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, C-4016. (Inédito).
- Volk, G.W., 1939.** Optical and Chemical studies of muscovite. University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, 255–266.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006.** Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contribution to Mineralogy and Petrology, 151, 413–433.
- Weber, B., Khöler, 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.
- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R., Köler, H., 2002.** El descubrimiento de basamento metasedimentario en el Macizo de Chiapas: La “Unidad La Sepultura”. GEOS, 22, 2–11.

- Weber, B., 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, 41-67.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M., 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, 509–529.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriondo, A., Ortega-Gutiérrez, F., 2006.** Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 262–276.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P., 2007.** New Insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from Metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 253–269.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J., 2008.** Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (southeastern Mexico): redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a Peri-Gondwanan Realm. *The Journal of Geology*, 116, 619–639.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Ortega-Gutiérrez, F., 2009.** Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 260–276.
- Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, Klaus., 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, 149–162.
- Weber, B., Scherer, E.E., Martens, U.K., Mezger, K., 2012.** Where did the lower Paleozoic rocks of Yucatan come from? A U-Pb, Lu-Hf, and Sm-Nd isotope study. *Chemical Geology*, 312-313, 1–17.
- Weber, B., Schulze, C.H., 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.
- Weber, B., González-Guzmán, Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L., Valencia, V., 2018.** Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. *Lithos*, 300-301, 177–199.
- Wilson, M. 1989.** *Igneous Petrogenesis*. Springer, 466p.
- Winter, J.D., 2010.** *An introduction to igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey, New York, 466p.

- Wu, C.M., Chen, H.X., 2015.** Calibration of a Ti-in-muscovite geothermometer for ilmenite- and Al₂SiO₅-bearing metapelites. *Lithos*, 212-215, 122–127.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels G.E., 1991.** Isotopic studies of the Acatlán Complex, Southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817–828.
- Yuanbao, W. Yongfei, Z., 2004.** Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15), 1554–1569.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004.** Temperature dependence of Zr in rutile: empirical Calibration of a rutile thermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 148, 471–488.
- Zhu, Y., Shi, Y., 1990.** Shear heating and partial melting of granite: thermal structure of overthrust terranes in the Greater Himalaya. *Chinese Journal of Geophysics*, 33, 341–51.

Anexo.

Relaciones isotópicas y edades corregidas de zircones de las muestras analizadas.

Muestra	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)						
