

Tesis defendida por
Uriel Román Manjarrez Juárez
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Bodo Weber
Director del Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Miembro del Comité

Dr. Luis Zavala Sansón
Miembro del Comité

Dr. Peter Ernst George Schaaf
Miembro del Comité

Dr. Antonio González Fernández
Coordinador
del Posgrado en Ciencias de la
Tierra

Dr. Jesús Favela Vara
Director de la
Dirección de Estudios de Posgrado

Diciembre 2013

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



Programa de Posgrado en Ciencias
en Ciencias de la Tierra

Basamento grenviliano y orogénesis ordovícica en el sur del Macizo de Chiapas—
Implicaciones paleogeográficas para el Bloque Maya Sur en el Paleozoico temprano.

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Uriel Román Manjarrez Juárez

Ensenada, Baja California, México
2013

Resumen de la tesis de Uriel Román Manjarrez Juárez, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en geología. Ensenada, Baja California. Diciembre, 2013.

Basamento grenviliano y orogénesis ordovícica en el sur del Macizo de Chiapas—
Implicaciones paleogeográficas para el Bloque Maya Sur en el Paleozoico temprano.

Resumen aprobado por:

Dr. Bodo Weber

El Macizo de Chiapas, en el sur de México, tiene como basamento una secuencia compuesta por anfibolitas deformadas y migmatizadas intercaladas con rocas calcisilicatadas y gneises félsicos, denominada Unidad Candelaria. Sobre esta unidad yace una secuencia metasedimentaria (Unidad Jocote) compuesta principalmente por mica-esquistos que en área de estudio alcanzaron condiciones de metamorfismo de alto grado. Las dos unidades están intrusionadas por granitoides y diques máficos y félsicos de edad ordovícica, lo que sugiere que son las rocas más antiguas dentro del Macizo de Chiapas. Los análisis petrográficos de anfibolita y mica-esquisto indican un metamorfismo M_1 con trayectoria P-T progradada en sentido horario que alcanzó condiciones de temperatura y presión superiores a $\sim 750\text{-}800\text{ }^\circ\text{C}$ y $8\text{-}10\text{ kbar}$, respectivamente y, con fusión parcial en ambas unidades (M_1). En las anfibolitas se observa un metamorfismo retrógrado M_2 en facies de anfibolita-epidota después de alcanzar el pico metamórfico. El último evento metamórfico es en facies de esquisto verde (M_3) probablemente relacionado con el magmatismo pérmico predominante en el Macizo de Chiapas.

Fechamientos por el método U-Pb con LA-MC-ICPMS en circón de muestras de la anfibolita arrojaron dos edades. Una de $\sim 1.0\text{ Ga}$ que corresponde a la edad de cristalización del protolito de las metabasitas y otra de $\sim 450\text{ Ma}$ relacionada con la edad del metamorfismo y fusión parcial en la anfibolita. Muestras de ortogneis félsico intercalado con la anfibolita dieron edades grenvilianas de $\sim 1.0\text{ Ga}$, por lo que su origen está relacionado con el magmatismo que originó también los protolitos de las anfibolitas deformadas. De un mica-esquisto de la Unidad Jocote se obtuvieron circones detríticos con edades esencialmente entre ~ 1250 y 950 Ma , y con una fuente adicional de $\sim 1400\text{ Ma}$. Estos circones detríticos pueden venir del basamento del Bloque Maya, del microcontinente Oaxaquia, de Avalonia o de Amazonia. Las edades de los circones detríticos de la Unidad Jocote son similares a las observadas en la Unidad Baldy en Belice y, en circones heredados del Granito Rabinal en Guatemala y en diques félsicos de la misma área en Chiapas.

La cristalización de la Unidad Candelaria es contemporánea con el magmatismo de anortosita-mangerita-charnoquita y del metamorfismo en facies de granulitas en otros basamento del centro-sur de México (Oaxaquia) de acuerdo a la edad grenviliana que presenta. Sin embargo, las características litológicas y petrográficas de la Unidad Candelaria son muy distintas a las rocas de la corteza inferior de Oaxaquia, por lo que se sugiere que el Bloque Maya Sur no es una

simple continuación de Oaxaquia. Por su firma geoquímica primitiva de la metabasita, la intercalación con un gneis félsico y la presencia de rocas calcisilicatadas y marmoles, es posible un ambiente tectónico de formación para la metabasita que puede ser dentro de una cuenca tras-arco.

Los resultados de este trabajo indican que M_1 se desarrolló en un ambiente tectónico compresivo, ya sea debido a la acreción de un terreno al continente o dentro de una zona de arco magmático, ya que en ambos casos se generan migmatitas. Esto implica que el Bloque Maya Sur no se encontraba junto a Gondwana durante el Ordovícico donde los terrenos peri-gondwánicos experimentaban extensión por la apertura del Océano Reico, sino que debió encontrarse en un margen activo como sería el noroeste de Gondwana, donde sucedió un proceso de subducción durante el cierre del Océano Iapetus. Otro sitio donde ocurrió un proceso de subducción en el Ordovícico fue en el margen norte del Océano Iapetus donde los terrenos Avalonia y Carolina colisionaron con Laurentia. La ubicación del Bloque Maya Sur en este contexto implicaría que la secuencia metasedimentaria pre-ordovícica (Unidad Jocote) debiera de tener influencia de una fuente de Laurentia, lo cual hasta ahora parece improbable por las edades obtenidas en los circones detríticos observados. Futuros estudios de paleomagnetismo podrían aportar información clave para determinar con mayor certeza la localización del Bloque Maya Sur durante el Paleozoico.

Palabras clave: Bloque Maya, metamorfismo ordovícico, terrenos peri-gondwánicos, Sur de México, basamento grenviliano, migmatitas, fusión parcial, Orogenia, Océano Iapetus.

Abstract of the thesis presented by Uriel Román Manjarrez Juárez as a partial requirement to obtain the Master in Science degree in Earth Sciences with orientation in geology. Ensenada, Baja California. December 2013.

Grenvillian Basement and Ordovician Orogeny in the Southern of Chiapas Massif —
Paleogeographic Implications for the Southern Maya Block during the Early
Paleozoic.

Abstract approved by:

Dr. Bodo Weber

In the Chiapas Massif of southern Mexico basement exposures referred to as the Candelaria Unit are composed of deformed and migmatized amphibolites interlayered calc-silicates rocks and felsic gneisses. This unit is unconformably overlain by a metasedimentary sequence (Jocote Unit) composed mainly of mica-schist that reached high grade metamorphic conditions in the study area. Ordovician felsic and mafic dikes as well as granitoids intrude both units, making the Candelaria and Jocote units the oldest exposed basement in the Chiapas Massif. Petrographic analyses on amphibolite and mica-schist suggests a prograde metamorphism M_1 with a clockwise P-T-path that reached P-T conditions of ~ 750 °C and 8-10 kbar, respectively, with partial melting in both units. The amphibolites display a second metamorphism M_2 in epidote-amphibolite facies. Later greenschist facies metamorphism M_3 is probably related to heating during Permian magmatism predominating in the Chiapas Massif.

U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of zircon from amphibolite yield two ages: The first age at ~ 1.0 Ga is interpreted in terms of crystallization of the metabasite protoliths; the second age at ~ 450 Ma reflects the time of high-grade metamorphism and partial melting of the amphibolite. All analyzed zircon from felsic orthogneiss interlayered with the amphibolite yield ~ 1.0 Ga. Field relations suggests that the felsic protoliths are related to the same magmatic activity that formed the protolith of the deformed amphibolites. Detrital zircon from mica-schist of the Jocote Unit have mainly Grenvillian-ages in the range from ~ 1250 to 950 Ma together with an additional source at ~ 1400 Ma. Several sources are possible for the Grenvillian zircon like the basement of Maya Block, the Oaxaquia microcontinent, Avalonia, and other Grenville terranes attached to Amazonia. The detrital zircon ages of the Jocote Unit are similar to those from the Baldy Unit in Belize and to inherited zircon cores of granites and felsic dikes in the Chiapas Massif and in Guatemala (Rabinal Granite).

The Grenvillian age of the Candelaria Unit is coeval with anorthosite-mangerite-charnokite magmatism and granulite facies metamorphism elsewhere in Oaxaquia. However, the lithologies of the Candelaria Unit are different to those from lower crustal rocks of Oaxaquia, implying that the Southern Maya Block is not a simple continuation of the Oaxaquia. The observed sequence of metabasites with primitive geochemical signature of the metabasite, interlayered felsic gneisses, calc-silicates and marls, suggests a different tectonic setting like in a back-arc basin that may have developed at ~ 1.0 Ga.

The presence of migmatites together with structural features indicates that M_1 developed in a compressive tectonic environment, either due to terrane accretion, or within a magmatic arc. This implies that the Southern Maya Block is not related to the opening of the Rheic Ocean like other peri-Gondwanan terranes during the Ordovician. Instead another paleogeographic position must be considered for the Southern Maya Block like northwestern Gondwana, where a continental margin is active during the closure of the Iapetus Ocean at this time, or the Southern Maya Block was related to the terranes like Avalonia and Carolina that collided with Laurentia in the Ordovician. In the later case the Jocote Unit should have detrital sources in Laurentia, which on the basis of the data available so far seems to be improbable. Paleomagnetism studies are crucial to a better understanding of the Paleozoic position of the Southern Maya Block.

Keywords: Maya Block, Ordovician metamorphism, peri-Gondwanan terrains, Southern Mexico, Grenvillian basement, migmatites, partial melting, orogeny, Iapetus Ocean.

Dedicatoria

Con cariño a mi madre Oliva, mis hermanos Ismael ("el pareja"), Elizabeth y Noemí, mis sobrinos Oswaldo, Mayra, Brenda y chiquis, al resto de mi querida e innumerable familia, mis padrinos Luis y Consuelo y, a la memoria de mi padre Ismael y tío Alfredo.

Agradecimientos

A CICESE como institución y como grupo de trabajo.

A CONACyT por la beca de maestría otorgada.

A Susana Rosas, Víctor Pérez, Gabriel Rendón y Luis Gradilla por la ayuda técnica.

A los miembros de Comité y Asesor.

Y al resto de los que ayudaron a realizar este trabajo.

Tabla de contenido

Resumen	i
Abstract	iii
Dedicatoria	v
Agradecimientos.....	vi
Lista de Figuras	ix
Lista de Tablas	xi
1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Marco geológico	4
1.3.1. Terrenos de México	4
1.3.2. Macizo de Chiapas	9
2. Metodología	15
2.1. Cartografía y muestreo.....	15
2.2. Petrografía.....	15
2.3. Análisis con el microscopio electrónico de barrido (MEB).....	15
2.4. Geocronología U-Pb.....	16
2.4.1. Separación de circón y montaje.....	17
2.4.2. Método LA-MC-ICPMS	18
3. Resultados e Interpretaciones	21
3.1. Cartografía	21
3.1.1. Unidad Candelaria	22
3.1.2. Unidad Jocote	26
3.1.3. Rasgos estructurales	29
3.2. Petrografía.....	33
3.2.1. Unidad Candelaria	33
3.2.2. Unidad Jocote	46
3.3 Geocronología U-Pb con LA-MC-ICPMS	53
3.3.1 Unidad Candelaria	53

3.3.2	Unidad Jocote	63
4.	Discusión	66
4.1.	Metamorfismo en las unidades Candelaria y Jocote	66
4.2.	Origen de las migmatitas: compresión vs extensión	70
4.3.	Edad del metamorfismo en la Unidad Candelaria con LA-MC-ICPMS en circón	72
4.4.	Proveniencia y correlaciones de la Unidad Jocote	76
5.	Conclusiones	78
	Referencias bibliográficas:.....	81
	Apéndice 1. Localización de las estaciones	88
	Apéndice 2. Datos Isotópicos de los Análisis de Geocronología por LA-MC-ICPMS	89

Lista de Figuras

Figura 1. Mapa tectónico generalizado de México y Centroamérica en el que se muestra la extensión del microcontinente Oaxaquia y la ubicación de los bloques Maya y Chortis.....	2
Figura 2. Configuración de los terrenos de México según Sedlock et al. (1993).....	5
Figura 3. Compilación de columnas estratigráficas reportadas en el Bloque Maya, Terreno Mixteco y Terreno Zapoteco.	9
Figura 4. Mapa geológico generalizado mostrando la ubicación de las unidades metasedimentarias reportadas dentro del Macizo de Chiapas.	10
Figura 5. Histogramas mostrando los picos de proveniencia en circones obtenidos de rocas metasedimentarias del Macizo de Chiapas.....	13
Figura 6. Mapa de la distribución general de las unidades cronoestratigráficas del sur de México.....	22
Figura 7. Diversos afloramientos de la Unidad Candearia mostrando grados de anatexis variable.	25
Figura 8. Imágenes de afloramientos de migmatitas de las unidades Candelariay Jocote.	26
Figura 9. Diversos afloramientos de la Unidad Jocote.	27
Figura 10. Mapa del área de estudio mostrando las unidades cartografiadas.	28
Figura 11. Mapa en el que se muestran los patrones cinemáticos de los planos de foliación de las unidades Candelaria y Jocote en el sector oeste.	31
Figura 12 Mapa donde se indican los patrones cinemáticos del sector este.....	32
Figura 13. Diagrama π mostrando los polos de las foliaciones de las unidades Jocote y Candelaria.	33
Figura 14. Fotografías de láminas delgadas de la anfíbolita.....	35
Figura 15. Fotografías de láminas delgadas de la anfíbolita con simplectitas.....	38
Figura 16. Imágenes de cátodo luminiscencia en hornblendas.	39
Figura 17. Imágenes de cátodo luminiscencia en apidota.	40
Figura 18. Principales texturas y asociaciones minerales observadas en las migmatitas de la anfíbolita.....	44
Figura 19. Gneis cuarzo-feldespático.	45
Figura 20. Fotografías de láminas delgadas del mica-esquistos de la Unidad Jocote	49
Figura 21. Diatexita pelítica.....	51
Figura 22. Muestras de la secuencia metasedimentaria de la Unidad Jocote.	53

Figura 23. Diagramas de concordia de Wetherill en el que se grafican las razones isotópicas de U-Pb de los análisis de circones para las anfibolitas R03-02b, R02-06, R02-02, B120511-3 y B120511-2a.....	57
Figura 24. Diagramas de concordia de las muestras R01-03, B120511-1c y R04-01-1.	60
Figura 25. Diagramas de concordia de las muestras B120511-2c, R03-02 y B120311-3.	61
Figura 26. Diagrama de concordia para la estructura de almohadilla (budín) del ortogneis félsico y mediana de las edades calculadas para los dos grupos de circones mediante el algoritmo TuffZirc Age.....	63
Figura 27. (a) Diagrama de concordia e histogramas de probabilidad para las muestras B120311-1b, B120311-1b y R09-07.....	65
Figura 28. Diagramas ACF para rocas máficas.	67
Figura 29. Diagrama petrogenético para metabasitas mostrando las principales reacciones minerales que definen el cambio de facies.....	69
Figura 30. Reconstrucción de Rodinia a 1.0 Ga.	73
Figura 31. Reconstrucción paleogeográfica durante el Ordovícico mostrando la posición del Bloque Maya (M) junto a Florida al sur del Océano Reico.	77

Lista de Tablas

Tabla 1. Edades isotópicas del Paleozoico temprano reportadas en el Macizo de Chiapas.....	12
---	-----------

1. Introducción

1.1. Planteamiento del problema

El Bloque Maya debe su nombre a Dengo (1985). Comprende la parte sureste de México, centro de Guatemala y Belice, y ha sido considerado un terreno exótico (Donnelly et al., 1990), dentro del cual se han reportado rocas ígneas y metamórficas paleozoicas en el Macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005; 2007; 2008; Estrada-Carmona et al., 2012), en las Montañas Maya en Belice (Martens et al., 2010) así como en la suite Rabinal y los Altos Cuchumatanes en el centro de Guatemala (Ortega-Obregón et al., 2008; Solari et al., 2009, 2010, 2011) (Figura 1b). Además, hacia el oeste del Bloque Maya, en el estado de Oaxaca, se ha reconocido basamento Precámbrico compuesto por granulitas del Mesoproterozoico tardío en el Complejo Guichicoví, (Weber y Köhler, 1999), indicando una relación del Bloque Maya con el basamento Proterozoico del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995) (Figura 1a y 1b). Se ha sugerido que durante el Precámbrico y Paleozoico temprano, el Bloque Maya probablemente estuvo situado en el margen oeste de Amazonia como un terreno perigondwánico (Keppie y Ramos, 1999; Keppie, 2004; Martens et al., 2010).

Recientemente Estrada-Carmona et al. (2012) reportaron edades del Ordovícico medio y tardío (~470 y ~450 Ma) para unos diques ígneos (granitoides y metabasitas) que intrusionan a una secuencia metasedimentaria (Unidad Jocote, figura 4) en el sureste del Macizo de Chiapas. Para un granito tipo-S que intrusiona la misma secuencia metasedimentaria, Weber et al. (2008) obtuvieron una edad Ordovícico temprano (~482 Ma). Subyacen en discordancia a la Unidad Jocote, una secuencia compuesta por rocas calcisilicatadas y anfibolitas interestratificadas plegadas llamada Unidad Candelaria, cuya composición química de las anfibolitas sugiere un origen de ambiente de rift (Estrada-Carmona et al., 2012). Esta secuencia representa estratigráficamente la unidad más antigua en el Macizo de Chiapas y muy probablemente es pre-ordovícica. Estrada-Carmona et al. (2012) proponen que el origen de las anfibolitas de la Unidad Candelaria puede estar relacionado con la separación de los terrenos peri-gondwánicos de Avalonia durante el rompimiento panafricano. Sin embargo, no hay edades reportadas de esta roca que permitan verificar dicha hipótesis, por lo que el tema está abierto a su investigación.

Por otra parte, para explicar el plegamiento registrado en la Unidad Candelaria, se ha sugerido que la deformación pudo ocurrir en un ambiente tectónico de transtensión a lo largo de un margen continental irregular en el que posiblemente se desarrolló una zona convergente local (Estrada-Carmona et al., 2012). Un análisis petrográfico detallado podría dar alguna clave sobre las relaciones de metamorfismo-deformación que registra la Unidad. Dicho análisis es parte del trabajo de investigación de esta tesis.

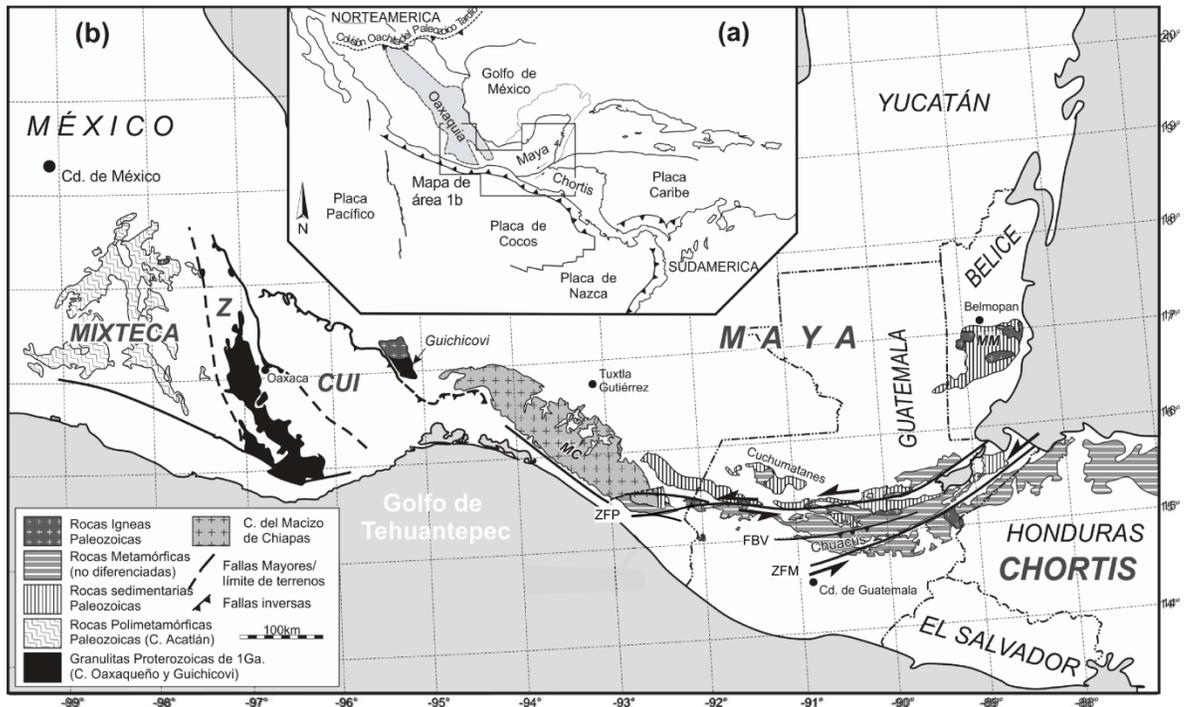


Figura 1. (a) Mapa tectónico generalizado de México y Centroamérica en el que se muestra la extensión del microcontinente Oaxaquia y la ubicación de los bloques Maya y Chortis. El polígono interior representa el área de la figura (b). b) Acercamiento en el que se muestran los principales terrenos del sur de México con rocas pre-mesozoicas. Además, dentro del Bloque Maya se muestran los sitios que definen el basamento del Bloque Maya. Figura tomada de Weber et al. (2008, p. 620) CUI= Terreno Cuicateco, Z= Terreno Zapoteco, MC= Macizo de Chiapas, ZFP= Zona de Falla Polochic, FBV= Falla Baja Verapaz, ZFM=Zona de Falla Motagua.

1.2. Objetivos

- **Realizar cartografía geológica con la finalidad de reconocer la extensión de la Unidad Candelaria y la relación estratigráfica que guarda con respecto a la Unidad Jocote.**

Se han reconocido unos pocos afloramientos de la Unidad Candelaria en los alrededores del área de Motozintla (Figura 4) y se supone que subyace en discordancia a la Unidad Jocote.