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc %
JGE-50 Ortogneis anortosítico																	
Z25	0.38	0.0782	0.0052	1.730	0.110	0.1610	0.0035	0.0528	0.0032	0.19	966.0	20.0	1019.0	36.0	1130.0	83	5.2
Z33	0.40	0.0756	0.0063	1.700	0.130	0.1644	0.0041	0.0505	0.0054	0.13	980.0	23.0	1013.0	47.0	1090.0	74	3.3
Z48	0.21	0.0751	0.0049	1.668	0.095	0.1622	0.0044	0.0537	0.0055	0.08	969.0	24.0	1001.0	35.0	1070.0	78	3.2
Z24	0.50	0.0756	0.0040	1.755	0.080	0.1696	0.0027	0.0528	0.0024	0.23	1010.0	15.0	1027.0	29.0	1068.0	120	1.7
Z21	0.35	0.0739	0.0046	1.677	0.095	0.1640	0.0032	0.0480	0.0033	0.28	979.0	17.0	1004.0	35.0	1048.0	130	2.5
Z20	0.51	0.0740	0.0055	1.711	0.110	0.1699	0.0046	0.0518	0.0038	0.16	1015.0	25.0	1021.0	42.0	1030.0	170	0.6
Z17	0.62	0.0739	0.0036	1.661	0.070	0.1630	0.0022	0.0486	0.0019	0.26	973.5	12.0	992.0	27.0	1026.0	76	1.9
Z19	0.18	0.0741	0.0040	1.670	0.083	0.1657	0.0043	0.0494	0.0041	0.40	988.0	24.0	998.0	33.0	1021.0	120	1.0
Z22	0.67	0.0725	0.0038	1.664	0.074	0.1647	0.0027	0.0495	0.0023	0.11	983.0	15.0	992.0	28.0	1012.0	100	0.9
Z28	0.65	0.0729	0.0039	1.680	0.078	0.1682	0.0026	0.0503	0.0022	0.06	1002.0	15.0	998.0	30.0	1005.0	63	-0.4
Z31	0.57	0.0737	0.0044	1.698	0.084	0.1685	0.0036	0.0499	0.0025	0.19	1009.0	20.0	1009.0	30.0	1003.0	96	0.0
Z32	0.35	0.0740	0.0056	1.670	0.110	0.1630	0.0040	0.0500	0.0048	0.07	973.0	22.0	999.0	46.0	990.0	98	2.6
Z34	0.64	0.0725	0.0039	1.685	0.075	0.1696	0.0028	0.0495	0.0020	0.13	1010.0	15.0	1007.0	28.0	979.0	62	-0.3
Z18	0.45	0.0712	0.0036	1.619	0.066	0.1640	0.0030	0.0470	0.0020	0.08	979.0	17.0	976.0	26.0	975.0	62	-0.3
Z30	0.56	0.0711	0.0034	1.620	0.069	0.1648	0.0023	0.0487	0.0020	0.27	983.4	13.0	976.0	27.0	957.0	62	-0.8
<hr/>																	
Muestra	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)						
JGE-42 Ortogneis anortosítico	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc %
Z08	0.38	0.0782	0.0052	1.7300	0.110	0.1610	0.0035	0.0528	0.0032	0.19	966.0	20.0	1019.0	36.0	1130.0	120	5.2
Z04	0.40	0.0756	0.0063	1.7000	0.130	0.1644	0.0041	0.0505	0.0054	0.13	980.0	23.0	1013.0	47.0	1090.0	160	3.3
Z03	0.21	0.0751	0.0049	1.6680	0.095	0.1622	0.0044	0.0537	0.0055	0.08	969.0	24.0	1001.0	35.0	1070.0	120	3.2
Z02	0.50	0.0756	0.0040	1.7550	0.080	0.1696	0.0027	0.0528	0.0024	0.23	1010.0	15.0	1027.0	29.0	1068.0	110	1.7
Z12	0.35	0.0739	0.0046	1.6770	0.095	0.1640	0.0032	0.0480	0.0033	0.28	979.0	17.0	1004.0	35.0	1048.0	120	2.5
Z16	0.51	0.0740	0.0055	1.7110	0.110	0.1699	0.0046	0.0518	0.0038	0.16	1015.0	25.0	1021.0	42.0	1030.0	140	0.6
Z13	0.62	0.0739	0.0036	1.6610	0.070	0.1630	0.0022	0.0486	0.0019	0.26	973.5	12.0	992.0	27.0	1026.0	98	1.9
Z06	0.18	0.0741	0.0040	1.6700	0.083	0.1657	0.0043	0.0494	0.0041	0.40	988.0	24.0	998.0	33.0	1021.0	110	1.0
Z11	0.67	0.0725	0.0038	1.6640	0.074	0.1647	0.0027	0.0495	0.0023	0.11	983.0	15.0	992.0	28.0	1012.0	110	0.9
Z09	0.65	0.0729	0.0039	1.6800	0.078	0.1682	0.0026	0.0503	0.0022	0.06	1002.0	15.0	998.0	30.0	1005.0	110	-0.4
Z05	0.57	0.0737	0.0044	1.6980	0.084	0.1685	0.0036	0.0499	0.0025	0.19	1009.0	20.0	1009.0	30.0	1003.0	120	0.0
Z14	0.35	0.0740	0.0056	1.6700	0.110	0.1630	0.0040	0.0500	0.0048	0.07	973.0	22.0	999.0	46.0	990.0	150	2.6
Z10	0.64	0.0725	0.0039	1.6850	0.075	0.1696	0.0028	0.0495	0.0020	0.13	1010.0	15.0	1007.0	28.0	979.0	110	-0.3
Z07	0.45	0.0712	0.0036	1.6190	0.066	0.1640	0.0030	0.0470	0.0020	0.08	979.0	17.0	976.0	26.0	975.0	100	-0.3
Z15	0.56	0.0711	0.0034	1.6200	0.069	0.1648	0.0023	0.0487	0.0020	0.27	983.4	13.0	976.0	27.0	957.0	100	-0.8

Muestra	Relaciones isotópicas									Edades corregidas (Ma)							
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc %
Z51	0.41	0.0769	0.0047	1.6950	0.094	0.1606	0.0029	0.0540	0.0029	0.10	960.0	16.0	1007.0	35.0	1140.0	120	4.7
Z77	0.56	0.0752	0.0073	1.7100	0.150	0.1618	0.0061	0.0533	0.0044	-0.04	965.0	34.0	1013.0	55.0	1120.0	190	4.7
Z41	0.26	0.0748	0.0038	1.7400	0.074	0.1695	0.0029	0.0518	0.0035	0.02	1009.0	16.0	1021.0	27.0	1056.0	100	1.2
Z44	0.31	0.0748	0.0042	1.6980	0.078	0.1660	0.0031	0.0517	0.0027	-0.10	990.0	17.0	1005.0	30.0	1049.0	120	1.5
Z67	0.29	0.0735	0.0053	1.7000	0.110	0.1708	0.0031	0.0545	0.0039	0.03	1016.0	17.0	1005.0	41.0	1040.0	150	-1.1
Z64	0.61	0.0721	0.0054	1.7000	0.120	0.1671	0.0046	0.0482	0.0050	0.31	996.0	25.0	999.0	46.0	1040.0	160	0.3
Z65	0.27	0.0736	0.0040	1.6570	0.074	0.1636	0.0029	0.0530	0.0032	0.14	977.0	16.0	990.0	30.0	1039.0	110	1.3
Z50	0.50	0.0741	0.0045	1.7970	0.092	0.1736	0.0034	0.0512	0.0028	0.12	1032.0	19.0	1040.0	34.0	1030.0	130	0.8
Z37	0.45	0.0733	0.0042	1.7360	0.080	0.1692	0.0033	0.0525	0.0027	0.10	1008.0	18.0	1020.0	32.0	1030.0	120	1.2
Z76	0.57	0.0739	0.0054	1.7300	0.110	0.1679	0.0044	0.0515	0.0037	0.15	1004.0	24.0	1015.0	44.0	1020.0	150	1.1
Z49	0.69	0.0737	0.0052	1.6760	0.099	0.1666	0.0033	0.0519	0.0029	-0.16	993.0	18.0	993.0	38.0	1020.0	130	0.0
Z57	0.47	0.0730	0.0049	1.6150	0.096	0.1615	0.0033	0.0504	0.0030	0.15	965.0	18.0	982.0	35.0	1020.0	140	1.7
Z42	0.27	0.0724	0.0040	1.6750	0.076	0.1654	0.0029	0.0489	0.0030	0.00	989.0	15.0	996.0	29.0	1015.0	100	0.7
Z74	0.25	0.0736	0.0044	1.6350	0.094	0.1601	0.0030	0.0553	0.0038	0.20	957.0	17.0	984.0	34.0	1010.0	120	2.7
Z66	0.32	0.0726	0.0038	1.6660	0.076	0.1650	0.0027	0.0544	0.0028	0.07	984.0	15.0	996.0	29.0	1005.0	110	1.2
Z75	0.51	0.0748	0.0054	1.6840	0.100	0.1670	0.0044	0.0527	0.0035	0.14	995.0	24.0	996.0	40.0	1000.0	150	0.1
Z43	0.22	0.0724	0.0034	1.6430	0.069	0.1656	0.0030	0.0473	0.0025	0.16	988.0	17.0	985.0	27.0	997.0	91	-0.3
Z62	0.32	0.0731	0.0044	1.6260	0.087	0.1618	0.0030	0.0502	0.0024	0.11	966.0	17.0	975.0	34.0	995.0	120	0.9
Z46	0.52	0.0724	0.0045	1.6510	0.079	0.1644	0.0033	0.0506	0.0026	-0.23	981.0	18.0	999.0	32.0	993.0	120	1.8
Z61	0.29	0.0734	0.0044	1.6260	0.086	0.1612	0.0028	0.0510	0.0028	0.04	963.0	16.0	976.0	34.0	990.0	130	1.3
Z72	0.32	0.0723	0.0041	1.6860	0.089	0.1696	0.0030	0.0486	0.0029	0.33	1010.0	17.0	1004.0	34.0	984.0	120	-0.6
Z47	0.12	0.0724	0.0037	1.7480	0.086	0.1742	0.0027	0.0591	0.0038	0.24	1035.0	15.0	1024.0	31.0	981.0	100	-1.1
Z40	0.20	0.0714	0.0040	1.6570	0.084	0.1683	0.0028	0.0506	0.0032	0.30	1003.0	16.0	988.0	32.0	980.0	110	-1.5
Z39	0.24	0.0728	0.0052	1.6760	0.110	0.1657	0.0032	0.0586	0.0053	0.13	988.0	18.0	991.0	42.0	980.0	150	0.3
Z58	0.47	0.0724	0.0044	1.6660	0.081	0.1662	0.0032	0.0473	0.0026	-0.14	991.0	18.0	996.0	31.0	979.0	120	0.5
Z36	0.33	0.0714	0.0041	1.6340	0.080	0.1641	0.0032	0.0527	0.0028	0.08	979.0	18.0	980.0	31.0	975.0	120	0.1
Z45	0.41	0.0711	0.0040	1.6350	0.085	0.1652	0.0034	0.0460	0.0025	0.20	985.0	19.0	988.0	32.0	970.0	130	0.3
Z56	0.49	0.0714	0.0048	1.6360	0.092	0.1652	0.0036	0.0503	0.0030	-0.26	985.0	20.0	988.0	36.0	970.0	140	0.3
Z59	0.28	0.0709	0.0044	1.6290	0.086	0.1640	0.0036	0.0492	0.0027	-0.02	978.0	20.0	981.0	34.0	970.0	130	0.3