Sin embargo, aún no se han observado aun afloramientos que expongan directamente dicho contacto.

Un mapeo hacia el oeste de Motozintla que permita observar la continuidad de las unidades Jocote y Candelaria y arroje pistas sobre las relaciones estratigráficas entre ellas y las condiciones de metamorfismo y estilo de deformación a las que estuvieron sujetas.

- **Hacer un estudio petrográfico para identificar la paragénesis mineral de las rocas y tratar de sugerir cualitativamente las condiciones de metamorfismo que tienen impresas.**

De muestras seleccionadas de afloramientos clave se realizarán secciones delgadas para observar las asociaciones minerales y así poder definir la cantidad de eventos metamórficos. Las muestras colectadas estarán orientadas para realizar cortes paralelos a la lineación y perpendiculares a la foliación para que permitan observar patrones de deformación y su relación con el metamorfismo.

- **Determinar edades isotópicas U-Pb de la anfibolita mediante el método LA-ICPMS en circón.**

Se conocen edades de intrusivos que cortan a las unidades Candelaria y Jocote, que permiten definir a ambas unidades como pre-Ordovícicas, y de relaciones de campo se supone que la Unidad Candelaria es la secuencia más vieja en el Macizo de Chiapas. Sin embargo, su edad es incierta. Obtener edades de anfibolita y de gneis félsico intercalado de la Unidad Candelaria es clave para entender el origen de la Unidad Candelaria y permitiría ubicarla dentro de un modelo paleogeográfico.

1.3. Marco geológico

1.3.1. Terrenos de México

Se define un terreno tectonoestratigráfico como un fragmento de litósfera de extensión regional rodeado por fallas y con una historia geológica diferente a los terrenos adyacentes (Campa y Coney, 1983). De acuerdo con esta definición, México ha sido dividido en terrenos con base en diferentes criterios. Según su origen, puede tener una proveniencia: (1) Proveniencia norteamericana; (2) Proveniencia gondwánica; o (3) Proveniencia pacífica. La configuración general de los terrenos en México según Sedlock et al. (1993) se muestra en la Figura 2a.

En la parte sur de México, los afloramientos de basamento pre-mesozoico se encuentran en el complejo polimetamórfico Acatlán del terreno Mixteco, el complejo Oaxaqueño del terreno Zapoteco y en varios sitios dentro del Bloque Maya (Ver sección 1.1). Los límites entre ellos están definidos por fallas tectónicas (Figura 2b). Por ejemplo, el terreno Zapoteco en su lado oeste se pone en contacto con el terreno Mixteco mediante la falla Caltepec, que es una falla subvertical que llega a tener un espesor de zona de falla de hasta 400 m, con echado hacia el este y rumbo general norte-sur (Sedlock et al., 1993). Hacia el lado este, el terreno Zapoteco está cabalgando al terreno Cuicateco mediante una zona de falla con echado hacia el suroeste llamada sutura Juárez (Sedlock et al., 1993). Este límite tectónico fue modificado en el Cenozoico por desplazamientos normales y laterales de la falla Oaxaca (Sedlock et al., 1993). En el caso del Bloque Maya, su límite con el terreno Cuicateco está definido por la falla inversa Vista Hermosa, cuya probable cabalgadura ocurrió durante el Cretácico tardío (Sedlock et al., 1993). En la parte sur el Bloque Maya se pone en contacto con el Bloque Chortis a través del sistema de fallas transforme Motagua-Polochic de rumbo este-oeste y desplazamiento lateral izquierdo (Dengo, 1985; Sedlock et al., 1993). Esta falla es una de las tres fallas que define el límite entre las placas Norteamérica y Caribe.

A continuación se presentará una breve descripción de los terrenos de México con basamento pre-mesozoico que son importantes en el contexto de esta tesis.

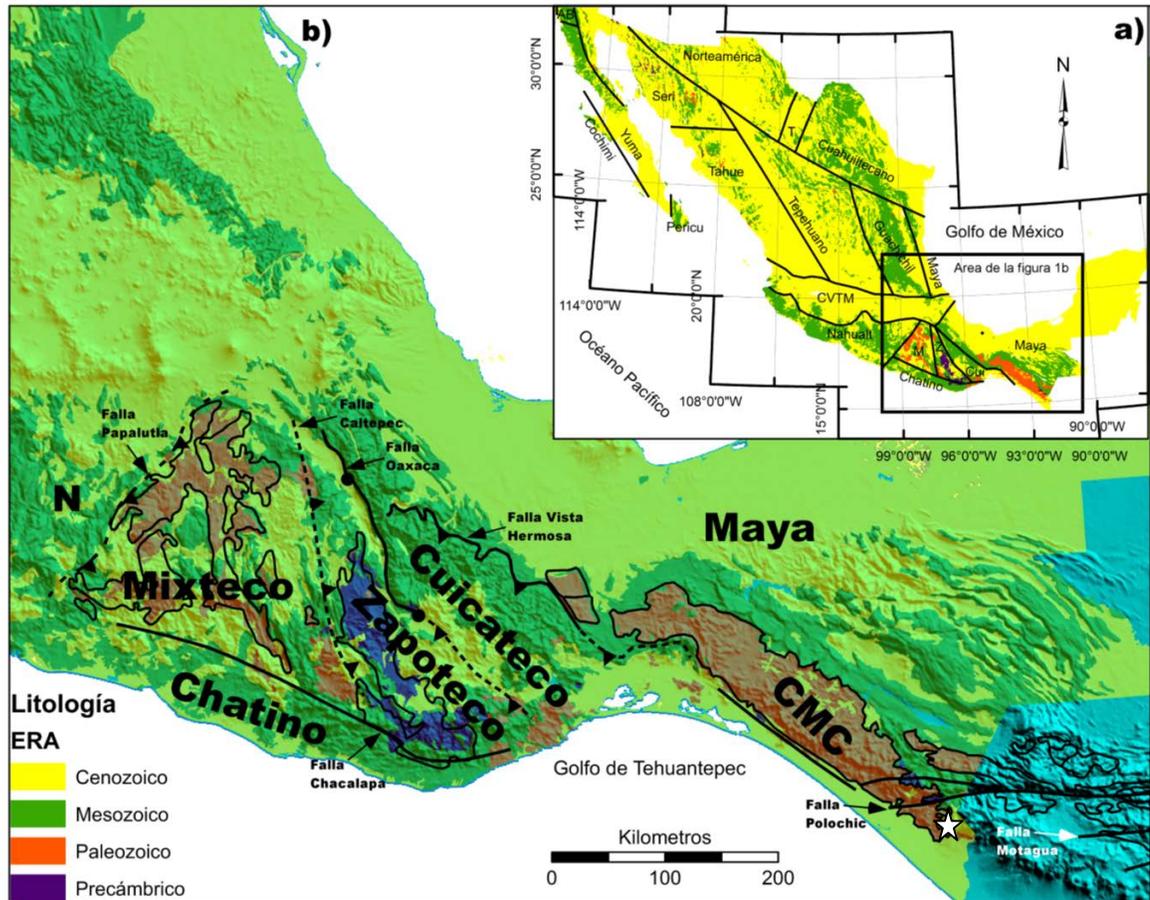


Figura 2. (a) Configuración de los terrenos de México según Sedlock et al. (1993). (b) En la imagen se muestran los terrenos de la parte sur de México y los límites tectónicos que existen entre ellos. En ambos mapas se ha simplificado el tipo de rocas por era geológica. La estrella blanca de la esquina inferior derecha indica la localización aproximada del área de estudio del presente trabajo. N: Terreno Náhuatl; CVTM: Cinturón volcánico transmexicano; CMC: Complejo macizo de Chiapas. Mapa diseñado con la geología de la base de datos de INEGI y las líneas de los terrenos tectonoestratigráficos son de Sedlock et al., 1993, sobrepuestos en un modelo de elevación digital (MED) del SRTM.

1.3.1.1. Terreno Mixteco

Su área está repartida entre los estados de Guerrero, Puebla y Oaxaca. Está rodeado por el terreno Náhuatl hacia el noroeste, por el Zapoteco en el sureste y por el Chatino en la parte suroeste (Figura 2a). El basamento está formado por el complejo polimetamórfico Acatlán, que está subdividido en dos unidades que están separadas por una cabalgadura y traslapadas por una secuencia metasedimentaria llamada Formación Tecomate (Ortega-Gutiérrez, 1981). La unidad inferior llamada subgrupo Petlatalcingo, es un paquete metasedimentario de origen marino intercalado con rocas ígneas máficas, en condiciones de metamorfismo de alta temperatura y moderada presión. El subgrupo Petlatalcingo está dividido a su vez en la

Formación Cosoltepec, la Formación Chazumba y la migmatita Magdalena. Sobreyaciendo al subgrupo Petlatalcingo se encuentra el subgrupo Acateco, caracterizado por rocas de metamorfismo de alta presión. Está compuesto por la Formación Xayacatlán, que contiene peridotitas serpentinizadas, eclogitas, metabasitas anfibolitizadas y esquistos pelíticos con granate; así como por un cuerpo plutónico llamado el granitoide la Esperanza, que se interpreta como producto de fusión parcial durante la colisión del terreno Mixteco con el Zapoteco durante el Ordovícico tardío-Silúrico temprano (Ortega-Gutiérrez et al., 1999). La Formación Tecomate consiste de rocas metaclásticas, metapelitas calcáreas y calizas, que fueron deformadas y metamorizadas antes de ser cubiertas por estratos depositados en el Misisipico temprano según se aprecia en la columna estratigráfica de la Figura 3.

1.3.1.2. Terreno Zapoteco

Este terreno se localiza dentro del estado de Oaxaca y parte del estado de Puebla. Es un fragmento de corteza continental proterozoica constituido principalmente por rocas de edad grenvilliana. El Complejo Oaxaqueño representa la unidad más vieja dentro del terreno Zapoteco, está compuesto esencialmente por anortositas, ortogneis cuarzo-feldespático, paragneis, rocas metasedimentarias y charnoquitas metamorizadas en facies de granulita hace 990 Ma (Solari et al., 2003). Los protolitos ígneos se dividen en dos principales grupos: granitoides de arco magmático con edades de cristalización entre 1200 y 1250 Ma (Weber et al., 2010), y localmente está afectado por migmatización de hace 1100 Ma (Solari et al., 2003) así como por una serie de anortosita-mangerita-charnoquita-granito emplazandola hace ca. 1020 Ma. Sobreyaciendo al Complejo Oaxaqueño se encuentra en discordancia la Formación Tiñú del Paleozoico temprano, que contiene lutitas, areniscas y conglomerados. Rocas del Paleozoico tardío incluyen estratos marinos de lutita y arenisca de las Formaciones Santiago e Ixtaltepec, areniscas continentales, limolitas y conglomerados de la Formación Matzitzí (Figura 3). Esta última formación se encuentra físicamente traslapando el contacto de falla entre los terrenos Zapoteco y Mixteco (Sedlock et al., 1993). En la parte norte, el Complejo Oaxaqueño está intrusionado por un granitoide cataclástico que se correlaciona con el granitoide Esperanza en el terreno Mixteco (Sedlock et al., 1993). Además, también hay intrusiones pequeñas de granitoides pérmicos. La cobertura sedimentaria del Mesozoico y Cenozoico que sobreyacen en discordancia al terreno Zapoteco es similar a la encontrada en el terreno Mixteco e incluyen a rocas clásticas no marinas y de aguas someras del Jurásico tardío al Cretácico temprano, lechos rojos y rocas

volcánicas del Paleógeno y rocas volcánicas calcoalcalinas del Neógeno (Sedlock et al., 1993).

1.3.1.3. *Bloque Maya*

El Bloque Maya (Dengo, 1985), ubicado en el límite de las placas Norteamérica y Caribe, incluye Guatemala, Belice y parte del sur de México (Donnelly et al., 1990). (Figura 1a). Está dividido en 3 provincias geográficas: la *provincia norte* se encuentra en los estados de Tamaulipas, Veracruz y se extiende hacia el sur hasta el Istmo de Tehuantepec; la *plataforma de Yucatán* localizada en los estados de Tabasco, Campeche, Quintana Roo y Yucatán, además del norte de Belice; y la *provincia sur* localizada en el estado de Chiapas, el noreste de Oaxaca y Guatemala central (Sedlock et al., 1993). Hacia el sur, el Bloque Maya está limitado por la falla Motagua, que lo pone en contacto tectónico con el Bloque Chortis.

En la parte central de Guatemala, en el área del Rabinal-Salamá, una secuencia metasedimentaria clástica de bajo grado (Unidad San Gabriel) está intrusionada por un granito tipo-S de ~460 Ma llamado Granito Rabinal (Ortega-Obregón et al., 2008). El granito tiene firma geoquímica de arco, pero la abundante presencia de circones heredados sugiere que la firma de arco pudo ser heredada de la fuente como producto de la fusión parcial de una corteza continental calcoalcalina (Ortega-Obregón et al., 2008). Al comparar el granito Rabinal con las edades de los granitos del complejo Acatlán y relacionarlo con los modelos paleogeográficos para el Neoproterozoico - Paleozoico temprano, Ortega-Obregón et al., (2008) sugieren que este granito se emplazó en un margen pasivo que experimentaba extensión a lo largo del margen noroeste de Gondwana, de manera análoga a como ocurrió con los terrenos peri-gondwánicos durante el proceso de rompimiento de Avalonia (Murphy et al., 2006; R. Damian Nance et al., 2006). Sobreyace en discordancia a las unidades anteriores una secuencia metasedimentaria clástica y calcárea de bajo grado depositada durante el Pérmico-Carbonífero en un margen continental, nombrado Grupo Santa Rosa (Figura 3).

Otro afloramiento importante del basamento del Bloque Maya en Guatemala se encuentra en los Altos Cuchumatanes. Es un anticlinorio cuyo núcleo está formado por rocas metamórficas de bajo a alto grado, principalmente filitas, mica-esquistos, gneises de biotita-granate y anfibolitas de granate, las cuales están intrusionadas por cuerpos graníticos en dos

episodios magmáticos (Solari et al., 2009; 2010). El primer evento ocurrió durante el Ordovícico (~461 Ma) y el segundo durante el Pensilvánico (~312 Ma) (Solari et al., 2009). Cubriendo a las rocas cristalinas del basamento, yace en discordancia una secuencia sedimentaria formada por calizas, pizarras deformadas y lutitas que se asocian con el Grupo Santa Rosa. Encima del Grupo Santa Rosa se encuentran lechos rojos de la Formación Todos Santos y calizas de la Formación Ixcoy (Sedlock et al., 1993).

En las Montañas Maya, en Belice, la Unidad Baldy (Martens et al., 2010), es una secuencia de rocas sedimentarias clásticas que incluyen areniscas blancas, areniscas líticas y conglomerados. Un granito de dos micas (Plutón Mountain Pine Ridge) de 420-406 Ma (Steiner y Walker, 1996) que intrusión a la Unidad Baldy, la convierte en la unidad sedimentaria más antigua en esta área de las Montañas Maya. Sobreyaciendo a la Unidad Baldy se encuentran rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Bladen. El límite entre la Unidad Baldy y la Formación Bladen está definido por una riolita interestratificada de ~406 Ma (Martens et al., 2010). Hacia arriba de la columna estratigráfica, rocas sedimentarias fosilíferas pensilvánicas a pérmicas de la Formación Macal han sido correlacionadas con el Grupo Santa Rosa (Bateson y Hall, 1977) (Figura 3).

En reconstrucciones paleogeográficas del Paleozoico temprano, el Bloque Maya se interpreta que se encontraba en el margen de Amazonia encontraba en parte de un cinturón de terrenos peri-gondwánicos (Keppie y Ramos, 1999; Keppie, 2004; Martens et al., 2010; Weber et al., 2012). Durante el cierre de Pangea en el Pensilvánico-Pérmico, quedó atrapado por la colisión entre Norteamérica y Gondwana, pasando a formar parte de Pangea. Durante el proceso de rompimiento pre-Cretácico en el área del Bloque Maya relacionado con la separación de las placas Norteamericana y Sudamericana se formaron estructuras de graben y semigraben que fueron rellenadas por lechos rojos y rocas volcánicas (Sedlock et al., 1993).

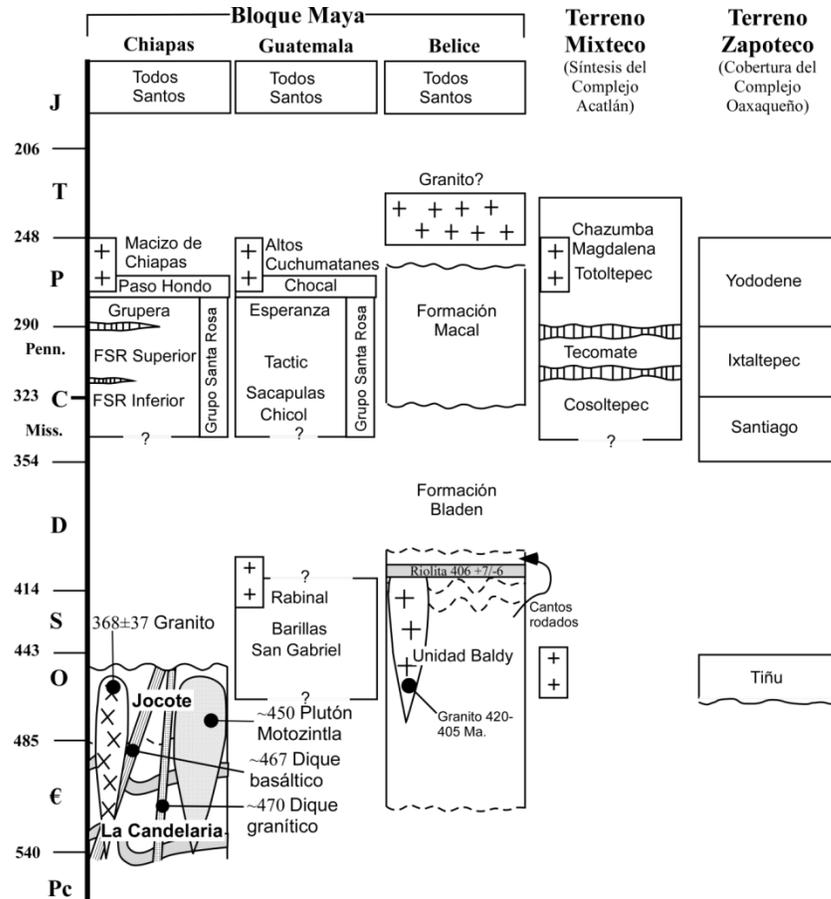


Figura 3. Compilación de columnas estratigráficas reportadas en el Bloque Maya, Terreno Mixteco y Terreno Zapoteco. La columna para Chiapas es una compilación de Weber et al. (2009) agregando la columna de Estrada-Carmona et al. (2012, p. 23). Las columnas para Guatemala, el Terreno Mixteco y Terreno Zapoteco son de Weber et al. (2009, p. 262). La columna para Belice es una modificación de Martens et al. (2010, p. 817).

1.3.2. Macizo de Chiapas

El Macizo de Chiapas está compuesto principalmente de rocas intrusivas del Pérmico. Forma parte del basamento cristalino de la parte sur del Bloque Maya (Sedlock et al., 1993). La cadena montañosa paralela a la costa del Pacífico, con orientación NO-SE, tiene como límite en el NO al Istmo de Tehuantepec y hacia el SE su lindero está definido por el sistema de fallas laterales izquierdas Motagua-Polochic (Schaaf et al., 2002). El Macizo de Chiapas difiere del resto de las intrusiones Permo-Triásicas en México principalmente porque está foliado, fuertemente deformado y metamorfizado, aunque también hay intrusivos no deformados (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2007). Rocas metamórficas de medio a alto grado que incluyen ortogneises, augengneises, anfíbolitas y migmatitas dentro del Macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002), se encuentran intercaladas con rocas metasedimentarias

prebatolíticas (Weber et al., 2002; 2005; 2007; 2008; Estrada-Carmona et al., 2009). Las principales unidades prebatolíticas reportadas hasta ahora dentro del Macizo de Chiapas (Figura 4) se describirán brevemente a continuación.

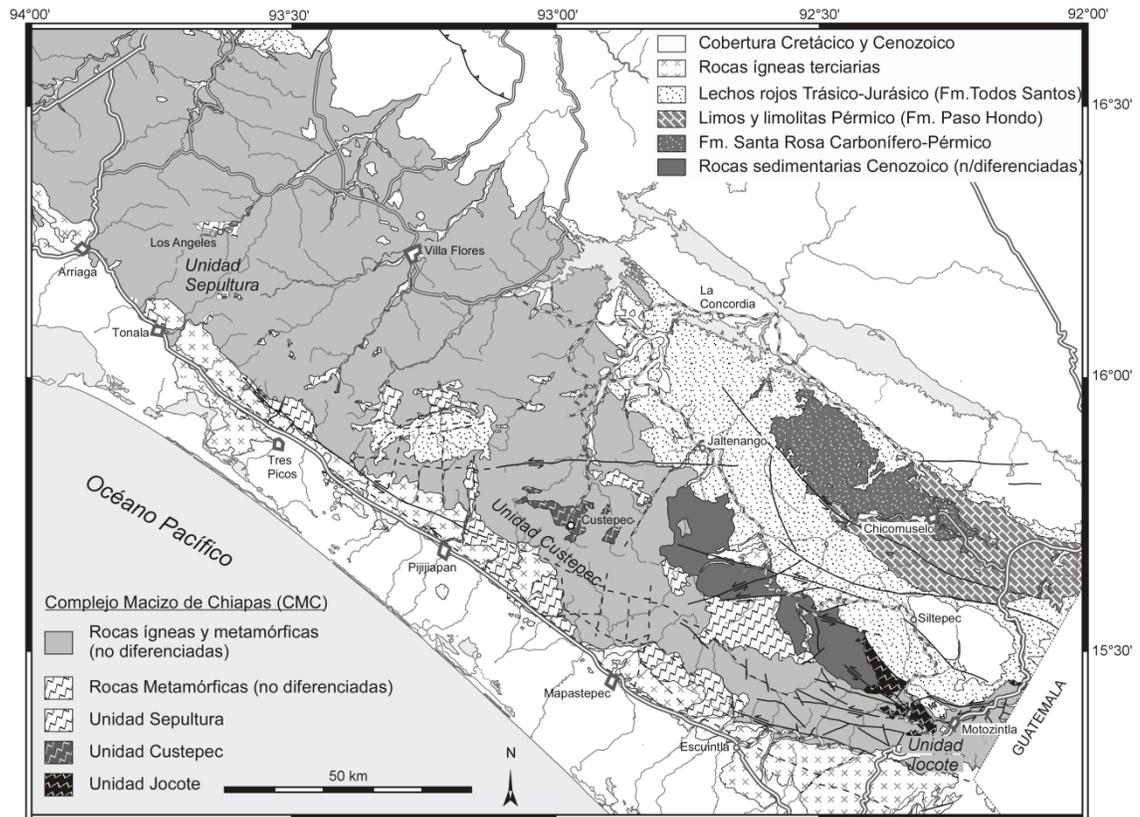


Figura 4. Mapa geológico generalizado mostrando la ubicación de las unidades metasedimentarias reportadas dentro del Macizo de Chiapas. Dentro del mapa no resalta la Unidad Candelaria aún. Figura tomada de Weber et al. (2008, p. 622).

1.3.2.1. Unidad La Sepultura

Se localiza al este del poblado de Arriaga, Chiapas (Figura 4). Está descrita por Weber et al. (2002) como una secuencia metasedimentaria que comprende metapelitas parcialmente con granate y cordierita; metapsamitas; mármoles con olivio; calcosilicatos de granate, diopsida y wollastonita; así como metagrauvas. Las metapelitas están en condiciones de metamorfismo de medio a alto grado con presencia de anatexis, con una asociación mineral compuesta por feldespato, biotita roja, granate, sillimanita y en algunas ocasiones cordierita. Termometría Granate-Biotita y barometría Granate-Aluminosilicato-Plagioclasa dan condiciones de pico metamórfico en $730 - 780\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $\sim 5.8\text{ kbar}$ (Hiller et al., 2004). Mediciones isotópicas U-Pb mediante LA-MC-ICPMS en circón obtenidos de una metapelita muestran una sola población de núcleos detríticos que varían de 959 a 1078 Ma,

correspondientes a una proveniencia grenviliana (Weber et al., 2008). Otro pequeño grupo que varía de 241 a 252 Ma, indica el tiempo del metamorfismo (Figura 5a).

1.3.2.2. Unidad Custepec

Expuesta en el área del poblado Custepec, Chiapas (Figura 4), la Unidad Custepec se compone por anfibolitas con fusión parcial intercalada con gneises cuarzo-feldespático y pelíticos, mármoles, rocas calcosilicatadas y cuarcitas. El gneis rico en hornblenda es derivado de un protolito máfico. Las anfibolitas predominan y hay dos tipos: (1) anfibolita de granate y (2) anfibolita sin granate (Weber et al., 2007; 2008; Estrada-Carmona et al., 2009). Los autores atribuyen un origen sedimentario o volcano-sedimentario a las anfibolitas debido a la presencia de capas de mármol y/o capas de calcosilicatos. La asociación mineral del pico metamórfico se define por hornblenda café rica en Ti, biotita de Ti, granate (con inclusiones de sillimanita), plagioclasa, titanita y cuarzo. Rocas calcosilicatadas y mármol se describen como budines. Estrada-Carmona et al. (2009) determinaron condiciones de metamorfismo en la anfibolita de $\sim 800^{\circ}\text{C}$ y $\sim 9 \text{ kbar}$ que corresponde a una profundidad de 25-30 km, indicando condiciones de alto grado de metamorfismo en la facies de anfibolita superior o transición a la facies de granulita. Análisis isotópicos en circón por SHRIMP en una para-anfibolita con granate anatética, mostró que tiene núcleos heredados con edades de proveniencia que varían desde los 1984 hasta los 885 Ma, con dos poblaciones principales con picos probabilísticos en ~ 961 y ~ 1447 Ma (Figura 5b). Además, anillos de sobrecrecimiento magmático y metamórficos dieron una edad de ~ 251 Ma que corresponde al tiempo del evento de alto grado de metamorfismo y anatexis (Weber et al., 2007).

1.3.2.3. Unidad Jocote

Fue reportada por Weber et al. (2008) hacia el oeste del poblado Motozintla, Chiapas (Figura 4) como una secuencia metasedimentaria de bajo a medio grado compuesta por filitas, micaesquistos y cuarcitas, cortada por un granito tipo-S con granate y por diques de granodiorita. De una meta-arenisca Weber et al. (2008), mediante el análisis isotópico U-Pb en circón con LA-MC-ICPMS encontraron un grupo principal de circón con núcleos heredados con edades de proveniencia entre 1500 y 1600 Ma y otros granos que varían entre ~ 1600 y ~ 1800 Ma (Figura 5c). Las primeras edades isotópicas del tiempo mínimo del último metamorfismo que experimentó la unidad han sido determinadas en 392 ± 9 Ma mediante edades de enfriamiento de biotita-muscovita con el método isotópico Rb-Sr y 406 ± 4 Ma con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca (Pompa- Mera, 2009; Tabla 1). Para un

dique granítico tipo-S con granate que intrusión a la secuencia se obtuvo una edad de 482 ± 5 Ma con análisis U-Pb con LA-MC-ICPMS en circón y una isocrona de Sm-Nd de granate-roca total del mismo granito arrojó una edad de 473 ± 39 Ma (Weber et al., 2008; Tabla 1), que indican el tiempo de cristalización del granate y consecuentemente la edad mínima de depositación de la Unidad Jocote. Recientemente Estrada-Carmona et al. (2012) en un dique de composición granodiorítica que intrusión a la Unidad Jocote al oeste de Motozontla, obtuvieron algunos circones magmáticos que dan una edad de ~ 470 Ma (Tabla 1), pero principalmente encontraron circones con núcleos heredados con edades que varían de 555 a 1772 Ma con picos de probabilidad en ~ 560 , ~ 1100 , ~ 1500 y ~ 1700 Ma.

Tabla 1. Edades isotópicas del Paleozoico temprano reportadas en el Macizo de Chiapas.

Localización	Tipo de roca	Edad (Ma)	Métodos	Ref.
Motozintla-Carretera Porvenir	Granito tipo -S	482 ± 5	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	1
		473 ± 39	Sm-Nd (Grt-Roca total)	
Motozintla-Carretera Porvenir	Granito de dos micas	392 ± 9	Rb-Sr (Bt + Ms)	2
		406 ± 4	Ar-Ar (Ms)	2
Motozintla -Carretera Porvenir	Ortogneis	$\sim 454^*$	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	2
Motozintla -Carretera Porvenir, a lo largo de los ríos El Tular y Carrizal	Dique granodiorítico	470 ± 7	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	3
	Granito	448 ± 7.2	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	3
Al noroeste del poblado Ixtepec sobre el río Candelaria	Metadiorita	467.7 ± 8.7	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	3
Motozintla- Carretera Huixtla	Anfibolita	467 ± 40	Ar-Ar (Hbl)	3

(*) Estimación de la edad; sin error reportado

Referencia: (1) = Weber et al. (2008); (2) = Pompa-Mera, (2009); (3) = Estrada-Carmona et al. (2012).

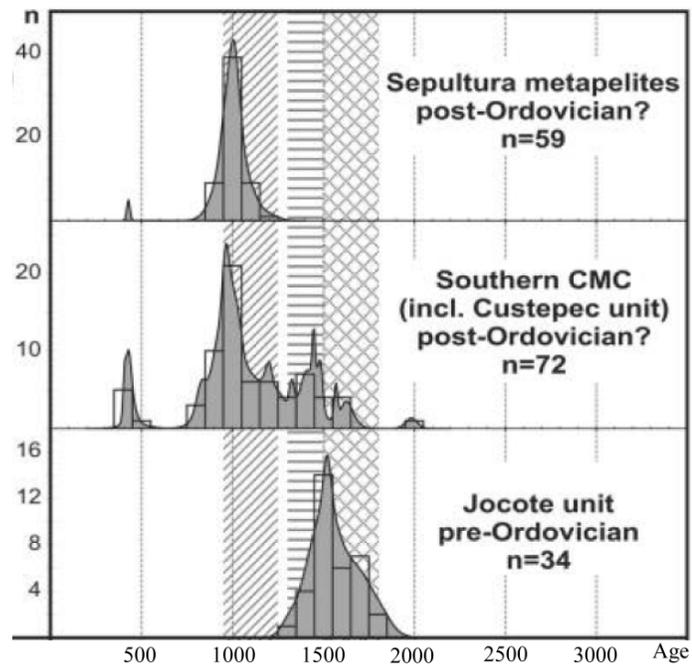


Figura 5. Histogramas mostrando los picos de proveniencia en circones obtenidos de rocas metasedimentarias del Macizo de Chiapas. Los picos pequeños de la izquierda corresponden a una edad de ~400 Ma. Figura tomada de Weber et al. (2008, p. 632).

1.3.2.4. *Unidad Candelaria*

La Unidad Candelaria se encuentra expuesta hacia el oeste de Motozintla, a lo largo del lecho del río Candelaria y fue definida por Estrada-Carmona et al. (2012) como una secuencia intensamente deformada, compuesta por anfibolitas bandeadas y plegadas, intercaladas con rocas calcosilicatadas, mármoles impuros, cuarcitas y gneis de biotitas, con lineación preferente hacia el sureste, y que localmente está intrusionada por cuerpos de composición granodiorítica. Relaciones de campo indican que se encuentra subyaciendo en discordancia a la Unidad Jocote, lo que la sitúa como la unidad más antigua dentro del Macizo de Chiapas. La anfibolita es una roca foliada con bandeamiento composicional de escala milimétrica y lineación mineral. La asociación mineral está en facies de anfibolita y es compuesta por hornblenda + plagioclasa + epidota + cuarzo \pm biotita \pm titanita como accesorios. La anfibolita tiene sobreimpreso un evento retrógrado en facies de esquistos verde. Las rocas calcosilicatadas tienen bandas composicionales plegadas y compuestas por epidota, calcita, clorita, cuarzo, titanita, plagioclasa y en menor proporción microclina que sugieren que el protolito es una marga rica en aluminio.

La edad del tiempo de enfriamiento de la anfíbolita fue determinado mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas equivalente a 467 ± 40 Ma (Estrada-Carmona et al., 2012; Tabla 1), la cual se encuentra dentro del rango de las edades que se obtuvieron para las intrusiones que afectan a la Unidad Jocote. No obstante, el error de esta edad es muy grande y hace suponer que las hornblendas no se comportaron como sistemas cerrados. De una metadiorita que corta a la anfíbolita, Estrada-Carmona et al. (2012) obtuvo una edad de 467.7 ± 8.7 Ma (Tabla 1) mediante el método U-Pb con LA-MC-ICPMS en circón que refleja el tiempo de cristalización del protolito. Esto sugiere que la Unidad Candelaria se formó antes del Ordovícico temprano. Análisis geoquímicos de la anfíbolita deformada (Estrada-Carmona et al., 2012), permitieron discriminarla basándose en firmas de elementos traza e isotópicos como una roca formada en un ambiente de rift.

2. Metodología

En este capítulo se describirán los pasos seguidos en las tareas desarrolladas durante esta investigación.

2.1. Cartografía y muestreo

Utilizando la carta topográfica D15B32-Escuintla escala 1:50 000 del INEGI, se cartografió un polígono entre los poblados "El Triunfo" y "San José Ixtepec" con un detalle de 1:10 000 (Figura 6). Debido a que los contactos entre diferentes unidades son ocasionalmente expuestos debido a la densa vegetación, éstos se infirieron a partir de cambios de litología a lo largo de los caminamientos de cartografía. Los recorridos se realizaron principalmente a lo largo de caminos de terracería que están trazados en la carta topográfica y recorridos cortos (menores a 5 kilómetros) a lo largo de los principales ríos. En los afloramientos que se reconocieron a las unidades Jocote y Candelaria, se colectaron muestras para separación de circones y orientadas. Las orientadas se colectaron con la intención de identificar indicadores cinemáticos bajo el microscopio para poder caracterizar la dirección del transporte tectónico de la deformación. Además, se midieron datos estructurales tales como foliaciones, lineaciones y orientación de ejes de pliegues. Los datos estructurales se representan en rejillas estereográficas mediante el uso del programa Stereonet 8 ®.

2.2. Petrografía

Se cortaron las muestras de manera paralela a la lineación y perpendicular a la foliación para observar el plano de deformación finita. Con las laminas delgadas, se revisó la composición mineral, las texturas de cada mineralogía y sus relaciones con minerales vecinos. Con la información en conjunto se identificaron las paragénesis minerales de los eventos metamórficos registrados.

2.3. Análisis con el microscopio electrónico de barrido (MEB)

La identificación de pequeñas inclusiones en minerales difícilmente puede realizarse mediante el uso de microscopio petrográfico. Minerales en varias simplectitas pueden ser observadas mediante secciones pulidas en el MEB (SEM: Scanning Electron Microscopy) (Vernon, 2004). Mediante el instrumento Jeol JSM-35c de CICESE se realizaron los análisis semicuantitativos.

Imágenes del MEB revelan gran detalle y también permiten que un análisis químico de cada mineral pueda ser llevado a cabo. El MEB utiliza un haz enfocado de electrones de alta

energía para generar una variedad de señales en superficies de una muestra sólida. Las señales que se derivan de la interacción muestra-electrón revelan información de la muestra incluyendo la morfología externa (textura), composición química, estructura cristalina y orientación de los materiales que la componen (Swapp, 2013). Los fundamentos del MEB se basa en que los electrones acelerados incrementan su energía cinética, la cual es disipada en una variedad de señales producidas por la interacción muestra-electrón. En este análisis las imágenes obtenidas fueron elaboradas mediante la señal de electrones de retrodispersión (BSE: back scatter electron), en donde áreas brillantes se correlacionan con números atómicos grandes en la muestra y las zonas oscuras tienen números atómicos pequeños.

Los análisis semicuantitativos de composición química son elaborados usando EDS, el cual separa los rayos-X característicos de diferentes elementos en un espectro de energía. El software del sistema DTSA (Desk Top Spectrum Analyzer) analiza el espectro de energía para determinar la abundancia de elementos específicos.

La preparación de la muestra consiste en:

- Preparación de una muestra que se ajuste a la cámara (se ha utilizado una sección pulida).
- Elaboración de un mapa de la sección pulida con imágenes fotográficas de los sectores de interés.
- Recubrir con una capa fina de material conductor (en este caso se utilizó carbono).
- Montar la muestra en la cámara del SEM y localizar los minerales de interés para determinar la composición química.

El espectro EDS se proyecta como una gráfica "conteos de rayos-X" vs "energía" (en keV). En el espectro continuo la concentración de un elemento se muestra como un pico de intensidad en la gráfica.

2.4. Geocronología U-Pb

El circón es un mineral accesorio en rocas ígneas y metamórficas. Es útil para la geocronología U-Pb e investigaciones sobre la evolución temporal de la corteza y el manto litosférico (p. ej., Hoskin y Schaltegger, 2003; Dickin, 2005). Después de cristalizado, es un mineral muy resistente a los procesos geológicos, tales como alteración y transporte, así como metamorfismo de alta temperatura y anatexis (Belousova et al., 2002), por lo que es altamente eficaz para determinar edades de cristalización y metamorfismo al que estuvieron

sujetas las rocas. Por su bajo contenido en Pb inicial y alto contenido en U es un geocronómetro ideal para la acumulación de Pb radiogénico.

En magmas de composición máfica el Zr se comporta como elemento incompatible (Winter, 2010) y dificulta que alcance la concentración necesaria para saturar y formar granos de circón (Belousova et al., 2002; Hanchar y Watson, 2003), por lo que típicamente las rocas máficas tienen poco o carecen de circón. Este es el caso en la anfibolita de la Unidad Candelaria, de la cual se separaron pocos circones (generalmente menos de 30 granos por cada muestra) a partir de grandes cantidades de roca (hasta 15 kg).

2.4.1. Separación de circón y montaje

Se midieron circones de 15 muestras metamórficas, 13 de la Unidad Candelaria (incluyendo anfibolitas, gneis félsico y migmatitas) y dos de la Unidad Jocote. La separación de circón se realizó con métodos tradicionales:

- Trituración y molienda con trituradora de quijada y pulverizadora de discos.
- El material triturado se tamizó, haciéndolo pasar por las mallas #25, #40 y #60. La fracción de interés es la que pasa la última malla.
- La fracción fina que pasó la malla #60 fue separada por densidad mediante el uso de la mesa Wilfley ®. El residuo pesado se lavo con acetona y se puso a secar en un horno a 60°.
- La fracción pesada -previamente secada- se limpió con un imán de mano para quitar esquirlas, óxidos y minerales con susceptibilidad magnética fuerte.
- La fracción no separada por el imán de mano se volvió a pasar por un tamiz con malla #190 y la fracción fina resultante se procesó en el separador magnético Frantz ®. Este proceso se realiza en 3 pasos durante los cuales se incrementa gradualmente el amperaje y el material cae en dos recipientes (más magnético y menos magnético). (1) Comienza con una intensidad de 0.4 A con la platina en un ángulo de 15°, la fracción más magnética se guarda y etiqueta. (2) La fracción menos magnética se vuelve a pasar por el Frantz ® incrementando la intensidad a 1.0 A. La fracción más magnética se guarda y etiqueta. (3) La fracción menos magnética se corre nuevamente, ahora con una intensidad de 1.8-2.0 A y la platina en un ángulo de 5°. La fracción más magnética se guarda y etiqueta y la menos magnética se procesará en el siguiente paso.

- La fracción menos magnética se separa por decantación mediante uso de líquidos pesados (ioduro de metileno). La fracción se introduce en un tubo de ensayo con ioduro de metileno y se espera 30 segundos para que decanten los cristales más pesados. Ya decantados los cristales, se sumerge la punta del tubo de ensayo en nitrógeno líquido para congelar la zona que contiene la fracción decantada. La fracción flotante es separada del líquido mediante un filtro de papel y lavada con acetona antes de ser regresada a su recipiente original. La fracción decantada se descongela, separa del líquido y lava para ser puesta en un recipiente nuevo.
- Separación manual de los circones de interés y montaje en una resina epóxica junto con un circón estándar –en este caso el circón "Sri Lanka", el cual ha sido fechado mediante la técnica de dilución isotópica por espectrometría de masas con ionización térmica (ID-TIMS, por sus siglas en inglés)– para permitir limitar el fraccionamiento Pb/(U-Th) y las concentraciones de U y Th.
- Por último, los circones son lijados a una profundidad aproximada de 20 micrómetros y pulidos para poder exponer el interior de los cristales. Como trabajo final se elaboran mapas de los cristales mediante imágenes de cátodo-luminiscencia. Todo los procesos anteriores se realizaron en las instalaciones de CICESE.

2.4.2. Método LA-MC-ICPMS

Las mediciones isotópicas se realizaron en el Arizona LaserChron Center (ALC) de la Universidad de Arizona, con un espectrómetro de masas acoplado inductivamente a un plasma (ICPMS) con sistema multicolector (NU-Instruments) conectado a un láser Excimer de 193 nm (LA-MC-ICPMS, por sus siglas en inglés). Se ha seguido la metodología de Gehrels et al. (2008), que se describe a continuación.

- Ablación láser: Generalmente se realiza con un rayo de 30 μm de diámetro o de 10-15 μm de diámetro para mayor resolución (cuando las concentraciones de Uranio en el grano son bajas). Para los circones de esta investigación, inicialmente los primeros disparos se realizaron con un rayo de 25 μm y para mayor resolución en algunos circones se utilizó un rayo de 10 μm . El rayo se dispara durante 15 segundos generando un hoyo de ~ 15 μm de profundidad. El material separado es removido de la cámara de ablación por transportación en He, mezclado con Ar y pasado a través de la fuente de plasma del ICPMS.

- Análisis isotópico: Es elaborado con un multicolector que está compuesto por 9 colectores Faraday y 4 contadores de iones *channeltron*. Se forman dos diferentes configuraciones de colector para ajustar la amplitud del rango de la intensidad de la señal que resulta de las variaciones en las concentraciones de U, edad y tasa de ablación. ^{238}U , ^{232}Th , ^{206}Pb y ^{208}Pb son medidos en un colector Faraday equipado con un resistor de 1×10^{11} ohm, el ^{207}Pb con uno de 1×10^{12} ohm y el ^{204}Pb es medido con un multiplicador *channeltron*. Los disparos realizados con el rayo de $25\mu\text{m}$ se analizaron con el multicolector Faraday y los realizados con el rayo de $10\mu\text{m}$ se analizaron con contadores de iones (*channeltron*) midiendo las masas ^{208}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{204}Pb .
- Adquisición de datos: Consiste en una integración de 15 segundos de los picos con el láser no disparando para medir las intensidades de fondo, 15 segundos de ablación láser con una integración de intensidad cada segundo y 30 segundos con el láser no disparando para purgar el material del sistema y preparar el siguiente análisis.
- La interferencia de ^{204}Hg con ^{204}Pb se monitorea midiendo el ^{202}Hg durante la ablación láser y sustrayendo el ^{204}Hg de acuerdo con la relación natural $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ de 4.35
- Procesado de datos: Se realiza una reducción de datos utilizando la hoja de cálculo "agecalc" equipada con macros. La hoja está automatizada para importar datos, hacer correcciones, calcular edades, incertidumbres y errores de correlación. Ya que hay una relación de fraccionamiento relacionado con la profundidad de la ablación, el programa no considera los primeros 3 segundos de adquisición de datos para calcular la edad. La fracción de Pb común es corregida considerando la composición de Pb inicial de Stacey and Kramers (1975), e incertidumbres de 1.5 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y 0.3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El fraccionamiento entre los elementos Pb/U es generalmente de ~5%, mientras que el fraccionamiento de los isótopos de Pb es generalmente <0.2%. Se elabora un análisis a un circón (Sri Lanka) de edad conocida de 563.5 ± 3.2 (Gehrels et al., 2008)(2-sigma de error), cada 5 análisis de edades no conocidas para corregir el fraccionamiento. La incertidumbre resultante de la corrección por calibración es generalmente de 1-sigma para edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y para $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$. Las concentraciones de U y Th en edades desconocidas son determinadas por comparación con el circón estándar Sri Lanka, el cual contiene una concentración

promedio en U de 518 ppm y en Th de 68 ppm. La concentración es determinada calculando el promedio de intensidad/concentración de ^{238}U y ^{232}Th para los análisis estándar en una sesión y luego ajustando los valores desconocidos por este factor conforme a sus intensidades de ^{238}U y ^{232}Th medidas. Las incertidumbres son propagadas como errores sistemáticos, los cuales son propagados por separado y agregados cuadráticamente a la incertidumbre de la media pesada. En los errores sistemáticos se incluye: (1) Incertidumbres de la constante de decaimiento para ^{238}U y ^{235}U , los cuales son 0.16% y 0.21% respectivamente, (2) Incertidumbre de la edad del circón estándar utilizado para la corrección del fraccionamiento, (3) Incertidumbre promedio de la corrección del fraccionamiento y, (4) Incertidumbre promedio que surge de la composición del Pb común. Los valores escogidos para el cálculo de las edades fueron $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades menores de 900 Ma y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para edades mayores de 900 Ma. Las edades resultantes son presentadas en diagramas elaborados mediante las rutinas del Isoplot ® (Ludwig, 2012).