Z54	0.52	0.0709	0.0039	1.6170	0.076	0.1652	0.0030	0.0487	0.0026	-0.12	986.0	16.0	974.0	30.0	955.0	110	-1.2
Z38	0.33	0.0706	0.0037	1.6040	0.074	0.1646	0.0031	0.0421	0.0024	0.39	982.0	17.0	973.0	31.0	953.0	110	-0.9
Z60	0.41	0.0710	0.0036	1.6170	0.070	0.1645	0.0027	0.0500	0.0023	0.19	982.0	15.0	974.0	27.0	949.0	100	-0.8
Z52	0.19	0.0706	0.0060	1.6400	0.130	0.1679	0.0052	0.0649	0.0072	0.12	1000.0	29.0	992.0	53.0	930.0	200	-0.8
Z69	0.22	0.0699	0.0045	1.4500	0.081	0.1505	0.0028	0.0496	0.0030	0.12	904.0	15.0	912.0	34.0	920.0	120	0.9
Z68	0.24	0.0701	0.0035	1.4880	0.062	0.1540	0.0024	0.0475	0.0024	0.11	923.0	13.0	924.0	25.0	915.0	100	0.1
Z70	0.59	0.0704	0.0059	1.5870	0.110	0.1630	0.0037	0.0472	0.0026	-0.06	973.0	20.0	966.0	44.0	900.0	180	-0.7

Muestra	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)					
	Th/U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 2\sigma$ Abs	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$ abs	$^{208}\text{Pb}/$ ^{232}Th	$\pm 2\sigma$ abs	Rho	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$
Z1	0.36	0.054	0.0021	0.232	0.0099	0.03111	0.0005	0.01051	0.0005	0.46	197.5	2.8	211.8	8.1	380	48
Z3_2	0.16	0.0603	0.0031	0.262	0.017	0.03264	0.0008	0.0163	0.0013	0.18	207.1	4.9	239	13	593	62
Z5_1	0.46	0.0658	0.0026	1.128	0.047	0.1247	0.0019	0.037	0.0015	0.14	758	11	766	21	777	49
Z6_1	0.3	0.0569	0.0026	0.344	0.028	0.0433	0.0025	0.0237	0.0011	-0.19	273	15	302	20	495	61
Z7_1	0.23	0.0513	0.0029	0.215	0.014	0.03057	0.0006	0.01308	0.0008	-0.35	194.1	4	198	11	291	68
Z8_1	0.48	0.0693	0.0025	1.213	0.049	0.1272	0.0015	0.0426	0.0016	0.2	771.7	8.6	806	21	904	51
Z9_1	2.28	0.0735	0.0026	1.413	0.057	0.1431	0.0019	0.0448	0.0015	0.28	862	11	897	23	1005	37
Z10_2	1.27	0.0739	0.0041	1.208	0.066	0.1225	0.0025	0.0434	0.0017	0.05	745	14	806	29	985	49
Z11_2	1.15	0.072	0.0046	1.298	0.087	0.1312	0.003	0.0429	0.002	-0.02	794	17	839	38	960	87
Z12_2	1.4	0.0685	0.0028	1.133	0.047	0.1198	0.002	0.0371	0.0013	0.12	729	12	770	22	865	53
Z14_2	1.46	0.0747	0.0051	1.212	0.061	0.1181	0.0052	0.0404	0.0017	0.04	719	29	804	29	1047	88
Z16_2	2.3	0.0747	0.0028	1.574	0.062	0.153	0.0021	0.046	0.0016	0.16	917	12	962	24	1080	37
Z17_2	0.13	0.0529	0.0036	0.23	0.023	0.0319	0.0012	0.0155	0.0029	0.42	202.3	7.5	210	17	375	82
Z18_2	0.19	0.0692	0.0023	1.097	0.04	0.1163	0.0014	0.0388	0.0016	0.49	709.4	8.3	753	19	899	42
Z19_2	0.25	0.0535	0.002	0.263	0.01	0.0355	0.0005	0.01239	0.0006	0.16	224.9	2.8	237.3	8.3	364	63
Z20_2	0.19	0.0764	0.0057	1.116	0.099	0.1064	0.0016	0.0493	0.0054	0.17	651.5	9.1	761	41	1110	110
Z23_2	0.52	0.0531	0.0057	0.26	0.05	0.0357	0.0029	0.0124	0.0052	-0.09	226	18	234	35	390	110
Z25_2	0.6	0.0544	0.0026	0.22	0.012	0.03014	0.0006	0.01046	0.0006	-0.05	191.4	3.5	201.6	9.9	422	56
Z26_2	0.49	0.0691	0.0034	1.04	0.056	0.1081	0.0028	0.0365	0.0018	0.01	662	16	727	27	926	63
Z27_2	0.51	0.0506	0.0025	0.211	0.011	0.02988	0.0008	0.00934	0.0005	0.29	189.8	5	193.9	8.9	314	50
Z28_2	2.21	0.0739	0.0031	1.072	0.048	0.1053	0.0016	0.0342	0.0012	0.48	645.1	9.1	742	23	1026	54
Z29_2	2.84	0.0775	0.0037	1.357	0.066	0.1241	0.0019	0.0377	0.0013	0.12	754	11	867	30	1137	44
Z30_2	0.38	0.066	0.0034	0.273	0.02	0.02998	0.001	0.019	0.0024	0.86	190.4	6	244	16	810	110
Z31_2	1.64	0.0705	0.0029	1.235	0.052	0.1263	0.0017	0.0379	0.0013	0.22	766.4	9.9	815	23	950	37
Z32_2	0.27	0.0739	0.0034	1.273	0.063	0.1252	0.0032	0.0444	0.009	0.35	760	18	837	27	1028	57