3. Resultados e Interpretaciones

Los resultados obtenidos son reportados en tres partes. La primera trata sobre la cartografía geológica y los rasgos estructurales, en la segunda se describe la petrografía de laminas delgadas y en la tercer parte se muestran las edades isotópicas U-Pb en diagramas de concordia obtenidas a partir LA-MC-ICPMS en circón.

3.1. Cartografía

El área de trabajo se localiza en la Reserva de la Biósfera El Triunfo, en el sur del estado de Chiapas, dentro de la carta topográfica Escuintla D12B32 con escala 1:50 000 del INEGI (Figura 6).

Durante la cartografía de campo fueron localizadas las unidades Jocote y Candelaria entre los poblados El Triunfo y San José Ixtepec. La identificación de las unidades en campo se basaron en las descripciones de Weber et al. (2008) para la Unidad Jocote, y la descripción de Estrada-Carmona et al. (2012) para la Unidad Candelaria. Debido a la densa vegetación que existe en el área de trabajo, los contactos entre las unidades Jocote y Candelaria fueron difíciles de observar de manera directa, por lo que la mayoría de los contactos marcados en el mapa final son inferidos considerando como criterio los cambios en la forma del relieve topográfico. Ambas unidades varían en el grado de metamorfismo desde facies de esquistos verde hasta facies de anfíbolita superior. Además de los rasgos descritos por los autores anteriores, ahora se encontraron evidencias de fusión parcial en ambas unidades (Figura 7 y 8), las cuales están rodeadas por plutones de composición granítica y granodiorítica. Estos intrusivos no fueron muestreados ni diferenciados en el mapa final, por lo que se presentan como una sola unidad. Es pertinente mencionar que se han identificado en la región granitoides con edades ordovícicas, pérmicas y del Mioceno-Plioceno (Múgica-Mondragón, 1987; Weber et al., 2008; Pompa- Mera, 2009; Estrada-Carmona et al., 2012).

En el siguiente apartado se hace una descripción a nivel de afloramiento de las unidades cartografiadas y se presenta un mapa geológico en escala 1:50 000 posteriormente, en el que se muestran las relaciones entre las unidades, tipo de contactos y la ubicación de las muestras colectadas para elaboración de lamina delgada. Por separado, se elaboraron dos acercamientos del mapa principal: uno corresponde a la parte este y otro a la parte oeste. Ambos están a escala 1:25 000 e ilustran la ubicación de los sitios visitados, las foliaciones

medidas en los afloramientos y la representación de los datos estructurales (principalmente foliaciones) en rejillas estereográficas.

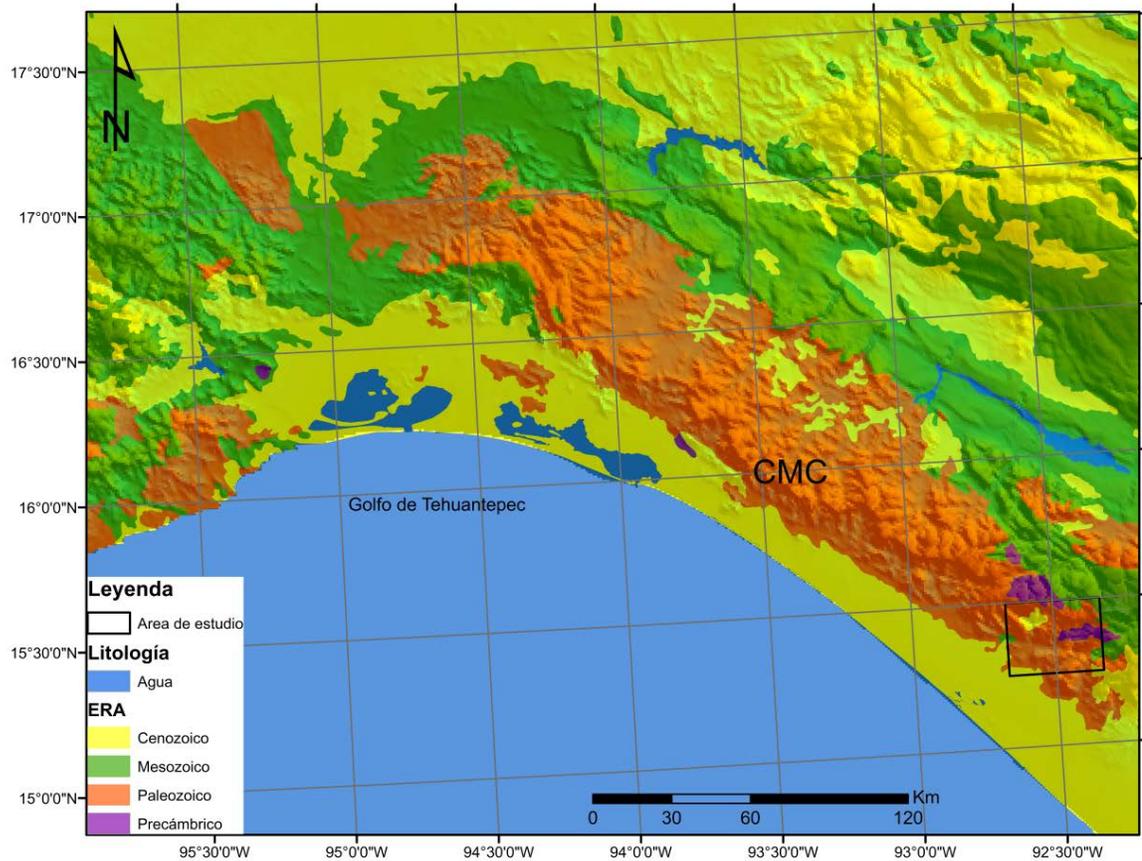


Figura 6. Mapa de la distribución general de las unidades cronoestratigráficas del sur de México. En el recuadro de la parte inferior derecha se muestra el área ocupada por la carta Escuintla. Mapa construido a partir de la base de datos de INEGI sobreimpuesta en un MED del SRTM.

3.1.1. Unidad Candelaria

Es una secuencia compuesta principalmente por una anfibolita foliada localmente con presencia de texturas de anatexis, la cual varía en el grado de fusión parcial desde metatexita hasta diatexitas, y en menor cantidad por intercalaciones de ortogneis diorítico y mármoles. A continuación se describen los afloramientos más representativos.

Hacia el norte del Triunfo, en la estación 13, aflora una anfibolita foliada penetrativamente con alternancia de capas claras y oscuras (leucosoma y melanosoma respectivamente), con intercalación de budines del ortogneis grenvilliano (muestra B120511-1b, Figura 7a y 7b). Evidencias de fusión parcial son observadas por la presencia de metatexitas con estructuras

de dilatación y de morfologías estromáticas. Además, la deformación sin-anatética forma bandas de cizalla que cortan a la foliación principal y micropliegues isoclinales.

En la colonia Vega de Juárez, estación 76, está uno de los afloramientos más representativos relacionado a procesos de anatexis dentro del área de estudio. Tiene una extensión de aproximadamente 200 m. Se trata de una migmatita tipo schollen (Sawyer, 2008; Sawyer y Brown, 2008) en la cual hay bloques del paleosoma que aún conservan estructuras pre-migmatíticas, con bordes adsorbidos, deformación dúctil y embebidos en una matriz de neosoma (Figura 7c y 7d). Los bloques de paleosoma tienen una mineralogía compuesta primordialmente por anfíbol y plagioclasa. La deformación sin-anatética desarrolla capas de neosoma con plegamiento interfolial. Estructuras típicas en el afloramiento son los budines elongados y rodeados por leucosoma (Figura 7e). En algunas partes hay leucosoma interfolial cortado por un segundo leucosoma. En otro sitio del afloramiento hay metatexitas de morfología estromática, en la que capas de composición máfica de hasta 10-15 cm de espesor están intercaladas con capas delgadas de composición leucocrática.

El afloramiento de la colonia Tres de Mayo, estación 49, tiene una longitud de aproximadamente 500 m. Predominantemente se encuentra una anfíbolita foliada con presencia de fusión parcial, que se observa en la intercalación de capas félsicas con bandas melanocráticas. Hay budines de melanosoma dentro de las bandas de leucosoma con evidencias de deformación sin-anatética (Figura 7g). En otras partes del afloramiento hay desarrollo de metatexitas con morfología estromática muy bien definidas (Figura 7f), en la que bandas de melanosoma de hasta 20 cm de espesor se encuentran intercaladas con bandas de leucosoma que típicamente son menor a un centímetro de espesor. Están cortadas por capas de composición leucocrática de manera oblicua. En este afloramiento hay una familia de diques de composición máfica que cortan a la anfíbolita con una orientación dominante de $\sim 240\text{-}250^\circ$, que es subparalelo al sistema de fallas Polochic. En la colonia Villaflores, estación 59, a lo largo de más de 700 m se encuentra la anfíbolita con presencia de fusión parcial. Además hay un contacto entre la anfíbolita y un gneis félsico (Figura 7h), en el que ambas rocas tienen ligera fusión parcial.



Figura 7. Diversos afloramientos de la Unidad Candearia mostrando grados de anatexis variable. (a) Anfibolita intercalada con budines del ortogneis grenvilliano (flechas blancas). (b) Intercalación de bandas de leucosoma (flecha amarilla) y melanosoma (flechas blanca). Una banda de cizalla S-C con cinemática izquierda corta las bandas (centro de la fotografía). En el centro un budín del ortogneis grenvilliano muestra evidencia de mayor competencia que la roca circundante. (c) Migmatita tipo schollen, la P indica la parte del paleosoma y la L el leucosoma. Bloques de paleosoma se encuentran adsorbidos por el leucosoma que es producto de la fusión parcial. (d) Bloque de paleosoma con delgadas bandas de leucosoma (L_1) producto del estado inicial del proceso de anatexis. El bloque se encuentra elongado hacia las esquinas en dirección E-O de la fotografía, y está rodeado por un leucosoma L_2 . (e) Budín de ortogneis leucocrático elongado e intercalado con bandas de neosoma. Los espacios entre el budín elongado forma la zona de dilatación en la que se acumula el leucosoma. La letra B indica el budín y la L el leucosoma. (f) Migmatita con morfología tipo estromática. Bandas delgadas de leucosoma están intercaladas con bandas gruesas de melanosoma. La foliación es persistente lateralmente. Nótese en la parte central un leucosoma superpuesto (L), o sea, posterior al bandeo principal. (g) En el centro de la fotografía hay un bloque de paleosoma (budín) adsorbido por el leucosoma, que está elongado de manera paralela a la foliación del flujo del leucosoma. (h) Contacto entre la anfibolita y el gneis félsico. Ambas rocas están deformadas y a lo largo del contacto entre ellas hay formación de leusoma (L), en el que se observan pequeños fragmentos de la anfibolita.

Cerca de la colonia Nuevo Villaflores, en la estación 54, hay un afloramiento en el que se encuentran juntas las unidades Candelaria y Jocote en condiciones de anatexis. En la anfibolita se observa intercalación de capas de leucosoma con paleosoma y deformación en las capas (Figura 8b). Se encuentra en contacto con el gneis félsico y en ambos se aprecia deformación sin-anatética (Figura 8a). En la Unidad Jocote se aprecia alto grado de metamorfismo con anatexis en la que bandas de leucosoma están intercaladas con melanosoma. Las bandas de leucosoma son delgadas y lateralmente persistentes (Figura 8c y 8d). No se reconoce la parte del paleosoma.



Figura 8. (a) Gneis en contacto con anfibolita (ambos conforman la Unidad Candelaria). En la anfibolita es más notorio el desarrollo de bandas de leucosoma deformadas. (b) Metatexita en la que se observan bandas de leucosoma (L) plegadas. La banda de leucosoma plegada está cortada de manera ortogonal por una banda de leucosoma posterior. La parte oscura de la roca se identifica como el paleosoma (P). (c) Unidad Jocote en condiciones de anatexis que desarrolla bandas de leucosoma compuestas por plagioclasa que definen la foliación. (d) Acercamiento al recuadro azul de la figura anterior en el que se aprecian las bandas de leucosoma lateralmente persistentes.

3.1.2. Unidad Jocote

En el área de estudio se considera como parte de la Unidad Jocote a una secuencia metasedimentaria compuesta principalmente por un mica-esquisto con presencia de lentes de cuarzo, con cantidades menores de bandas de paragneis de hornblenda intercaladas con paragneis de biotita, y de esquisto de epidota. El mica-esquisto tiene foliación penetrativa con desarrollo de pliegues interfoliales a escala de muestra de mano y lineaciones bien definidas. En muestra de mano con ayuda de la lupa se observa silimanita, granate y muscovita. Tiene fracturas secundarias penetrativas (Figura 9d y 9e, Estaciones 60 y 61, respectivamente). En la estación 21, sobre el camino a la Permuta, hay un afloramiento en el que se encuentran capas con variaciones composicionales de paragneis de biotita con de

lentes de cuarzo y otra capa de paragneis de anfíbol con intercalación de vetillas de plagioclasas. El espesor de cada capa es menor a 5 cm (Figura 9a).



Figura 9. (a) Afloramiento en el que se encuentra parte de la secuencia de bandas de paragneis de biotita y de anfíbol (las líneas negras definen los contactos entre las bandas). El espesor de las capas es menor a los 5 cm. Hay notable diferencia de resistencia a la alteración en las capas, ya que la capa rica en biotita es muy deleznable en comparación con la capa rica en anfíbol. Los afloramientos de las figuras (b) y (c) son representativos de la Unidad Jocote. Tienen foliación penetrativa y fracturamiento ortogonal a la foliación. Las fotografías (d) y (e) muestran fracturas penetrativas que afectan la roca. La muscovita es abundante y aún se conserva la foliación.

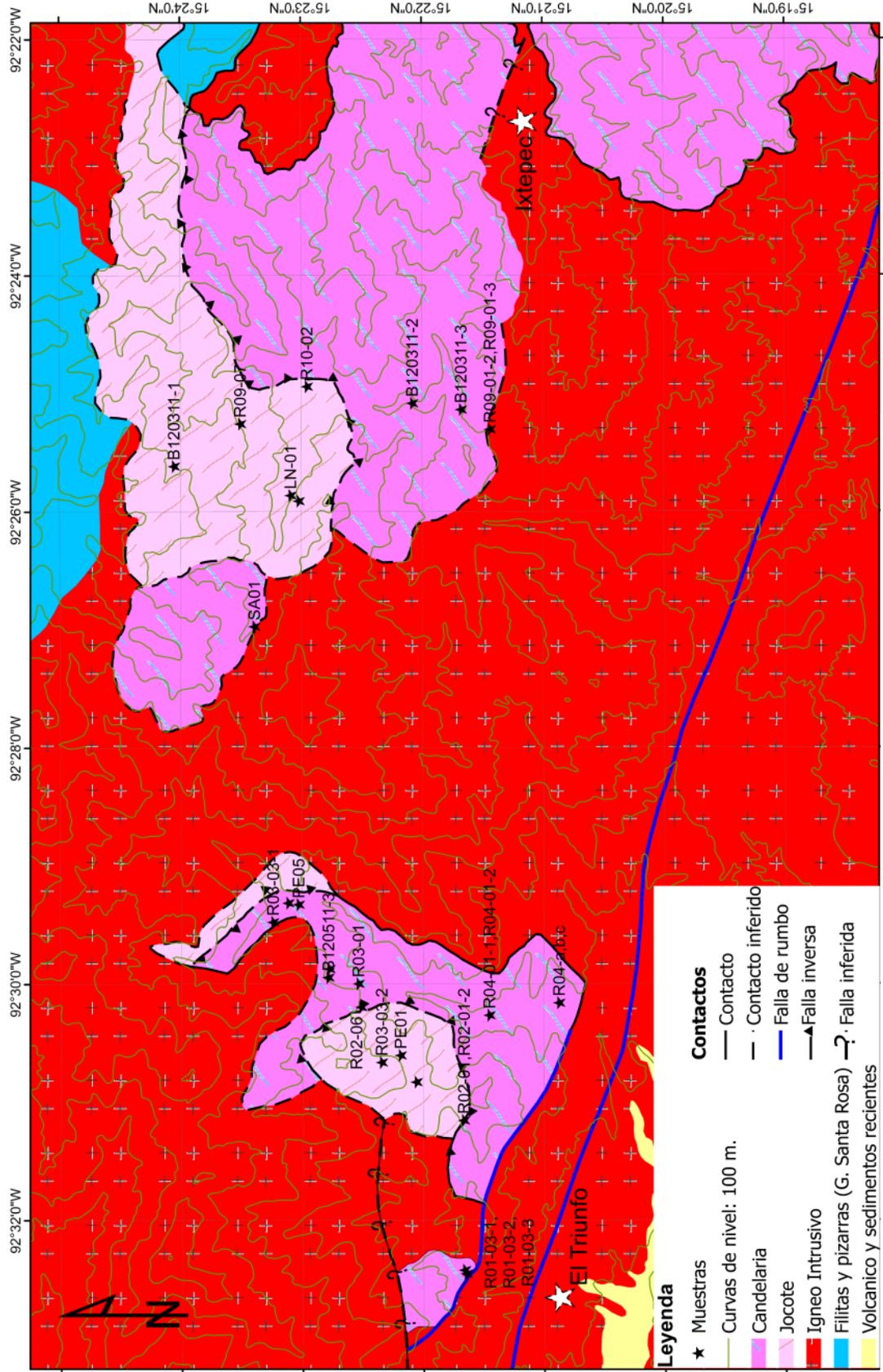


Figura 10. Mapa del área de estudio mostrando las unidades cartografiadas.

3.1.3. Rasgos estructurales

Se realizaron mediciones de los planos de foliación y lineación en afloramientos de las unidades Candelaria y Jocote. Se ha dividido el área de trabajo en dos sectores (este y oeste) para poder observar con mejor detalle los patrones cinemáticos de las unidades.

En el sector oeste (Figura 11), la Unidad Candelaria muestra la foliación con patrón preferente del rumbo del echado hacia el sureste con ángulo moderado en las estaciones 35, 36 y 49. Las mediciones fueron realizadas en anfíbolitas con foliación penetrativa pero sin lineaciones claras que pudieran medirse (Estaciones 35 y 36) y en metatexitas con morfología estromática que preservan los planos de la foliación original (Estación 49, Figura 7f). En las estaciones 13 y 14 se encuentran los afloramientos más hacia el oeste de la Unidad Candelaria. La anfíbolita, tiene foliación penetrativa con rumbo del echado hacia el suroeste ($\sim 70^\circ$), las lineaciones son sub-horizontales y apuntan hacia el sureste indicando un movimiento oblicuo de rumbo NO-SE. El resto de las foliaciones dentro de la Unidad Candelaria en el sector oeste fueron medidas en migmatitas que desarrollan planos de foliación. En las rejillas se puede apreciar que las foliaciones tienen rumbos preferentes NO-SE con echados tanto hacia el SO como hacia el NE. Las mediciones fueron realizadas sobre planos de capas composicionales (leucosoma y melanosoma), resultado de la fusión parcial que afecta la roca. El límite hacia el sur de la Unidad Candelaria ha sido definido por una falla lateral que la pone en contacto con el intrusivo granítico.

En el sector este (Figura 12), la Unidad Candelaria tiene foliaciones con rumbos de echado que varían desde el NE-SO hasta SE-NO (estaciones 54, 55, 66 y 67), pero de manera congruente la mayoría tienen echado hacia el sur, con excepción de la estación 56 que tiene planos de foliación que buzcan tanto hacia el norte como hacia el sur. Los planos fueron medidos principalmente en afloramientos de la anfíbolita que tiene rasgos moderados de anatexis. Las lineaciones sobre los planos de foliación no fueron muy claras por lo que no se midieron.

Para el caso de la Unidad Jocote, en el sector oeste (Figura 11) se observa que el patrón cinemático dominante del rumbo del echado de la foliación es hacia el sureste, que es congruente con las foliaciones analizadas de la Unidad Candelaria de las estaciones 35, 36 y 49, variando únicamente el ángulo de buzamiento, el cual es más somero en la Unidad Jocote. Las lineaciones medidas en el mica-esquistos tienen rumbo preferente NO-SE, las

cuales son similares con las lineaciones observadas en las estaciones 13-14 de la Unidad Candelaria. Únicamente en la estación 21 se observa que la foliación tiene tendencia ligeramente más hacia el sur.

El sector este (Figura 12) la Unidad Jocote mostró foliaciones con tendencia del rumbo del echado hacia el SO-O con ángulos moderados. Los afloramientos localizados están fuertemente fracturados por lo que fue difícil realizar mediciones de lineaciones. No obstante, en el laboratorio se logró obtener una medición en las muestras colectadas para petrografía. Se encontró que en la estación 60 la lineación tiene tendencia hacia el suroeste y en la estación 61 la lineación es horizontal e indica movimiento lateral con rumbo NO-SE. En la estación 69, aflora un esquistos de epidota con planos de foliación bien desarrollados. Tiene dos tendencias, unos planos tienen rumbo del echado hacia el noroeste y otros hacia el suroeste lo cual indica un ligero plegamiento en la foliación.

En el sector oeste, en la estación 74, se localizó un plano de falla que pone en contacto tectónico a la Unidad Candelaria sobre Jocote. El rumbo del echado del plano es de 285° con una inclinación de 10° . El plano es de buena calidad, sin embargo, no se puede asegurar que guarde relación con la deformación paleozoica debido a que fue el único contacto tectónico que se observó.

Para observar el patrón de las foliaciones medidas en campo se graficó un total de 155 polos de las foliaciones del mica-esquistos de la Unidad Jocote, de las anfibolita y de las metatexitas migmatíticas en un diagrama π junto con un diagrama de contornos (Figura 13). De acuerdo a Ragan (1973), el patrón que se observa en el diagrama de contornos corresponde a un pliegue asimétrico con inclinación hacia el noreste.

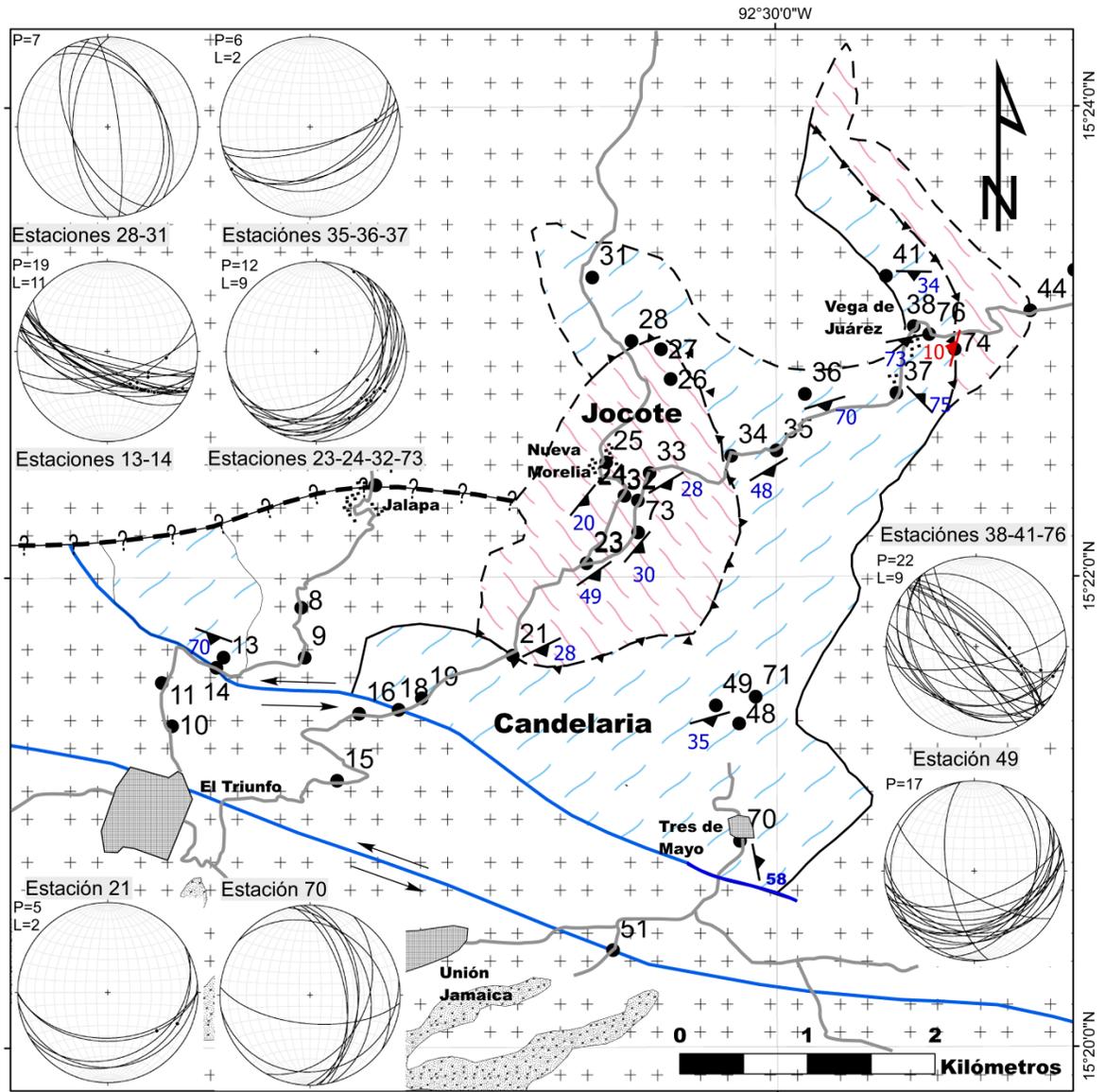


Figura 11. Mapa en el que se muestran los patrones cinemáticos de los planos de foliación de las unidades Candelaria y Jocote en el sector oeste. Nótese como las foliaciones de Jocote y en algunas estaciones de Candelaria tienen similar estilo de deformación. El símbolo en rojo muestra la orientación y ángulo de echado de la falla inversa que pone en contacto tectónico a la Unidad Candelaria sobre la Unidad Jocote. Las rejillas estereográfica tienen un título debajo o sobre la figura que indica las estaciones que corresponden a los datos graficados. P= número de planos de foliación y L= número de lineaciones graficadas. Las flechas indican el sentido de movimiento de las fallas laterales mayores.

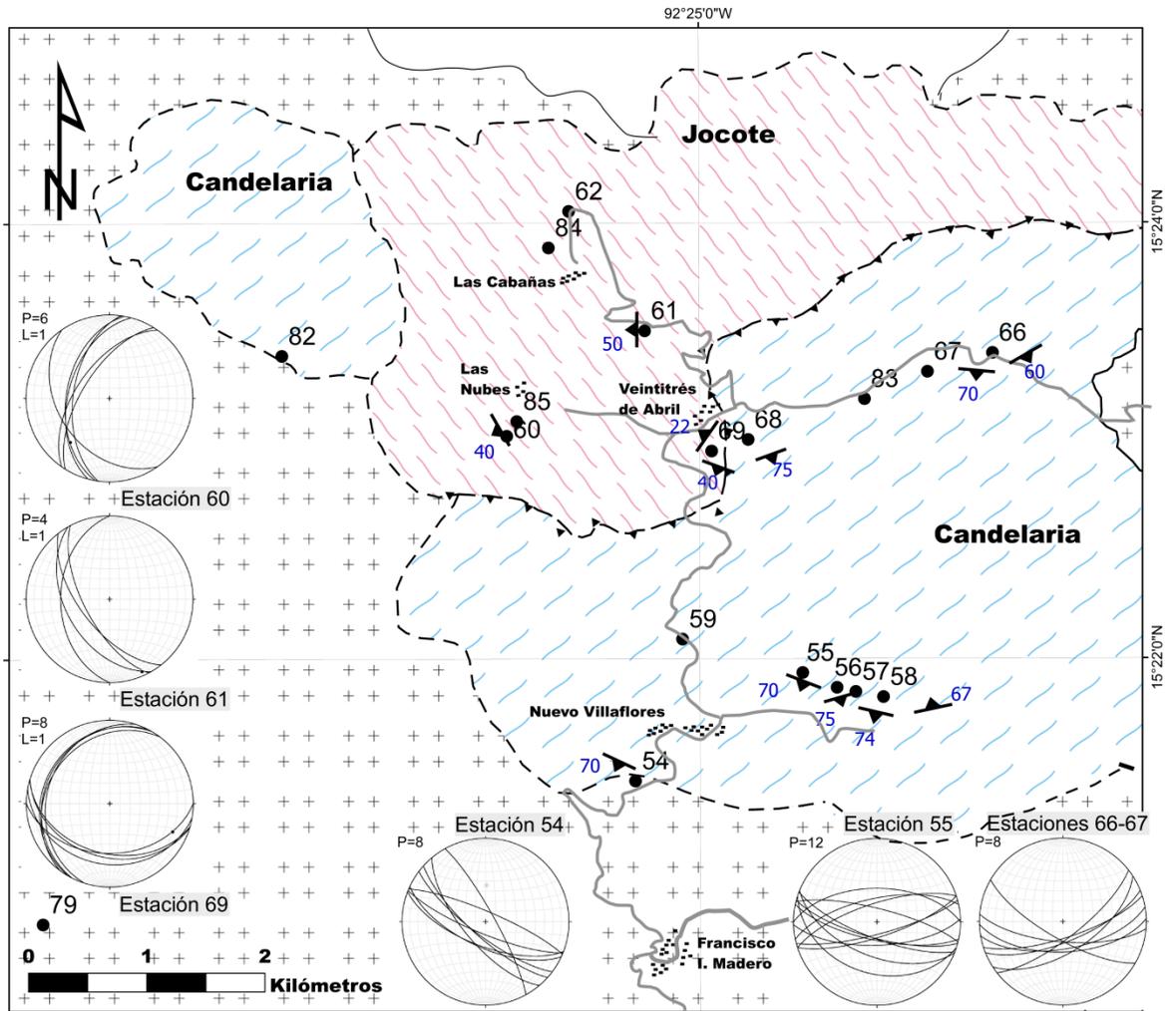


Figura 12. Mapa donde se indican los patrones cinemáticos del sector este. En la estación 54 se encontraron a las unidades Jocote y Candelaria con rasgos de fusión parcial. La Unidad Jocote en esta área se inclina hacia el oeste.

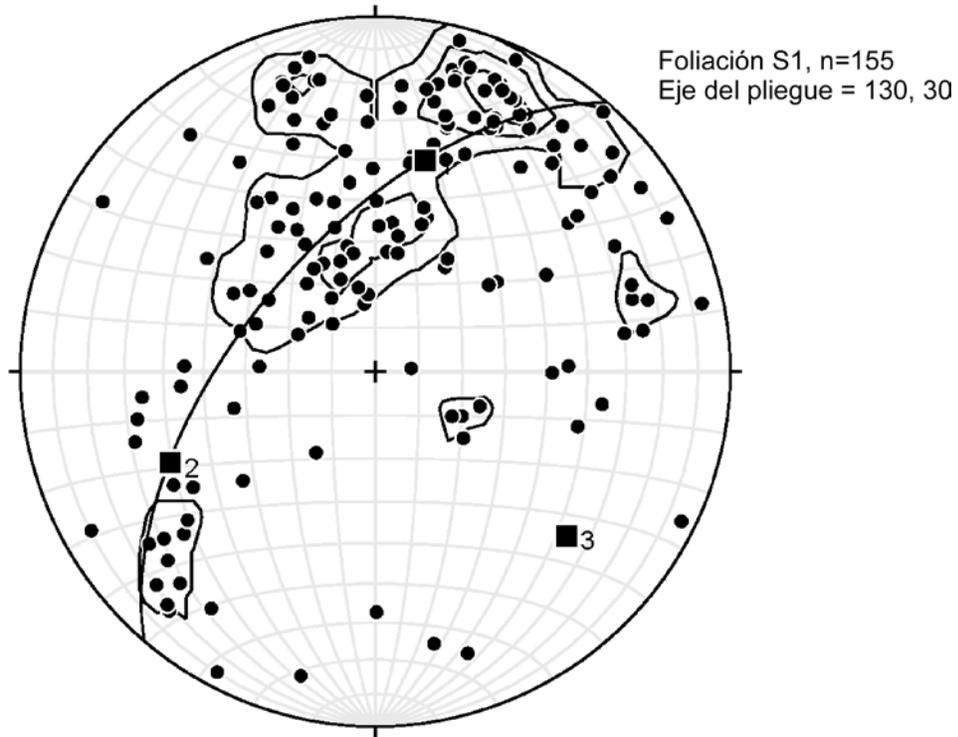


Figura13. Diagrama π mostrando los polos de las foliaciones de la Unidad Jocote y Candelaria. El punto 3 es el polo del círculo mayor y representa el eje β u orientación de la línea de charnela del pliegue. Además se sobrepone un diagrama de contorno calculado con los mismos polos. La geometría del diagrama de contorno sugiere un pliegue asimétrico inclinado buzando hacia el sureste.

3.2. Petrografía

Se analizaron un total de 34 muestras con microscopio petrográfico, con el objetivo de identificar asociaciones minerales en equilibrio que permitieran definir las condiciones metamórficas de cada roca. Además, en un caso especial se utilizó el microscopio electrónico de barrido para efectuar el análisis semicuantitativo de algunos minerales de interés particular. Así, en este apartado se describirán los resultados de las observaciones de las láminas delgadas y serán separados por unidades litológicas. La información completa de todas las muestras pueden consultarse en el Anexo III.

3.2.1. Unidad Candelaria

De la Unidad Candelaria se colectaron muestras de anfibolita, migmatitas (tanto leucosoma como paleosoma) y gneis félsico. De las muestras de anfibolita se identificaron dos tipos: anfibolitas y anfibolitas de hornblenda y epidota con textura simplectítica.

3.2.1.1. Anfibolita

Es tipo de roca se observó en las estaciones 36 (B120511-3), 38 (R03-02b), 76 (B120511-2a), 59 (B120311-2b), 23 (R02-02) y 82 (SA-01). Su textura es nematoblástica inequigranular con una esquistosidad definida por hornblendas orientadas a lo largo del eje c. Se reconocen dos generaciones de hornblenda que crecieron en diferentes etapas durante el metamorfismo progrado en facies de anfibolita (Figura 14b y 14d). La primera generación es de menor tamaño, tiene forma tabular y define la esquistosidad S_1 de la muestra. La segunda generación de hornblenda es la más grande, color café en el centro de los granos y se tornan ligeramente verdes hacia los bordes, tiene bordes suturados y típicamente contiene inclusiones de cuarzo. En ambas generaciones de hornblenda se observan inclusiones de rutilo epitaxial (Figura 14c). Las plagioclasas tienen formas alotriomórfica a subhedrales, con tamaños de ~0.2 mm, están macladas pero principalmente zonadas (Figura 14e) y algunos granos presentan alteración. La biotita es color verde y en ocasiones está cloritizada, tiene forma de leños que se orientan con la esquistosidad y está empotrada en cristales de hornblenda. Hay presencia de epidota como mineral secundario. Los minerales accesorios observados son apatito, circón, rutilo, titanita y minerales opacos.

Se observan dos eventos impresos en las muestras. El evento principal (M_1) es en facies de anfibolita con la asociación mineral compuesta por hornblenda + plagioclasa + ilmenita. Relaciones entre las dos generaciones de hornblenda sugieren que crecieron durante la etapa inicial y final del metamorfismo progrado en facies de anfibolita respectivamente. El segundo evento impreso en la muestra es retrógrado en facies de esquisto verde (M_2), y está determinado por la aparición de clorita + biotita verde \pm epidota secundaria. Se reconocen dos foliaciones. La orientación preferente de las inclusiones en hornblendas define la foliación S_1 y es desarrollada anterior al M_1 (Figura 14d y 14e).

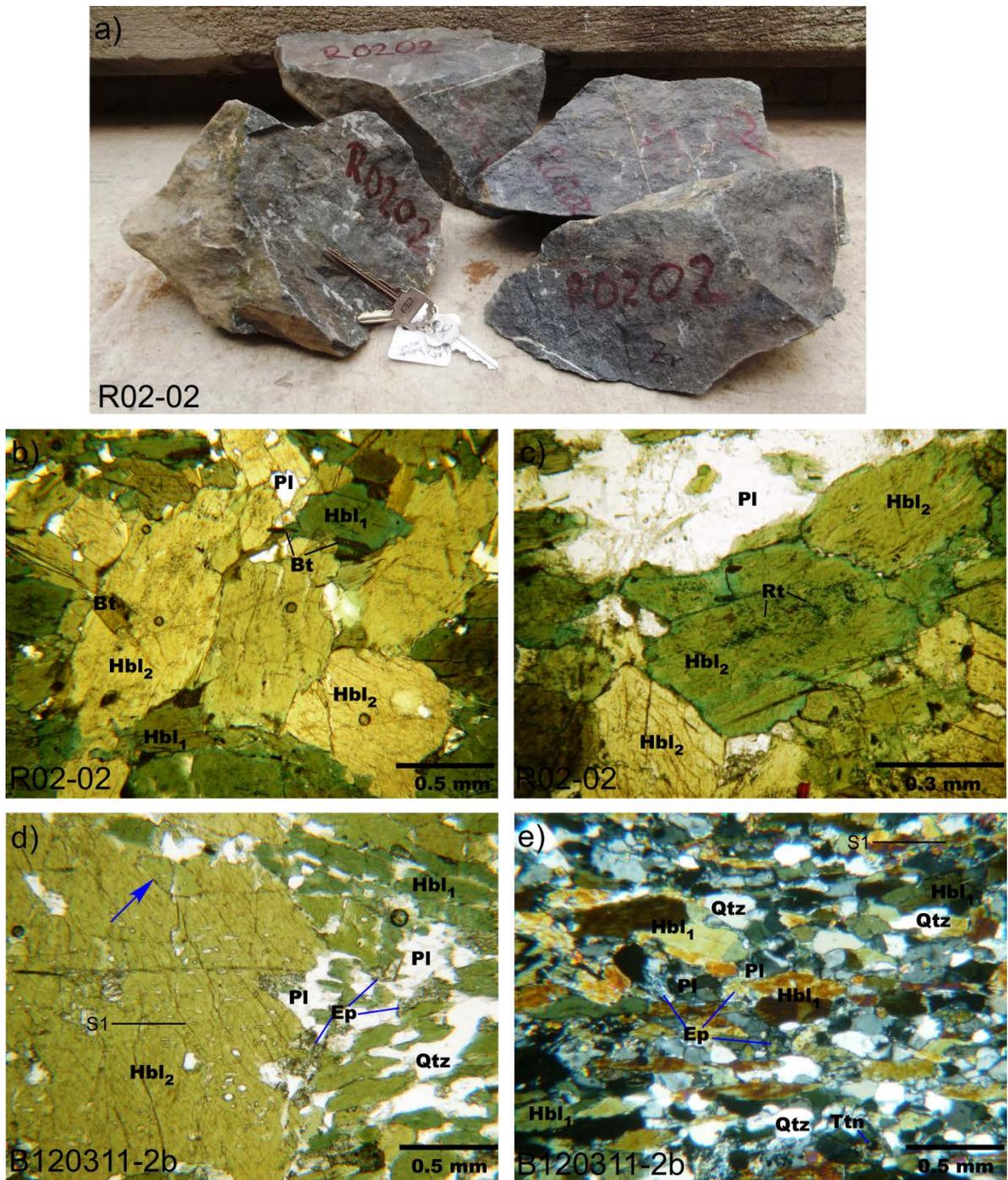


Figura 14. (a) Muestra de anfibolita colectada en la estación 23. (b) Imagen en la que se muestra la segunda generación de hornblendas con leños de biotitas empotrados. Fotografía en luz natural (c) Algunos granos de hornblenda tienen inclusiones de rutilo con textura epitaxial. Fotografía en luz natural (d) Imagen en luz natural donde se observan las dos generaciones de hornblenda que crecieron durante el metamorfismo progrado. El porfiroblásto de hornblenda forma parte de la paragénesis de la etapa final del metamorfismo en facies de anfibolita superior, cerca del borde derecho tiene inclusiones pequeñas elongadas que representan la foliación S1. La flecha azul apunta hacia una cristal de hornblenda de primera generación. (e) Imagen en la que se muestra la textura general de la muestra, las plagioclasas están zonadas y son de tamaño similar que las hornblendas de primera generación. Fotografía con nicols cruzados.

3.2.1.2. *Anfibolitas de hornblenda y epidota con textura simplectítica*

Este tipo de rocas aflora en las estaciones 34, 35 y 39, según consta los análisis de las muestras R02-06, R03-01 y R03-03-1. Las muestras corresponden normalmente a una anfibolita de textura nematoblástica con variaciones composicionales en capas. Una capa es rica en hornblenda-plagioclasa y la otra está compuesta por plagioclasa-cuarzo-epidota. Se observa una esquistosidad S_1 definida por cristales de hornblendas tabulares orientadas paralelamente a su eje c. Típicamente las hornblendas tiene bordes corroídos, aunque también se observan bordes rectos cuando está en contacto con epidota, es color café pero hacia los bordes se vuelven verde. Tiene inclusiones de agujas de rutilo con textura epitaxial y algunos cristales tienen textura poiquilitica con exsoluciones de cuarzo (Figura 15b). Los granos de epidota se encuentran en contacto con hornblenda y plagioclasa, son subidiomorficos a tabulares y con caras planas aunque también puede estar corroídas. El tamaño de grano varía desde 0.3 hasta 0.7 mm. Tiene inclusiones en forma de gusano (simplectitas) de composición An_{17} (Figura 15c, 15e y 15f). La plagioclasa generalmente es alotriomorfa, con bordes en forma de bahía cuando está en contacto con hornblenda. La mayoría de los granos están zonados pero también se observan algunos granos maclados (Figura 15d). Las plagioclasas que se encuentran en la capa félsica tienen textura de mirmequitas. La titanita presente crece en espacios intergranulares entre las hornblendas; en ocasiones tiene forma de ojo. Otros minerales accesorios observados son ilmenita, circón, rutilo y apatito.