Z33_2	0.57	0.0675	0.0038	0.525	0.028	0.05701	0.0009	0.034	0.014	0.43	357.4	5.2	428	18	855	72
Z34_2	0.36	0.0522	0.002	0.2229	0.0096	0.03157	0.0008	0.01012	0.0005	0.51	200.4	5	204.2	8	276	48

Muestra	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)					
	Th/U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 2\sigma$ abs	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$ abs	$^{208}\text{Pb}/$ ^{232}Th	$\pm 2\sigma$ abs	Rho	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$
Z1	0.94	0.0647	0.0033	1.216	0.059	0.1355	0.0028	0.0421	0.002	-0.04	821	15	812	26	755	75
Z2	0.5	0.0709	0.0032	1.335	0.06	0.1354	0.0018	0.0443	0.0018	-0.05	818	10	863	26	976	70
Z3	2.46	0.0674	0.0035	1.331	0.069	0.1417	0.0028	0.0463	0.0018	0.1	854	16	859	31	863	56
Z4	0.68	0.0662	0.0047	1.127	0.071	0.1218	0.003	0.0362	0.0019	-0.22	741	18	761	34	837	78
Z5	0.76	0.0663	0.0033	0.978	0.046	0.106	0.002	0.033	0.0013	-0.15	649	12	692	24	836	52
Z6	0.44	0.0697	0.0037	1.333	0.074	0.1412	0.0036	0.0504	0.004	0.32	851	20	857	32	901	71
Z7	0.43	0.0684	0.0044	1.395	0.073	0.1454	0.0029	0.0501	0.0025	-0.14	875	16	885	29	898	89
Z8	0.29	0.0648	0.0029	1.018	0.047	0.1147	0.0018	0.0356	0.0017	-0.04	700	10	711	22	795	61

Z9	0.36	0.063	0.0023	0.888	0.039	0.1023	0.0016	0.036	0.0015	-0.12	627.7	9.2	645	21	696	42
Z10	0.39	0.0695	0.0024	1.371	0.05	0.1445	0.0014	0.0469	0.0017	0.23	870.2	8.1	878	21	917	39
Z11	0.79	0.0644	0.0028	1.092	0.054	0.1225	0.0023	0.039	0.0017	0.46	745	13	750	27	737	51
Z12	0.78	0.0743	0.0051	1.221	0.072	0.1219	0.0039	0.0402	0.0022	0.35	741	23	809	35	1052	86
Z13	0.48	0.0676	0.0024	1.306	0.05	0.1399	0.0017	0.0418	0.0016	0.31	844.2	9.5	849	24	858	44
Z14	0.68	0.0675	0.0035	1.277	0.082	0.1375	0.0037	0.0443	0.002	0.67	830	21	836	35	863	72
Z15	0.69	0.0665	0.0039	1.171	0.062	0.1279	0.0023	0.0418	0.0019	0.18	776	13	784	30	828	73
Z16	0.8	0.0678	0.0032	1.288	0.062	0.1375	0.0022	0.0433	0.002	0.29	830	13	842	27	902	52
Z17	0.98	0.0574	0.0027	0.534	0.026	0.0677	0.0012	0.02065	0.0008	0.12	422.2	7.4	434	17	451	61
Z18	0.08	0.0706	0.0045	1.47	0.1	0.1571	0.006	0.0517	0.008	0.5	939	33	918	39	914	82
Z19	0.8	0.0706	0.0024	1.369	0.055	0.141	0.0025	0.0465	0.0016	0.76	850	14	875	23	940	42
Z20	0.16	0.0708	0.0025	1.424	0.058	0.1478	0.0028	0.0457	0.002	0.56	889	16	898	24	940	46
Z21	1.12	0.0683	0.0031	1.346	0.06	0.1434	0.0027	0.0457	0.0017	0.17	863	15	865	27	909	55
Z22	0.24	0.0552	0.0039	0.532	0.034	0.0691	0.0015	0.0218	0.0014	-0.1	431	8.9	433	23	479	70
Z23	0.16	0.0662	0.0027	1.033	0.042	0.1137	0.0018	0.033	0.0015	0.19	694	11	720	21	826	55
Z24	0.75	0.0651	0.0044	1.085	0.062	0.1193	0.0028	0.036	0.0019	-0.35	726	16	760	31	857	67
Z25	0.38	0.0672	0.0034	1.239	0.066	0.1339	0.003	0.0397	0.002	0.42	810	17	823	30	847	57
Z26	0.61	0.066	0.0023	1.095	0.041	0.1215	0.0014	0.0385	0.0013	-0.21	738.9	8.1	753	19	798	45
Z27	0.48	0.0659	0.0029	0.928	0.04	0.1025	0.0016	0.0304	0.0013	0.22	629	9.1	665	21	809	52
Z28	0.3	0.0641	0.0034	0.849	0.044	0.0971	0.0019	0.0313	0.0015	-0.06	599	11	626	23	745	70
Z29	0.52	0.0608	0.0036	0.72	0.046	0.0867	0.0021	0.0257	0.0016	0.04	536	13	549	25	618	78
Z30	0.64	0.0632	0.0034	1.094	0.076	0.1193	0.0058	0.0374	0.0029	0.29	726	33	747	36	765	60
Z31	1.11	0.0645	0.004	1.071	0.065	0.12	0.0021	0.0363	0.0017	0.02	730	12	735	32	783	69
Z32	1.06	0.0725	0.0026	1.514	0.056	0.1518	0.0019	0.0461	0.0017	0.18	911	11	936	22	999	37