Se reconoce un solo evento en el que se preservan evidencias del metamorfismo progrado. La etapa prógrada está definida en la facies de anfibolita superior en el que crecen las agujas de rutilo dentro de hornblendas, con posible fusión parcial que se identificada por la presencia de bandas ricas en plagioclasas zonadas, maclas sin deformación y cuarzo (¿leucosoma?). La paragénesis de esta facies está compuesta por hornblenda + plagioclasa. La etapa retrógrada de este metamorfismo ocurre en facies de epidota-anfibolita, la cual se identifica por la coexistencia de hornblenda poiquilitica + epidota poiquilitica + titanita/ilmenita, donde las exsoluciones en hornblenda son de cuarzo y en la epidota son de plagioclasa. Estas exsoluciones son microestructuras llamadas simplectitas, las cuales son intercrecimientos en forma de gusano de minerales que crecen simultáneamente en una reacción en estado sólido (Vernon, 2004). Típicamente la reacciones formadoras de simplectitas son incompletas y casi siempre en estado seco. La Figura 14f muestra una

reacción incompleta en donde un cristal de epidota envuelve a un grano relicto de plagioclasa, esto textura sugiere que la epidota crece a expensas de la plagioclasa durante la fase retrógrada. En el campo de la petrología metamórfica, si se conocen los campos de estabilidad de P-T de la asociación mineral en intercrecimiento —de cálculos termoquímicos o estudios experimentales—, las simplectitas pueden ser útiles para inferir historias tectonotermicas de terrenos metamórficos. En este caso las simplectitas de plagioclasa An₁₇ en epidota son estables en condiciones por encima de la facies de esquistos verde.

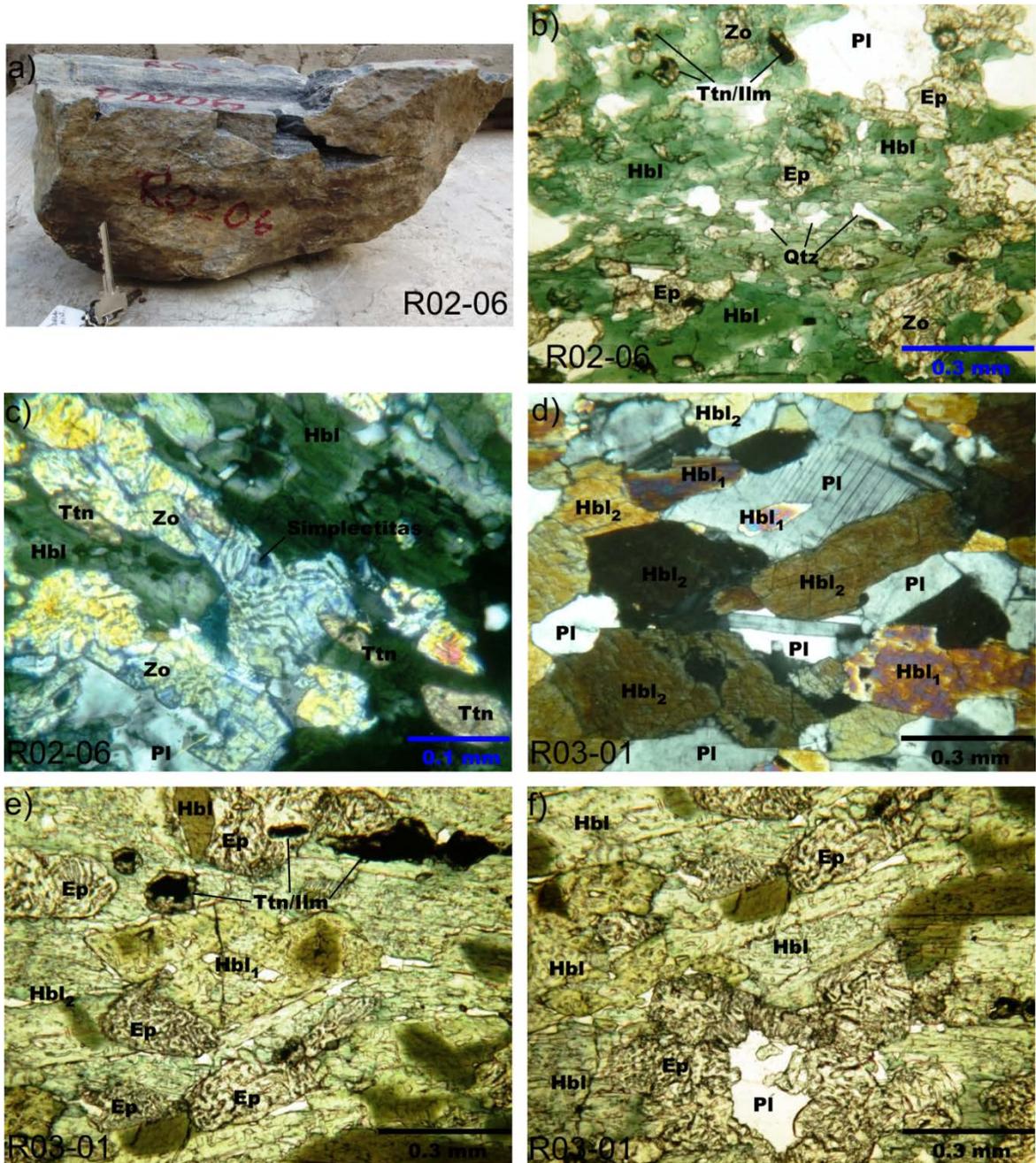


Figura 15. (a) Anfibolita con intercalación de delgados listones leucocráticos. (b) Imagen en la que se observa que hornblenda, plagioclasa y epidota están en equilibrio. Las titanitas tienen un núcleo de ilmenita y crece sobre la hornblenda. Fotografía en luz natural. (c) En la imagen fotográfica donde se aprecia que las epidotas tienen bordes rectos (posiblemente granos pseudomorfos) en los contactos con la hornblenda y exsoluciones en forma de gusano. Fotografía con nicoles cruzados. (d) Imagen con nicoles cruzados mostrando las dos generaciones de hornblenda. Hay plagioclasas zonadas (parte inferior derecha) y maclas tipo albita (centro de la imagen). En la parte centro superior de la fotografía hay una plagioclasa con un grano de hornblenda incluido. (e) Imagen con nicoles cruzados mostrando varios granos de epidota/zoisita subidiomorfos con textura simplectítica. En el centro hay un cristal de hornblenda romboidal con exsoluciones de cuarzo en forma de gusano; f) Imagen mostrando en la parte dentro-inferior un grano relicto de plagioclasa rodeado por un anillo de epidota.

3.2.1.3. *Análisis de microscopía electrónica de barrido (MEB).*

Para conocer la composición química de las inclusiones que se observan en hornblenda y en epidota, se efectuó un análisis puntual semicuantitativo con ayuda del microscopio electrónico de barrido (MEB).

Los resultados del análisis muestran que las exsoluciones en hornblenda están compuestas de Sílice, lo que sugiere que son cuarzo (Figura 16c). Los análisis en los cristales de hornblenda muestran considerable presencia de Mg y similares contenidos de Ca y Fe (Figura 16). Para el caso de las simplectitas contenidas en las epidotas tiene una composición de Al, Si, Ca y Na que corresponde a una plagioclasa. La relación de Ca/Na indica An_{17} que corresponde a una oligoclasa (Figura 17c). Plagioclasas de esta composición se forman cuando el metamorfismo está por encima de facies de esquistos verde. La formación de simplectitas es retrógrada, una posible reacción a partir de la cual se desarrollaron las simplectitas es: $anortita + H_2O = epidota + cuarzo$. Algunos cristales de epidota aparentan ser pseudomorfos (Figura 15c), por lo que pueden estar sustituyendo a los cristales de plagioclasa durante la fase retrógrada. Por otra parte, el análisis realizado a la epidota muestra un considerable contenido de Fe y Ca (Figura 17d).

Las figuras 16a y 17a muestran las imágenes a partir de las cuales se localizaron las inclusiones que fueron analizadas con el MEB.

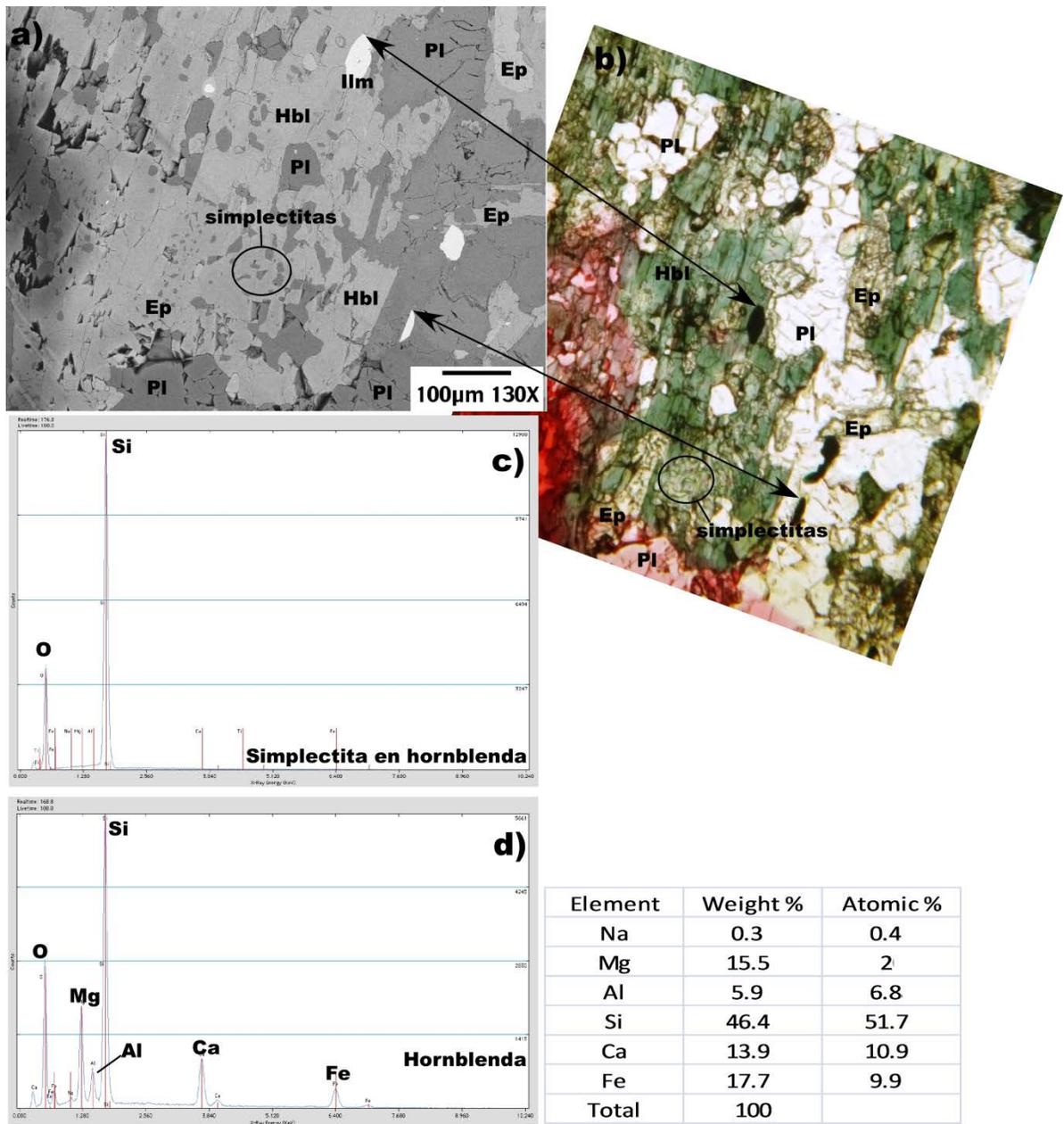


Figura 16. (a) Imagen de cátodo luminiscencia. b) Fotografía de la anfibolita con simplectitas. En la parte inferior hay un semicírculo que encierra a las exsoluciones de cuarzo en hornblenda. Las flechas que unen las dos imágenes muestran los sitios que son utilizados como referencia para poder ubicarse en la imagen en tonos de gris. (c) Gráfica de los resultados de las exsoluciones de cuarzo en hornblenda. (d) La gráfica muestra el análisis de un mineral identificado al microscopio como hornblenda. La tabla de la derecha muestra que tiene un considerable porcentaje de magnesio, calcio y de hierro.

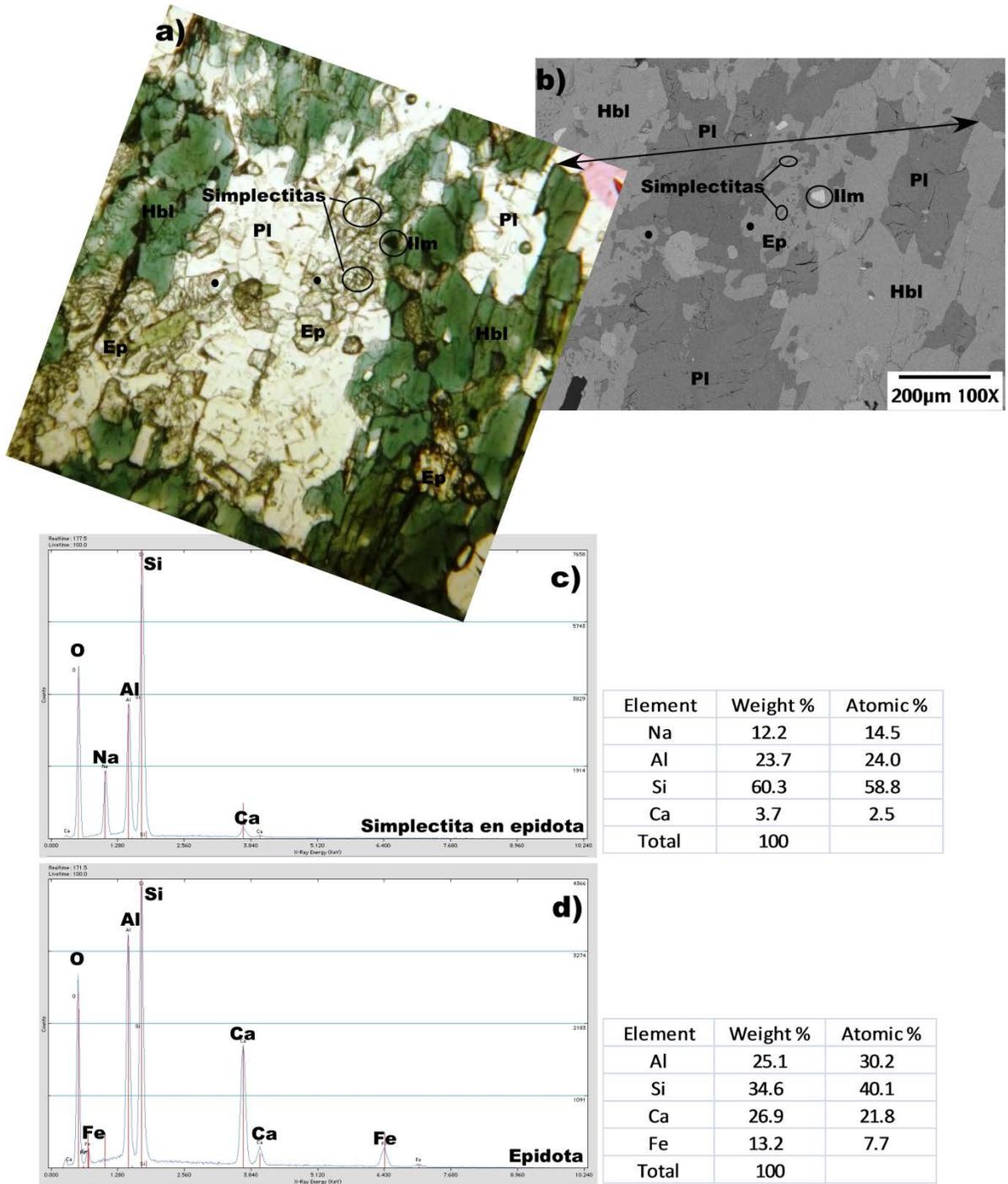


Figura 17. (a) Fotografía mostrando las áreas dentro de la que se realizaron los análisis puntuales. En la parte central de la imagen los semicírculos encierran las simplectitas en epidota y un grano de ilmenita representan los sitios analizados. Los puntos negros indican los sitios donde se analizó la epidota. La línea negra que se proyecta hacia la imagen de la derecha une dos puntos que pueden ser utilizados como referencia para ubicar los minerales en la imagen en grises. (b) Imagen de cátodo luminiscente, que muestra los sitios analizados con los semicírculos y puntos. (c) La gráfica muestra el análisis de la simplectita en la epidota, la cual tiene la composición de una plagioclasa An_{17} , que corresponde a una oligoclasa. Los porcentajes atómicos obtenidos para los elementos constituyentes del mineral se muestran en la tabla de la derecha. (d) Gráfica del análisis correspondiente a la epidota en la que es notorio el contenido de Fe, Ca y Al. La tabla a la derecha muestra los valores obtenidos del análisis.

3.2.1.4. *Migmatita de la Unidad Candelaria*

En los afloramiento de migmatitas se observó que existe anatexis en diferente grado. Se colectaron muestras en las estaciones 13 (muestras R01-03, R01-03-2 y R01-03-3), 36 (muestra R03-02), 42 (muestra PE-05), 49 (R04-01-1, R04b y R04c), 54 (muestra R09-01-2 y R09-01-3) y 59 (muestra B120311-2a). Se reconoció fusión parcial tanto en la Unidad Jocote como en la Unidad Candelaria.

Laminas elaboradas de la migmatita en la que se reconocen ambas partes: leucosoma y melanosoma (R01-03, R01-03-2, R01-03-3, R04-01-1, R04-c y R09-01-3; Figuras 18a, 18b, 18c y 18d) muestran un gneis de textura nemato-lepidoblástica, con intercalación de capas composicionales y moderada evidencia de fusión parcial. Uno de los dominios principalmente tiene hornblenda + biotita + epidota (melanosoma) y el otro está compuesto de plagioclasa + biotita + cuarzo (leucosoma). Los leños de biotita y hornblenda definen la esquistosidad S_7 . La hornblenda es subidiomorfica, color café en el centro y hacia los bordes es color verde-café. En ocasiones tiene textura poiquiloblástica. Los contactos entre hornblenda y plagioclasa son curvados. Se reconocen dos generaciones de biotita, la primera es subidiomorfica con bordes de absorción, y con inclusiones de titanita, cuarzo y hornblenda, La segunda generación crece empotrada en granos de hornblenda y está alineada de manera preferente. Además se identifico la presencia de biotita roja como mineral relictos (ej. R01-03, R01-03-3 y R04-01-1). Las plagioclasas son subidiomorficas, tiene maclas deformadas, aunque también hay maclas zonadas con ángulos de extinción entre 17 y 20°. La capa cuarzo-feldespática típicamente tiene apatitos de hasta 0.2 mm.

En la muestra PE-05 (Figuras 18e y 18f), también se observó intercalación de capas de leucosoma y melanosoma, pero a diferencia de las muestras descritas arriba, está no contiene hornblenda. La textura es grano-lepidoblástica. La asociación mineral total de la muestra está compuesta por biotita + plagioclasa + feldespatos potásico + titanita/ilmenita + cuarzo. Los cristales de biotita tienen los bordes corroídos y están alineados evidenciando la dirección del flujo anatéctico. Los granos se acomodan en espacios intergranulares de cuarzo y plagioclasa, aunque también se observan formando cúmulos. Se observan bandas de cizalla cortando la foliación dominante. Hay granos relictos de biotita roja. La plagioclasa es subidiomorfica con bordes corroídos y rodeada por granos de biotita, tiene aspecto muy sucia y llega a tener granos pequeños de biotita en el interior, así como agujas de sillimanita. En ocasiones está zonada o maclada sin deformación. Hay presencia de epidota diseminada.

En ocasiones se observan granos de apatito redondos de hasta 0.2 mm de diámetro. Algunos circones están redondeados.

Láminas delgadas elaboradas exclusivamente del leucosoma de la migmatita (R04-b, Figura 18g y 18h) muestran una asociación mineralógica compuesta por plagioclasa + feldespato potásico + sillimanita + cuarzo. Tiene textura granoblástica inequigranular, con grandes porfiroblastos de plagioclasa (hasta 3 mm de diámetro) dentro de una matriz compuesta de cuarzo y feldespato potásico. Las plagioclasas tienen los bordes irregulares, desarrollan maclas simples con ligera deformación y cristales zonados con inclusiones de agujas de sillimanita. Los feldespatos son subidiomorficos con fuerte migración de frontera de grano y desarrollo de bahías; forma maclas tipo tartán, algunos granos están sericitizados. Tanto en las plagioclasas como en el feldespato potásico se observan texturas de exsolución. El cuarzo forma mosaicos inequigranulares de granos poligonales y libres de inclusiones, tiene extinción recta, aunque en ocasiones es ondulante.

El hecho de que haya sillimanita en la parte del leucosoma indica un exceso de Aluminio. Este componente no puede provenir de la fusión de la anfibolita, por lo que es más viable suponer que pueda provenir de la fusión de la metapelita (Unidad Jocote), y que pudo ser transportado por movilización de fluidos durante el metamorfismo.

El sobrecrecimiento por recristalización en estado subsólido de hornblenda en la parte del melanosoma, debió suceder durante la etapa de la fusión parcial, la cual pudo haber ocurrido en condiciones de facies de anfibolita de alta temperatura (Sawyer y Brown, 2008). La anatexis en la anfibolita representa el pico de las condiciones P-T que alcanzó la unidad y borró rasgos de la etapa inicial del metamorfismo progresivo que se observaron en las muestras con menor evidencia de procesos de fusión parcial. La presencia de biotita roja y apatito de hasta 0.3 mm sugiere que el protolito llegó a estar en condiciones de facies de granulita.

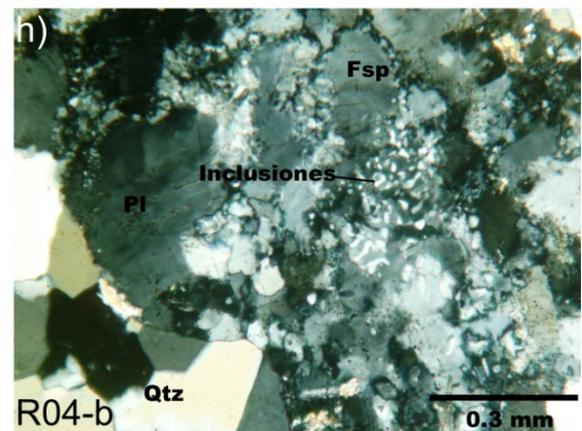
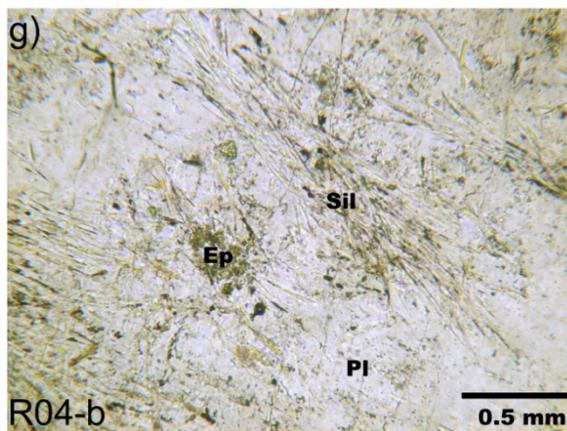
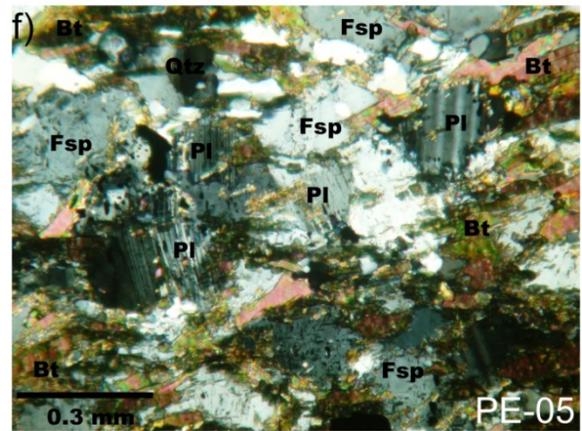
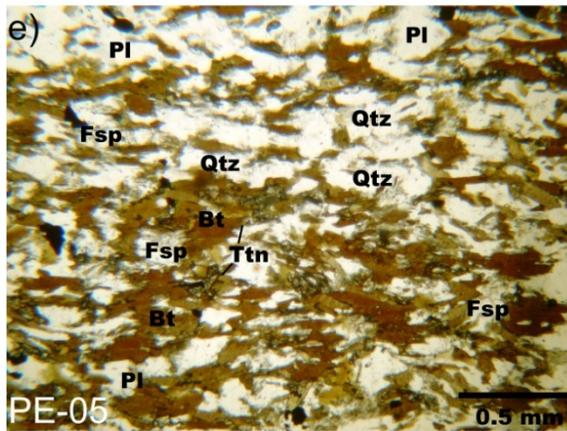
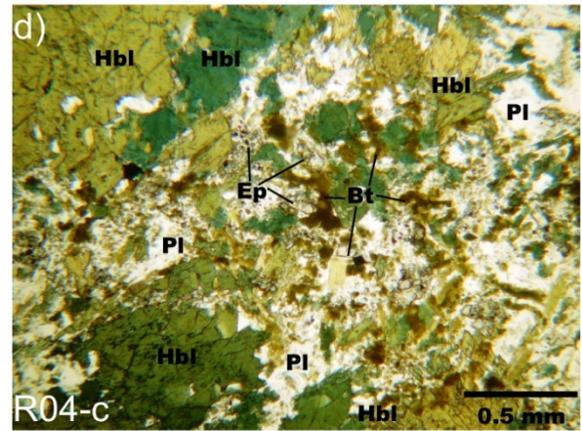
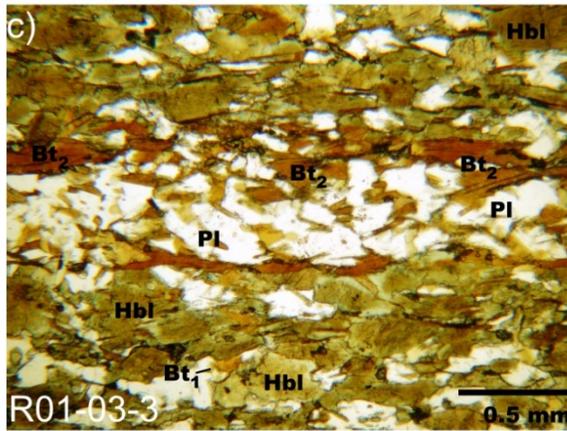
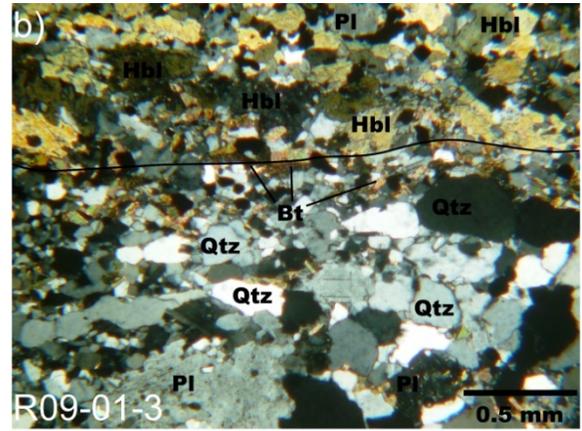
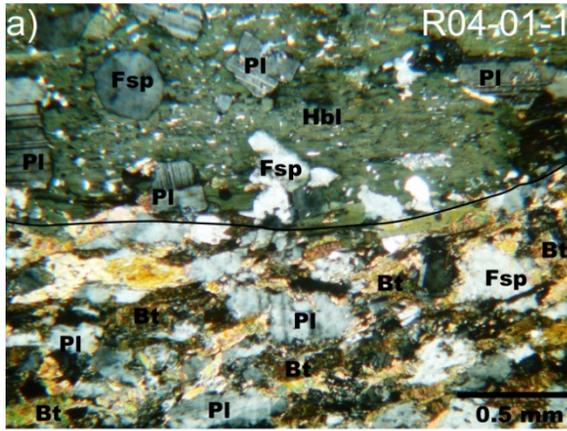


Figura 18. Principales texturas y asociaciones minerales observadas en las migmatitas de la anfibolita. (a) Sección delgada de dos capas composicionales. La parte inferior es una capa rica en plagioclasa-biotita (leucosoma), en donde las biotitas están orientadas definiendo la dirección de flujo magmático. La parte superior (melanosoma) muestra un porfiroblasto de hornblenda con textura poiquiloblástica. Tiene inclusiones de plagioclasa y feldespato de grande. Esta textura es típica de crecimiento en estado subsólido en donde un cristal al crecer envuelve a minerales circundantes. Las inclusiones más pequeñas son de cuarzo y aparentan estar orientadas con la dirección del flujo. (b) Capas composicionales. La capa superior es el melanosoma, contiene cristales de hornblenda con bordes absorbidos, fronteras de grano en forma de bahías y esquinas redondeadas. Está en asociación con plagioclasa. La parte inferior es el leucosoma y está compuesto principalmente por cuarzo y plagioclasa. Las plagioclasas tienen bordes redondeados y no tiene deformación interna. En el cuarzo se observa extinción recta. (c) Paleosoma (parte rica en hornblenda café) y una capa de leucosoma rica en biotita-plagioclasa (centro de la imagen). Las hornblendas del paleosoma no tienen apreciable recristalización. La capa de leucosoma es paralela a la esquistosidad que definen las hornblendas. (d) Biotita con textura manchada y hornblendas con bordes corroídos. La biotita crece rellenando los espacios intergranulares. Las plagioclasas se encuentran muy sucias y son alotrimorfas. (e) Muestra con textura nematoblástica. Los granos de biotita tienen los bordes corroídos y son color café. A pesar de su forma alotrimorfa, se aprecia que están alargadas en un eje, el cual define un plano que puede ser considerado como el plano del flujo magmático. Los contactos que tiene con cuarzo y plagioclasa son irregulares. (f) Plagioclasas con texturas ígneas. Forma maclas sin deformación pero con bordes de absorción, su aspecto es sucio y están en contacto con feldespato y biotita. Los granos de biotita se encuentran entre los espacios intergranulares que quedan entre los feldespatos y plagioclasas. (g) Leucosoma de una migmatita. Es un grano de plagioclasa que tiene inclusiones de epidota diseminada y de agujas de sillimanita ligeramente alterada (fibrolita). Se observan agujas de sillimanita dentro de plagioclasa. (h) Parte del leucosoma con un mosaico de cuarzo con caras rectas y uniones triples (parte inferior izquierda). Hacia la derecha, hay exsoluciones dentro de feldespato. En las plagioclasas y feldespatos hay fuerte migración de fronteras de grano e incipiente formación de neoblastos en sus bordes.

3.2.1.5. *Gneis félsico*

Aflora en la estación 13 en forma de almohadilla (*budín*) (B120511-1b, Figura 7b) dentro de la anfibolita y en la estación 59 aflorando en contacto con la anfibolita (B120311-2a, Figura 7h). Es un gneis de textura granoblástica (Figura 19b). La asociación mineral principal es plagioclasa + feldespato potásico + cuarzo + biotita \pm cordierita. La plagioclasa tiene forma subhedral con bordes suturados, desarrollan maclas simples ligeramente deformadas. El feldespato potásico tiene forma euhedral y subhedral, algunos tienen los bordes corroídos y exsoluciones en forma de flama (pertitas, Figura 19a). Los contactos entre feldespato y cuarzo son curvados. Algunos granos están fracturados y rellenos por mica blanca. La biotita es de color café verdoso, tiene forma de leños con los bordes moderadamente corroídos y el eje c preferencialmente elongado preferentemente en una dirección. La cordierita se presenta como porfiroblastos de forma subhedral y con bordes ligeramente suturados. La muscovita es principalmente secundaria. Hay granos relictos de apatitos hexagonales de hasta 0.3 mm.

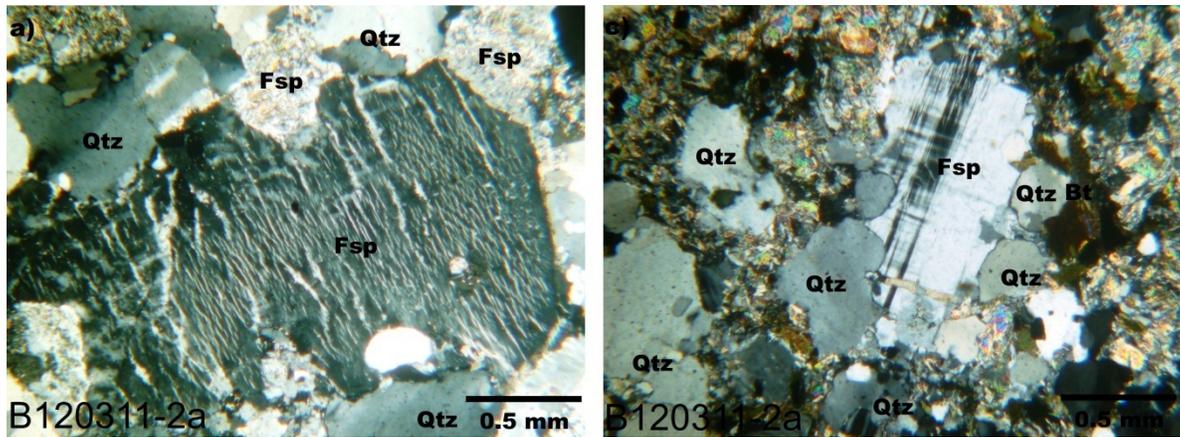


Figura 19. Gneis cuarzo-feldespático. (a) Feldespato potásico con exsoluciones en flama (perrita). Los bordes del grano son rectos y están en contacto con feldspatos sericitizados de menor tamaño. El cuarzo tiene extinción ligeramente ondulante. (b) Feldespato con maclas tipo tartán, los bordes están remplazados por mica blanca. El contacto con cuarzo es curvado. En la parte inferior del feldespato hay una fractura rellena de mica blanca. La biotita presente es alotriomórfica a subhedral y es color café.

3.2.2. Unidad Jocote

En el área de estudio se reconocieron dos tipos de rocas en la Unidad Jocote: un mica-esquisto y un esquisto de epidota que está intercalado con un paragneis de biotita-hornblenda.

3.2.2.1. *Mica-esquisto de granate-sillimanita-cordierita*

Es el mica-esquisto deformado (muestras R02-02-2, R03-03-2, PE-01, LN-01, R09-06-1 y R09-07) en el que se reconocen dos esquistosidades: la primera está impresa como inclusiones alineadas dentro porfiroblastos de granate (Figura 20b) y la segunda esquistosidad es dominante en la muestra (Figura 20a), que está definida por leños de micas orientadas. Hay bandas de cizalla que cortan la foliación principal y micropliegues sobrepuestos en la esquistosidad S_2 . La asociación mineralógica es muscovita + feldespato potásico \pm biotita \pm sillimanita \pm granate \pm cordierita + clorita. La muscovita es el componente principal, se reconocen dos generaciones en todas las muestras (Figura 20f). La primera generación de muscovita son blastos tabulares con bordes bien desarrollados, aunque en ocasiones están corroídos, miden hasta 1 mm y no están orientadas con la foliación dominante; se forman durante el metamorfismo progrado M_1 . Las muscovitas de segunda generación crecen en el segundo evento (M_2), son de menor tamaño, subidiomorfos, con bordes ligeramente corroídos y definen la foliación principal. Los granates son porfiroblastos que llegan a medir hasta 2.5 mm de diámetro (muestra R02-02-2, PE-01), tienen un núcleo libre de inclusiones que creció durante la etapa inicial del M_1 y una corona de sobrecrecimiento con inclusiones alineadas de minerales opacos que creció durante la etapa final del M_1 ; típicamente los bordes se encuentran corroídos (Figura 20d). Las relaciones del granate con la matriz muestran que el porfiroblasto de granate tiene geometría pre-cinemática con respecto al último evento de deformación, indicando que es anterior a esa deformación (R02-02-2, R03-03-2). La biotita tiene forma de leños, es color café verdoso, con bordes suturados y en ocasiones hay sillimanita bordeandola (Figura 20e). Se reconocen dos generaciones de sillimanita; la primera forma agujas muy finas que se pueden encontrar como inclusiones en muscovita y granate (R02-02-2 y R03-03-2), y la de segunda generación forma agujas gruesas que se acomoda en listones deformados (Figura 20c, 20e y 20h). Además se reconoció un cristal de sillimanita de forma rómbica (muestra R09-07), que se supone que es un relicto de andalusita que fue reemplazado por sillimanita al incrementarse las condiciones de P-T. En la cordierita se distinguen dos generaciones. La

primera es de porfiroblastos de hasta 1 mm de diámetro con texturas pre-cinemáticas a M_2 . En ocasiones están de moderada a fuertemente pinitazadas (Figura 20g). La segunda generación tiene bordes irregulares y no forma verdaderos porfiroblastos; se puede encontrar rellenando las sombras de presión formadas en granate (Figura 20d) y creció durante el paso progrado de M_1 en condiciones de alta temperatura. Los cristales de feldespato llegan a tener exsoluciones peritéticas en forma de gusano y en forma de flama. Los circones que se encuentran en la muestra están redondeados. En general la muestra está ligeramente cloritizada.

Se identifican dos eventos metamórficos en las muestras. El primero es un metamorfismo progrado en facies de anfibolita en el que se reconocen la etapa inicial y final. La etapa inicial del M_1 es en condiciones de facies de anfibolita inferior y se distingue por la presencia de núcleos de granate libres de inclusiones, cordierita de primera generación y agujas finas de sillimanita (fibrolita) que se encuentran como inclusiones en granate y muscovita. Por otra parte, la etapa final del paso progrado del M_1 alcanzó condiciones de facies de anfibolita superior y se identifica por los sobrecrecimientos de granate, la presencia de blastos grandes de muscovita de primera generación con inclusiones de sillimanita y la cordierita de segunda generación. El segundo metamorfismo es retrógrado en facies de esquisto verde, identificado por la muscovita de menor tamaño de segunda generación que forma la esquistosidad principal y la presencia de clorita.

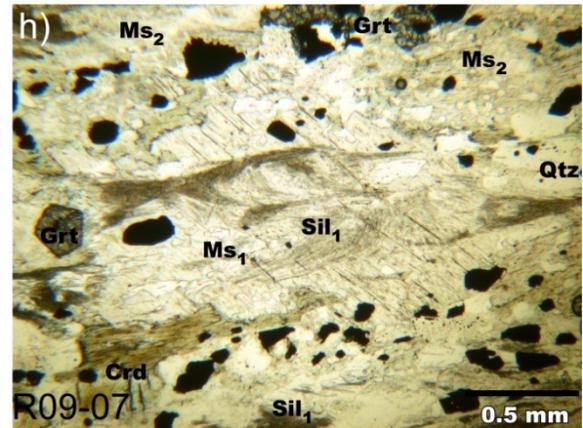
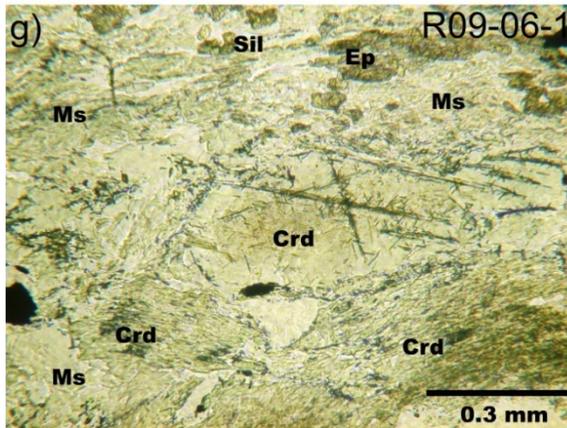
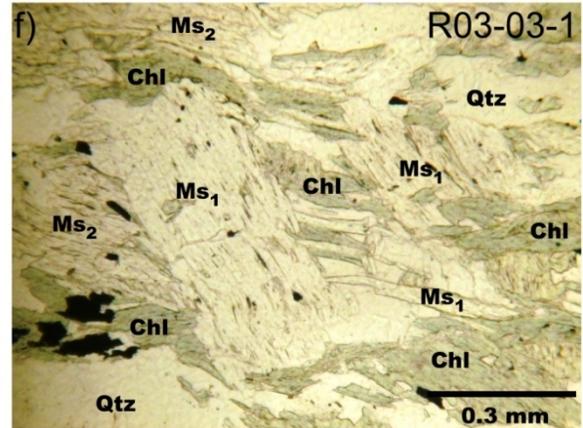
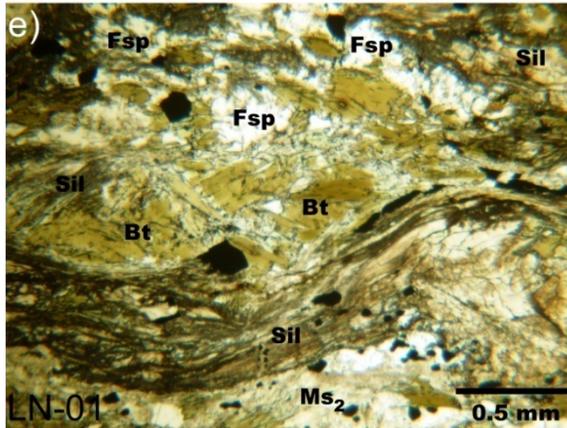
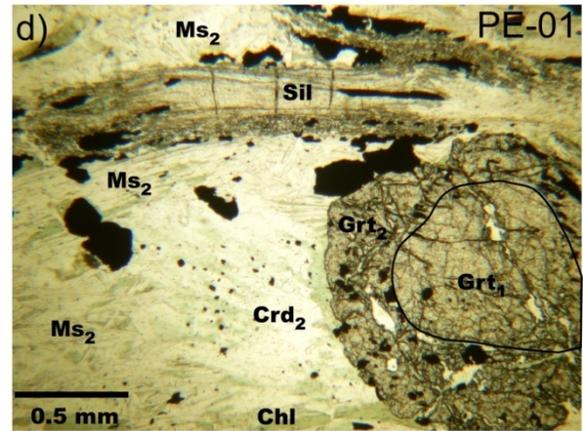
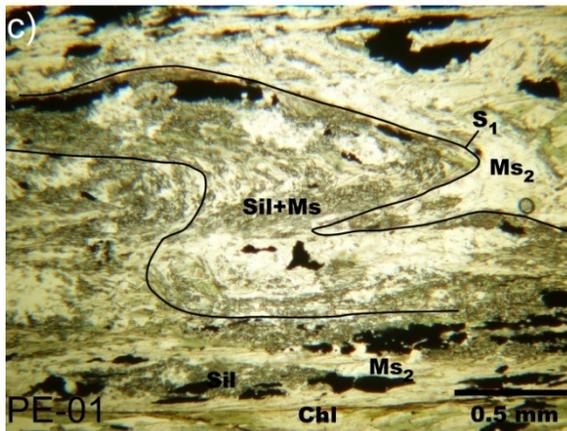
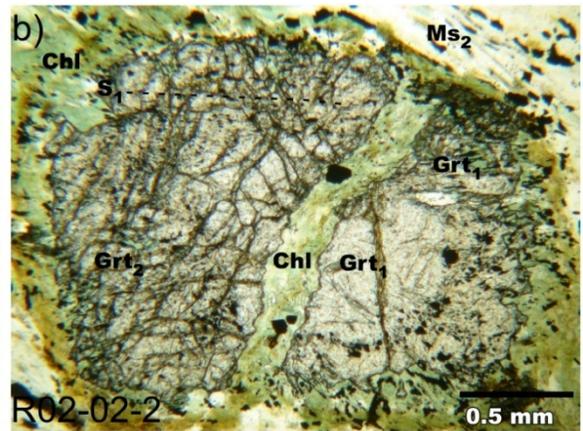
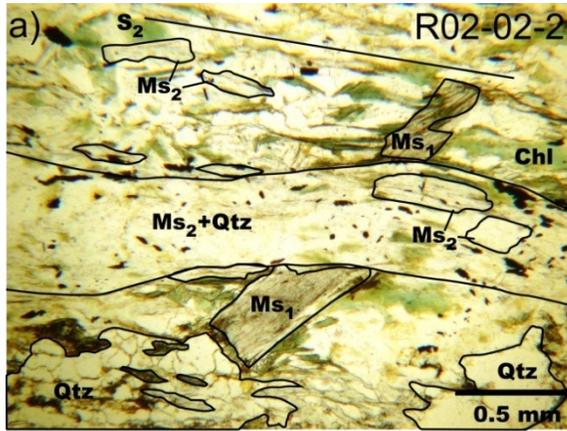