Z33	0.4	0.0627	0.0035	0.872	0.047	0.1014	0.0019	0.0321	0.0015	-0.07	622	11	641	25	735	61
Z34	0.77	0.0673	0.0036	1.135	0.066	0.1242	0.0033	0.0389	0.0018	0.16	755	19	768	29	865	72
Z35	0.05	0.0671	0.0028	1.151	0.049	0.1246	0.0024	0.0474	0.003	0.31	757	14	777	24	830	47
Z36	1.71	0.0718	0.0054	1.289	0.094	0.1319	0.0036	0.0393	0.0019	0.02	798	21	842	39	952	68
Z37	0.84	0.0708	0.0033	1.472	0.071	0.1523	0.0037	0.0457	0.0021	0.57	913	21	916	29	956	53
Z38	0.47	0.0691	0.0023	1.144	0.044	0.121	0.0022	0.0373	0.0014	0.1	736	12	778	21	908	43
Z39	1.65	0.0674	0.0027	1.286	0.057	0.1384	0.0024	0.0475	0.0018	0.62	835	13	847	27	866	40
Z40	1.76	0.0692	0.0028	1.359	0.057	0.1439	0.0022	0.0446	0.0016	0.42	866	12	870	25	914	45

Muestra	Relaciones isotópicas									Edades corregidas (Ma)						
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ
Z1	0.06	0.0587	0.0034	0.654	0.039	0.0811	0.0014	0.0275	0.0026	-0	502.8	8.1	508	23	590	68
Z2	0.06	0.0582	0.0043	0.586	0.049	0.0734	0.0014	0.0275	0.0055	0.38	456.6	8.3	472	29	470	100
Z3	0.07	0.0674	0.0034	1.363	0.092	0.1453	0.0049	0.0464	0.0039	0.2	874	27	875	36	874	64
Z4	0.14	0.0657	0.0035	0.845	0.068	0.0931	0.003	0.0377	0.0039	0.15	576	18	620	34	820	81
Z5	0.12	0.0661	0.0026	0.812	0.043	0.0897	0.003	0.0305	0.0021	0.51	553	17	602	24	782	52
Z6	0.2	0.0588	0.0027	0.575	0.028	0.0711	0.0012	0.0241	0.0016	0.26	442.6	7.2	460	18	595	58
Z7	0.09	0.0646	0.0035	0.772	0.04	0.0872	0.002	0.0313	0.0028	-0.07	539	12	585	24	696	72
Z8	0.06	0.0586	0.0028	0.726	0.086	0.0888	0.0071	0.0226	0.0038	-0.03	548	41	554	44	584	57
Z9	0.06	0.056	0.0028	0.544	0.027	0.07045	0.0009	0.0236	0.0021	-0.06	438.8	5.4	440	18	477	56

Z10	0.06	0.0557	0.0028	0.535	0.028	0.0691	0.0011	0.024	0.0025	0.14	430.8	6.7	436	18	481	52
Z11	0.07	0.0678	0.003	1.16	0.11	0.1264	0.0069	0.0521	0.0039	-0.09	767	38	781	44	841	57
Z12	0.06	0.067	0.0031	0.796	0.042	0.0833	0.002	0.0379	0.0038	0.43	516	12	593	23	866	73
Z13	0.08	0.0592	0.0026	0.633	0.028	0.0763	0.0011	0.0244	0.0017	-0.01	474.1	6.7	498	17	624	57
Z14	0.08	0.0607	0.0027	0.643	0.032	0.0771	0.0015	0.0291	0.0018	0.28	478.8	9	503	19	634	59
Z15	0.13	0.0647	0.0032	0.738	0.038	0.0824	0.0017	0.0263	0.0022	0.3	510	10	559	22	748	57
Z16	0.3	0.0572	0.0046	0.599	0.05	0.0768	0.0021	0.0246	0.0023	-0	477	12	482	30	581	96
Z17	0.06	0.067	0.0033	0.949	0.051	0.1006	0.0016	0.0442	0.0032	0.03	618.1	8.9	675	26	863	68
Z18	0.07	0.0677	0.0033	0.999	0.07	0.1067	0.0029	0.0453	0.0038	0.16	653	17	702	33	893	83
Z19	0.04	0.0559	0.0028	0.531	0.03	0.06869	0.001	0.0348	0.0033	0.32	428.3	5.9	432	19	449	61
Z20	0.1	0.0757	0.0038	1.07	0.13	0.1072	0.0078	0.0635	0.0035	0.53	657	44	737	55	1053	78
Z21	0.05	0.0638	0.0032	0.658	0.037	0.076	0.0017	0.0325	0.0029	0.13	472	10	516	22	739	48
Z22	0.02	0.0609	0.0042	0.594	0.039	0.071	0.0014	0.0413	0.0087	0.02	442.2	8.5	471	24	615	88
Z23	0.02	0.0577	0.0029	0.545	0.03	0.0701	0.0016	0.0327	0.0041	0.16	436.4	9.6	446	20	515	60
Z24	0.03	0.0792	0.0029	1.803	0.074	0.1672	0.0027	0.0921	0.0096	0.42	996	15	1045	28	1154	53
Z25	0.01	0.0632	0.0025	0.845	0.033	0.0976	0.0015	0.0427	0.0053	0.23	600.2	8.8	622	18	728	53
Z26	0.03	0.0693	0.0027	1.067	0.047	0.1126	0.0018	0.0423	0.0038	0.38	688	10	736	23	889	53
Z27	0.06	0.0604	0.0035	0.594	0.034	0.0716	0.0012	0.0404	0.0044	-0.1	445.6	7.1	476	20	621	69
Z28	0.06	0.0711	0.0028	1.452	0.057	0.1478	0.002	0.0466	0.0029	0.18	888	12	910	24	957	42
Z29	0.03	0.0665	0.0028	1.232	0.062	0.1329	0.0026	0.0502	0.0038	0.17	804	15	814	27	864	56
Z30	0.06	0.0653	0.0046	0.831	0.063	0.0927	0.0024	0.0192	0.0084	0.32	571	14	622	33	818	83
Z31	0.12	0.0574	0.0025	0.585	0.028	0.074	0.0013	0.0235	0.0013	0.31	460.4	7.7	467	18	535	51
Z32	0.04	0.0674	0.0036	0.539	0.044	0.0576	0.0029	0.0707	0.0037	-0.06	361	17	442	26	855	50
Z33	0.01	0.0649	0.0032	0.624	0.031	0.0698	0.0011	0.106	0.019	-0.06	434.8	6.7	491	20	791	64
Z34	0.06	0.0595	0.0026	0.65	0.031	0.0805	0.0012	0.03	0.0024	0.33	499.3	7.1	511	19	586	54
Z35	0.02	0.0566	0.0028	0.534	0.025	0.0691	0.0013	0.0238	0.0036	0.08	430.6	7.8	436	16	470	58
Z36	0.23	0.0763	0.0028	2.16	0.11	0.1995	0.0089	0.0554	0.003	0.58	1172	50	1165	44	1126	43
Z37	0.05	0.0559	0.0022	0.505	0.022	0.06605	0.001	0.0265	0.0023	0.51	412.3	5.8	415	15	419	49
Z38	0.04	0.0559	0.0028	0.538	0.027	0.0699	0.0011	0.0313	0.003	0.28	435.3	6.8	440	17	441	76
Z39	0.06	0.0689	0.0025	1.129	0.053	0.1189	0.0026	0.034	0.0024	0.37	724	15	770	24	885	48
Z40	0.04	0.059	0.0025	0.633	0.032	0.0793	0.0019	0.0273	0.002	0.1	492	11	497	19	546	57
Z41	0.05	0.0599	0.0033	0.609	0.034	0.073	0.0014	0.0273	0.0025	0.24	454.2	8.1	482	21	609	60
Z42	0.07	0.0811	0.0034	1.347	0.062	0.1195	0.0024	0.091	0.01	0.12	727	14	870	27	1222	41
Z43	0.05	0.0579	0.0028	0.575	0.029	0.0731	0.0011	0.0248	0.0024	-0.21	454.5	6.6	463	19	532	71
Z44	0.01	0.0566	0.0032	0.601	0.034	0.076	0.0012	0.0358	0.0064	-0.21	472.2	7.2	476	21	500	78
Z45	0.06	0.0684	0.0029	1.121	0.05	0.1196	0.002	0.0415	0.0024	-0.03	728	12	762	24	860	42
Z46	0.08	0.0694	0.0045	0.735	0.049	0.0762	0.0012	0.0504	0.0086	0.05	473.4	7.3	563	26	918	96
Z48	0.16	0.057	0.0024	0.631	0.029	0.0803	0.0015	0.026	0.0015	0.43	498	9	496	18	484	56
Z49	0.01	0.0649	0.003	0.982	0.055	0.1133	0.0037	0.0512	0.0062	0.26	692	22	699	29	745	65
Z50	0.36	0.0728	0.0039	1.812	0.097	0.1788	0.0035	0.057	0.0028	-0.03	1060	19	1047	34	1014	49
Z51	0.01	0.0557	0.0031	0.525	0.029	0.0677	0.0012	0.0353	0.008	0.01	423.3	7.6	427	19	492	76
Z52	0.03	0.0719	0.0026	1.109	0.042	0.1125	0.0016	0.0435	0.0032	0.42	687	9.3	757	21	955	40
Z53	0.06	0.0575	0.0033	0.585	0.035	0.0735	0.0012	0.0286	0.0031	0.09	456.9	7.5	466	22	533	61
Z54	0.08	0.0657	0.0037	1.051	0.068	0.1161	0.0044	0.0343	0.0034	0.1	708	25	726	34	781	67
Z55	0.49	0.089	0.0046	1.304	0.077	0.1059	0.0018	0.0458	0.0027	0.17	649	11	847	31	1421	78
Z56	0.05	0.0655	0.0026	0.999	0.052	0.1103	0.0026	0.0392	0.0028	0.68	674	15	702	25	798	52
Z57	0.01	0.0763	0.0046	0.801	0.054	0.0778	0.0015	0.403	0.079	0.34	482.7	9.1	595	28	1126	85
Z58	0.05	0.0656	0.003	0.975	0.054	0.1078	0.0036	0.0519	0.0036	0.61	660	21	689	28	789	39

Z60	0.1	0.0527	0.0021	0.392	0.016	0.05398	0.0007	0.01685	0.0009	0.17	338.9	4.5	336	12	280	63
Z61	0.04	0.0721	0.0028	1.442	0.059	0.1457	0.0019	0.0456	0.0036	0.31	877	11	906	24	1012	43
Z62	0.07	0.063	0.0034	0.695	0.042	0.0786	0.0023	0.0298	0.0024	0.12	488	14	534	24	699	60
Z63	0.04	0.0716	0.0028	1.085	0.081	0.112	0.0049	0.0605	0.0065	0.76	684	28	745	35	949	57
Z64	0.03	0.0619	0.0025	0.779	0.033	0.0899	0.0018	0.0313	0.0029	0.49	555	11	584	20	682	63
Z65	0.22	0.0732	0.0026	1.572	0.06	0.1549	0.002	0.0413	0.0017	-0.09	928	11	961	24	1027	45
Z66	0.02	0.0564	0.0048	0.486	0.035	0.0627	0.0017	0.0388	0.0081	0.02	392	10	419	24	666	74
Z67	0.05	0.0604	0.0039	0.753	0.057	0.0929	0.0024	0.035	0.0053	0.11	575	15	567	32	646	67
Z68	0.05	0.0588	0.0036	0.58	0.036	0.0717	0.0014	0.0271	0.0038	0.1	446.2	8.6	462	23	513	83
Z69	0.04	0.071	0.0026	1.565	0.066	0.1607	0.003	0.0503	0.0041	0.54	960	17	958	26	958	42
Z70	0.08	0.0718	0.0029	1.021	0.057	0.1034	0.0031	0.0421	0.0047	0.67	634	18	713	30	1012	68
Z71	0.07	0.061	0.0022	0.715	0.028	0.0845	0.0011	0.0259	0.0014	0.41	522.8	6.6	548	17	644	36
Z72	0.01	0.0611	0.003	0.582	0.029	0.0691	0.001	0.093	0.014	-0.1	430.6	6.3	465	19	668	56
Z73	0.09	0.0573	0.0029	0.544	0.028	0.0692	0.001	0.025	0.0021	0.07	431.3	6.2	440	18	516	70
Z74	0.12	0.0603	0.0037	0.648	0.037	0.0756	0.0015	0.0374	0.0023	0.24	470	8.8	503	22	711	74
Z75	0.02	0.0696	0.0028	1.076	0.053	0.1124	0.0026	0.0594	0.005	0.18	687	15	744	25	916	44
Z77	0.21	0.0713	0.0044	1.186	0.067	0.1188	0.0024	0.0343	0.0025	-0.01	723	14	798	31	1015	83
Z78	0.1	0.0578	0.0035	0.527	0.034	0.0683	0.0013	0.0241	0.0027	0.57	425.7	8.1	439	22	521	70
Z79	0.02	0.0636	0.0023	0.798	0.033	0.0922	0.0014	0.0361	0.003	0.36	568.3	8.4	598	18	726	56
Z80	0.03	0.0639	0.0026	0.691	0.041	0.0797	0.0033	0.0276	0.0022	0.24	494	19	539	23	731	42
Z81	0.05	0.0701	0.0027	1.281	0.053	0.1332	0.0029	0.0422	0.0029	0.18	806	17	840	23	941	49
Z82	0.05	0.0569	0.0023	0.552	0.026	0.0704	0.0011	0.0271	0.0013	0.07	438.7	6.5	446	17	526	48
Z83	0.05	0.0578	0.003	0.545	0.026	0.0697	0.0013	0.0276	0.003	-0.25	434.3	7.9	441	17	524	65
Z84	0.12	0.0669	0.0025	1.112	0.044	0.1203	0.0018	0.0395	0.0021	0.15	732	10	762	20	852	46
Z85	0.01	0.0659	0.0024	0.945	0.04	0.1045	0.0021	0.0513	0.005	0.37	641	12	675	21	802	46
Z86	0.51	0.058	0.0036	0.566	0.037	0.0713	0.0014	0.0229	0.0013	0.03	444.1	8.2	461	24	541	87
Z87	0.17	0.0591	0.0025	0.593	0.031	0.0722	0.0014	0.023	0.0014	0.39	449.5	8.6	471	19	557	52
Z88	0.1	0.0762	0.0032	1.828	0.09	0.1766	0.0046	0.0592	0.0038	-0.09	1048	26	1054	35	1065	54
Z89	0.03	0.0742	0.0065	0.756	0.07	0.074	0.0035	0.173	0.032	0.28	460	21	562	43	1080	110
Z90	0.68	0.0662	0.0023	0.989	0.04	0.108	0.0021	0.0304	0.0013	0.26	661	12	698	21	796	35
Z91	0.18	0.0689	0.0028	1.167	0.049	0.1253	0.0018	0.0399	0.003	0.32	761	10	784	22	889	43
Z92	0.35	0.0556	0.0028	0.528	0.026	0.0683	0.0012	0.02018	0.001	0.07	426	7.1	429	17	438	62
Z93	0.04	0.0762	0.0033	0.97	0.041	0.0916	0.0018	0.141	0.013	0.03	565	11	686	22	1076	71
Z94	0.02	0.0547	0.0032	0.552	0.028	0.0705	0.0014	0.0307	0.0072	-0.04	438.8	8.6	445	18	465	74
Z95	0.02	0.0571	0.0029	0.567	0.031	0.0715	0.0015	0.046	0.0066	0.31	445.1	9.1	454	20	540	69
Z96	0.04	0.0646	0.0035	0.94	0.14	0.1049	0.0087	0.0434	0.0033	-0.14	643	49	675	57	733	81
Z97	0.01	0.0629	0.0034	0.854	0.051	0.0987	0.0027	0.091	0.019	0.46	607	16	627	27	685	71
Z98	0.11	0.0852	0.0045	2.05	0.11	0.1774	0.0031	0.076	0.015	0.26	1053	17	1130	34	1301	79
Z99	0.34	0.0617	0.0029	0.868	0.04	0.1003	0.0022	0.0355	0.0018	0.29	616	13	633	21	724	70
Z100	0.02	0.0569	0.0034	0.561	0.031	0.0721	0.0017	0.0312	0.0049	-0.3	448	10	454	20	505	71
Z103	0.02	0.0694	0.0028	1.175	0.049	0.1231	0.0019	0.0419	0.0053	0.26	748	11	788	24	900	50
Z104	0.03	0.0653	0.0028	0.926	0.04	0.1027	0.002	0.034	0.0035	0.31	630	12	664	21	823	54
Z105	0.01	0.0613	0.0038	0.755	0.044	0.0911	0.0018	0.0383	0.0087	0.15	562	11	568	25	679	80
Z106	0.03	0.057	0.0027	0.542	0.025	0.0694	0.0011	0.0299	0.005	0.06	432.4	6.6	439	16	435	73
Z107	0.22	0.0726	0.0026	1.219	0.054	0.1202	0.0026	0.0427	0.002	-0.22	732	15	808	25	1053	57
Z108	0.03	0.071	0.0025	1.137	0.05	0.1167	0.0027	0.0648	0.0051	0.52	711	16	770	23	957	42