Figura 20. (a) Foliación S_2 , así como dos generaciones de muscovita. (b) Foliación S_1 dentro del anillo de sobrecrecimiento en granate. Note que el núcleo del granate es libre de inclusiones. (c) Listón de sillimanita y muscovita plegado. Los contornos negros definen el límite del listón. En algunas partes del listón la sillimanita es remplazada por muscovita. (d) Porfiroblasto de granate con el núcleo libre de inclusiones y una corona con inclusiones de minerales opacos. En la parte izquierda del granate se desarrolla una sombra de presión que está rellena por la cordierita de segunda generación. En la parte superior de la imagen hay un listón de sillimanita de grano grueso. (e) En la parte central inferior de la fotografía hay un listón de sillimanita con apariencia plegada; tiene dos texturas, la parte derecha del listón es un grano individual y hacia la parte izquierda se encuentran agujas. Algunas sillimanitas crecen sobre granos de biotita. (f) Dos generaciones de muscovita. La primera es grande, tabular y sin orientación preferente; la de segunda generación es de menor tamaño y define la foliación dominante. (g) Fotografía mostrando en la parte central un porfiroblasto de cordierita con pinitización. En la parte superior derecha hay algunos granos pequeños de epidota. (h) Porfiroblasto de muscovita de primera generación que tiene inclusiones de sillimanita de primera generación. La sillimanita creció en la etapa inicial del M_1 y la muscovita durante la etapa final. Hay relictos de cordierita con fuerte alteración. Todas las fotografías fueron tomadas con luz natural

3.2.2.2. *Migmatita de la Unidad Jocote*

Es una diatexitita con bandas con intercalación de delgadas capas leucocráticas discontinuas lateralmente y persistentes (muestra R09-01-2). La muestra se colectó en contacto con la anfibolita migmatizada en la estación 54, cerca de la colonia Nuevo Villaflores. Tiene textura granoblástica con intercalación de listones de aglomerados de sillimanita (paleosoma) pero sin desarrollar una verdadera foliación. La sillimanita forma granos gruesos (Figura 21a y 21b) y algunos son aglomerados de agujas delgadas. Se encuentra como inclusión en granos de biotita y plagioclasa. Los granos de plagioclasa tienen formas redondas (Figura 21f) y fronteras suturadas; además se observan maclas bien desarrolladas y sin deformación interna, algunos cristales están zonados e indican una textura ígnea (neosoma). Se observó que algunos granos de plagioclasa tienen textura poiquilitica. Esta textura se interpreta como intercrecimientos de plagioclasa y feldespato que son cristalizados a partir de un líquido anatético (Sawyer y Brown, 2008). Las posibles reacciones a partir de la cual se formó el líquido anatético son: muscovita + plagioclasa + cuarzo = aluminosilicatos + feldespato potásico + líquido ó biotita + aluminosilicatos + plagioclasa + cuarzo = granate/cordierita + feldespato potásico + líquido (Vernon y Clarke, 2008). En el caso del feldespato se observa una textura similar, en donde hay inclusiones compuestas de biotita residual del protolito fundido (Figura 21d). También se observaron cristales euhedrales de feldespato y cuarzo que están en contacto, sugiriendo que ambos se formaron a partir del líquido anatético (Vernon y Collins, 1988). Los bordes del feldespato están sericitizados (Figura 21e). La muscovita principalmente compone la matriz de la roca y no está orientada de manera preferente (Figura 21c). Los granos de biotita son euhedrales

y en algunos casos están cloritizados. Los cristales de cuarzo en ocasiones tienen formas redondeadas (Figura 21d), extinción recta y ligeramente ondulante, forma mosaicos de subgranos poligonales. Hay granos con superficies en contacto que tiene difusión por presión granular y formación de mica blanca en las zonas de máxima presión.

Del evento progrado quedan relictos de sillimanita formados en condiciones de facies de anfibolita superior. La fusión parcial que experimentó la muestra borró la textura original y formó cristales con texturas ígneas como se observa en cuarzo, biotita y feldespato. El segundo evento es un metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde. Se reconoce por la aparición de muscovita formando la matriz y por la presencia de clorita. Esta roca se asocia a la unidad Jocote porque su asociación mineralógica es muy parecida a la del mica-esquisto. Por lo que se supone que el mica-esquisto alcanzó condiciones de anatexis.

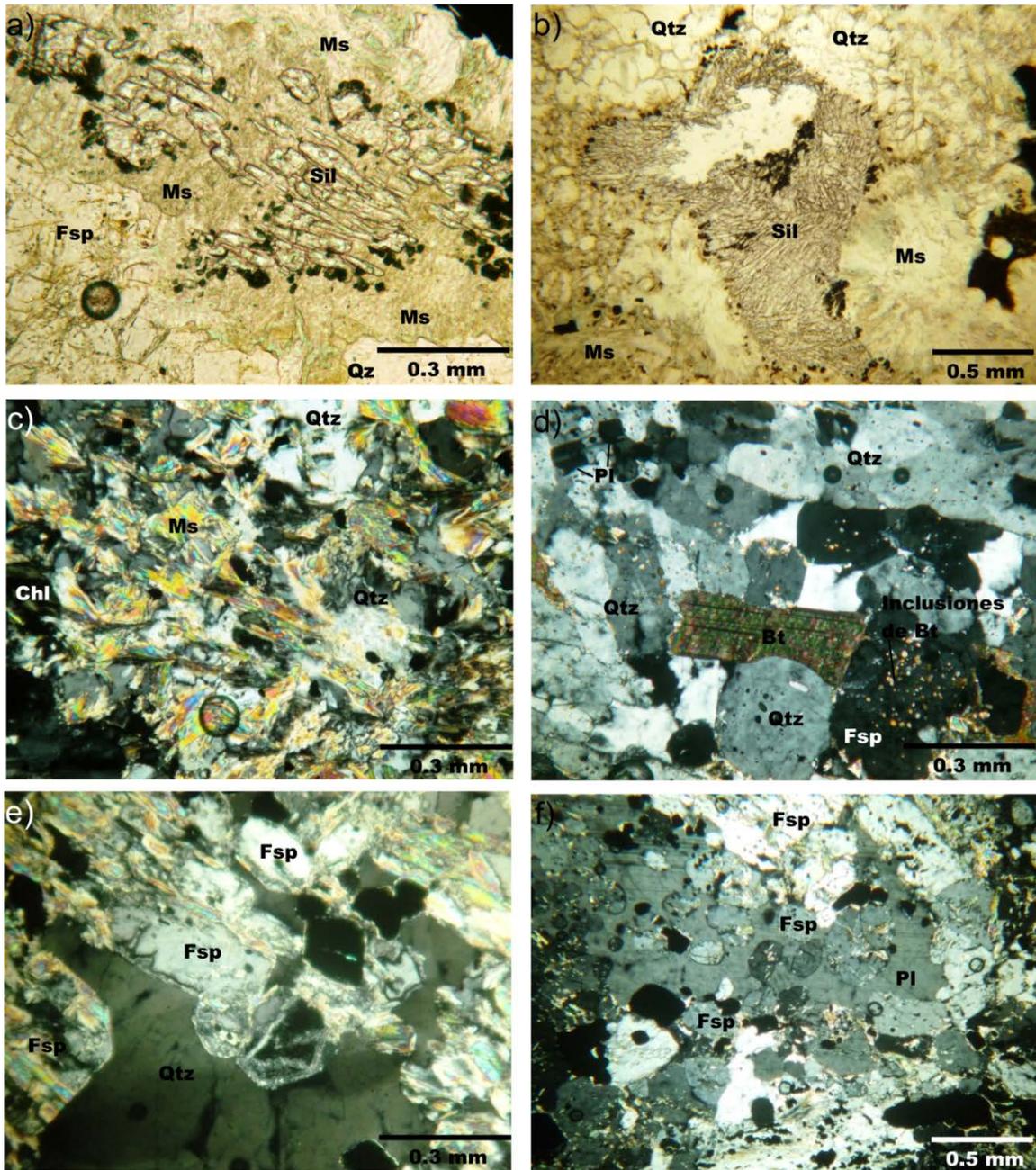


Figura 21. Diatexita pelítica. (a) En el centro se muestra en luz natural un grano relicto de silimanita, parte del contorno del grano está remplazado por moscovita. (b) Conjunto de agujas gruesas de silimanita rodeado por una matriz de muscovita. (c) Textura en nicoles cruzados decusada en muscovita remplazando al feldespato, formada durante el evento retrógrado. (d) Cuarzo cristalizado a partir del líquido residual, tiene forma redondeada con inclusiones de biotita. La biotita crece entre los espacios intergranulares. (e) Fotografía en nicoles cruzados en la que se muestran cristales euhedrales de feldespato y cuarzo en contacto. (f) Inclusiones de granos redondos de feldespato potásico dentro de un cristal de plagioclasa. Forman un intercrecimiento a partir del líquido anatético.

3.2.2.3. *Esquisto de epidota*

Este miembro de la Unidad Jocote se encontró en tres afloramientos: estación 21, 62 y 69 (Muestras R02-01, B120311-1b y R10-02, respectivamente). Tienen abundante epidota y forman parte de la secuencia metasedimentaria de la Unidad. Es un esquisto de epidota con textura granoblástica moderadamente equigranular, puede contener mica blanca definiendo la foliación (Figura 22c) y capas compuestas por listones de epidota que están intercaladas con listones de cuarzo (Figura 22a y 22b). La epidota es alotriomórfica, forma listones de agregados y tiene inclusiones de titanita. Hay actinolita diseminada. El cuarzo se encuentra formando listones compuestos de mosaicos de subgranos libre de inclusiones y típicamente tiene los bordes suturados. Hay apatitos redondos de hasta 0.5 mm de diámetro (Figura 22d).

Esta roca alcanzó condiciones de metamorfismo en facies de esquisto verde y en muestra de mano aún se pueden observar la estratificación original. La asociación mineralógica sugiere que puede tratarse de una roca vulcano sedimentaria. Este miembro de la Unidad está en condiciones metamórficas diferentes a las observadas en el mica-esquisto, por lo que su correlación con el mica-esquisto es incierta.

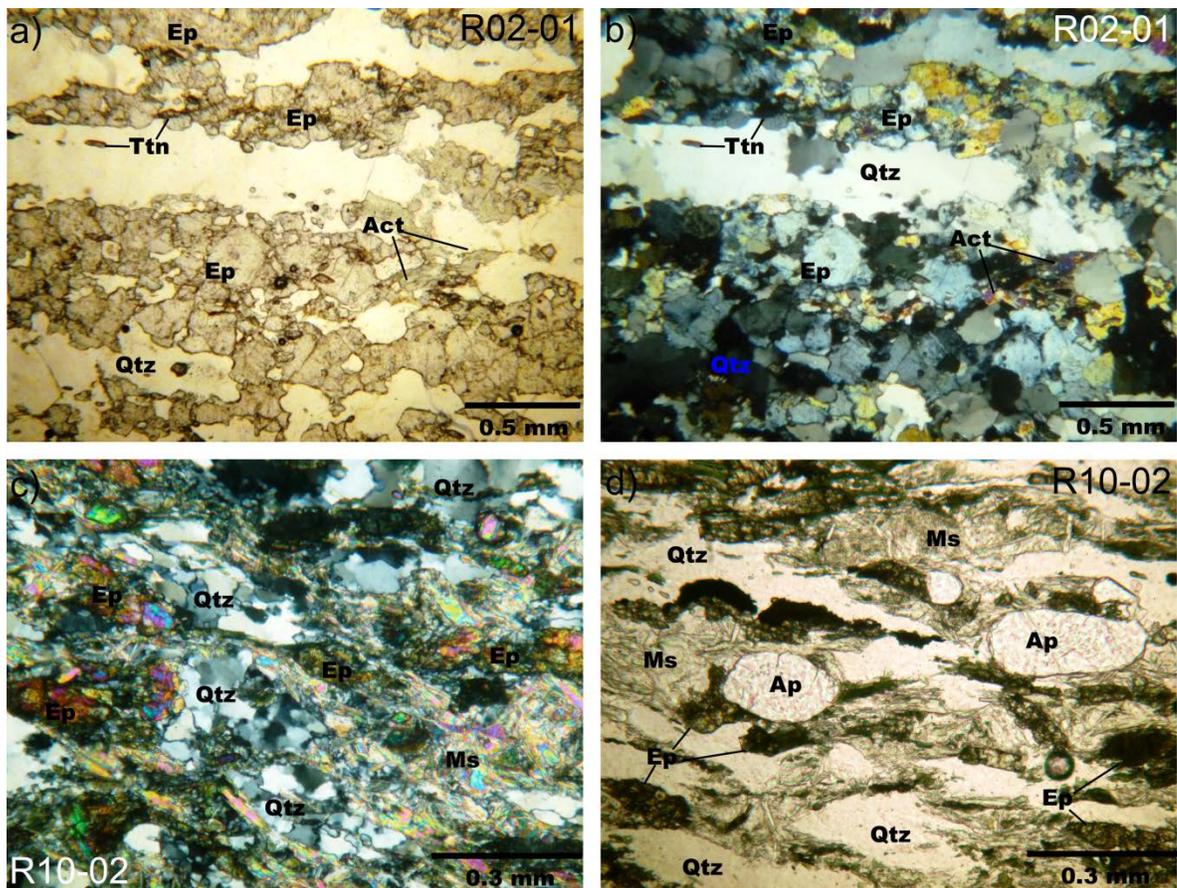


Figura 22. Muestras de la secuencia metasedimentaria de la Unidad Jocote. (a) Alternancia de capas en dominios ricos en epidota compuesto por mosaicos de granos con bordes irregulares en asociación con actinolitas bajo luz natural. La otra capa está compuesta por un listón de cuarzo monocristalino con bordes suturados. Tiene incipiente formación de subgranos. (b) Imagen anterior con nicoles cruzados. (c) En la muestra R10-02 se observa con nicoles cruzados muscovita definiendo la foliación. El cuarzo forma mosaicos de subgranos moderadamente formados. (d) Fotografía en luz natural mostrando apatitos grandes de forma redondeada y con inclusiones.

3.3 Geocronología U-Pb con LA-MC-ICPMS

Análisis de circón en 15 muestras, principalmente de rocas colectadas en afloramientos de la Unidad Candelaria (anfibilolitas, migmatitas y gneis félsico) y, en menor cantidad, de la Unidad Jocote (2 muestras). En el Apéndice 2 se presenta una tabla con los datos isotópicos obtenidos a partir de los circones analizados por LA-MC-ICPMS. A continuación, se presentan los resultados de los análisis U-Pb, representados en las figuras 23 a la 27.

3.3.1 Unidad Candelaria

Anfibolita R03-02b

Se observan cristales de circón típicamente irregular y algunos de forma subredondeada a euhedral, de acuerdo con la clasificación de morfología de circón de Corfu et al. (2003). Los cristales más pequeños (menores de 90 μm) tienen caras prismáticas y no presentan zonamiento. En dos cristales se observa baja luminiscencia en la parte del núcleo (xenocristal) y en el borde mayor luminiscencia. Se analizaron 26 disparos láser tanto en núcleos como en bordes de 23 cristales de circón. El resultado del análisis de seis cristales dio una edad de concordia de 451.1 ± 4.8 Ma (sólo se utilizaron análisis que se encontraban dentro del rango de 95-105 % de concordancia, Figura 23a y b). Las relaciones de U/Th de los circones utilizados para el cálculo de la edad de concordia tienen valores <2.1 , con excepción de un cristal que tiene una razón de 9.4. Estas razones aparentemente tienen un significado petrogenético, ya que se encuentran dentro del rango de valores para circones de origen ígneo (Belousova et al., 2002; Rubatto, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003). Sin embargo, las características morfológicas que se observan en los circones son irregulares y subredondeadas, con caras prismáticas y sin zonamiento que corresponden a circón de origen metamórfico (Corfu et al., 2003; Wu y Zheng, 2004). Por otro lado, las relaciones de campo sitúan a esta muestra muy cerca de rocas que experimentaron fusión parcial, por lo que las bajas razones U/Th pueden estar influenciadas por los fluidos de las migmatitas. La edad obtenida de los circones es interpretada como la edad de metamorfismo que

experimentó la roca. Cinco granos en la muestra tienen edades relacionadas con la orogénesis grenvilliana (~1.0 Ga). De seis análisis realizados en cinco granos, se obtienen edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~938 y 1171 Ma para los núcleos y una de 1010 Ma para el borde del núcleo más viejo (1171 Ma) (Figura 23a y b). Los granos tienen forma irregular con tamaños entre 150 y 300 μm , sin zonamiento y con recristalización local. Estas edades se atribuyen a cristales heredados de la roca que no fueron modificados o diluidos durante el evento metamórfico, tal vez debido a su gran tamaño (Watson, 1996). Una línea de discordia proyectada a partir de los dos grupo de circones da una edad de intersección superior de 1039 ± 85 Ma que puede estar relacionada con el tiempo del primer metamorfismo. La edad de intersección inferior dio 441 ± 11 Ma, la cual se encuentra dentro del rango de error de la edad de concordia obtenida.

Anfibolita R02-06

Ciento seis granos de circón fueron obtenidos. Debido a que las capas leucocráticas contenidas en la anfibolita no fueron procesadas por separado, probablemente los granos de circón provienen casi en su totalidad de esas capas y no tanto de la parte máfica. Los cristales de circón tienen tamaños entre 100 y 270 μm , forma subredondeada, ligeramente prismática y algunos con formas de reabsorción; zonas de recristalización local, con débil estructura interna, pero también hay algunos granos con núcleos xenocristalinos euhedrales y oscuros en CL. Típicamente tienen moderada intensidad de luminiscencia. Se realizaron treinta análisis en núcleos y bordes en veintinueve granos. De siete análisis dentro del rango de 94 a 105 % de concordia fueron utilizados para el cálculo de la edad de concordia, la cual dio 451.5 ± 3.4 Ma (Figura 23c y d). Esta edad es similar a las encontradas en anteriores muestras (por ejemplo la R02-03b, R02-02), por lo que se interpreta como el tiempo del metamorfismo. Un circón heredado tiene edad relacionada con la orogenia grenvilliana (~1.0 Ga); la línea de discordia da una edad de intersección superior de 1013 ± 99 Ma que se relaciona con el tiempo de cristalización de este circón (Figura 23c y d).

Anfibolita R02-02

La muestra tiene circones subredondeados, prismáticos y algunos de forma irregular. Hay granos sin zonamiento, con débil zonamiento y recristalización local. Solo unos pocos tienen núcleo y en su mayoría tienen de moderada a alta luminiscencia. Tienen un tamaño promedio entre 100 y 150 μm . Se analizó un total de veinticinco disparos láser a veinticinco

granos en el centro. De nueve análisis que se encontraban en un rango de 95 a 110 % de concordancia, se obtuvo una edad de concordia de 452.9 ± 8.8 Ma (Figura 23e). El valor U/Th de los análisis utilizados varía entre 1.2 y 5.9, sugiriendo que los circones tienen origen ígneo (Belousova et al., 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003). Sin embargo, de las relaciones de campo y del tipo de morfología que presentan los circones, su génesis está más vinculada posiblemente a un origen metamórfico que ígneo.

Anfibolita B120511-3

Solamente trece granos de circón fueron encontrados en la muestra. Tienen forma subredondeada e irregular, algunos de morfología piramidal (Pupin, 1980) y sin desarrollo de caras prismáticas. Unos cristales tienen núcleo xenocristalino, pero sin desarrollar zonamiento oscilatorio y otros recristalización local. Tiene moderada a alta luminiscencia. Se realizaron un total de 13 disparos láser en 13 centros de granos. Solo tres análisis dentro del rango de 97 a 112 % de concordancia fueron utilizados para obtener una edad de concordia de 457 ± 19 Ma (Figura 23f). Esta edad es interpretada como el tiempo de metamorfismo que experimentó la roca, sustentándola en relaciones de campo (esta unidad se encuentra en condiciones de anatexis en varias partes dentro del área de estudio), análisis en lámina delgada, la cual muestra presencia de bandas de composición félsica intercaladas en la anfibolita, y en la morfología observada en los circones que es de tipo metamórfico. Los bajos valores de U/Th de los análisis pueden deberse a la posible interacción de la roca con líquidos anatéticos.

Anfibolita B120511-2a

Se obtuvieron 45 cristales de circón de esta muestra. Los cristales tienen hábito prismático y subredondeados. Algunos cristales tienen núcleos xenocristalinos rodeados por bordes de sobrecrecimiento sin zonamiento oscilatorio. La intensidad de la luminiscencia varía de moderada a alta (principalmente en los bordes de sobrecrecimiento). Se realizaron un total de 25 disparos láser en 25 granos con y sin núcleos. De nueve análisis que se encontraban entre 93 y 107 % de concordancia se obtuvo una edad de concordia de 446.7 ± 5.9 Ma (Figura 23g). Los valores U/Th de los análisis utilizados para el cálculo de la edad varían entre 2.3 a 5.3, lo cual sugiere que los circones son de origen ígneo. No obstante, la morfología de los circones no presenta el zonamiento oscilatorio que es típico de circones de origen ígneo (Corfu et al., 2003), sino que son cristales primáticos sin zonamiento y con

bordes de sobrecrecimiento de moderada a baja intensidad de luminiscencia como los descritos por Wu y Zheng (2004) para circones metamórficos de rocas en facies de anfibolita.

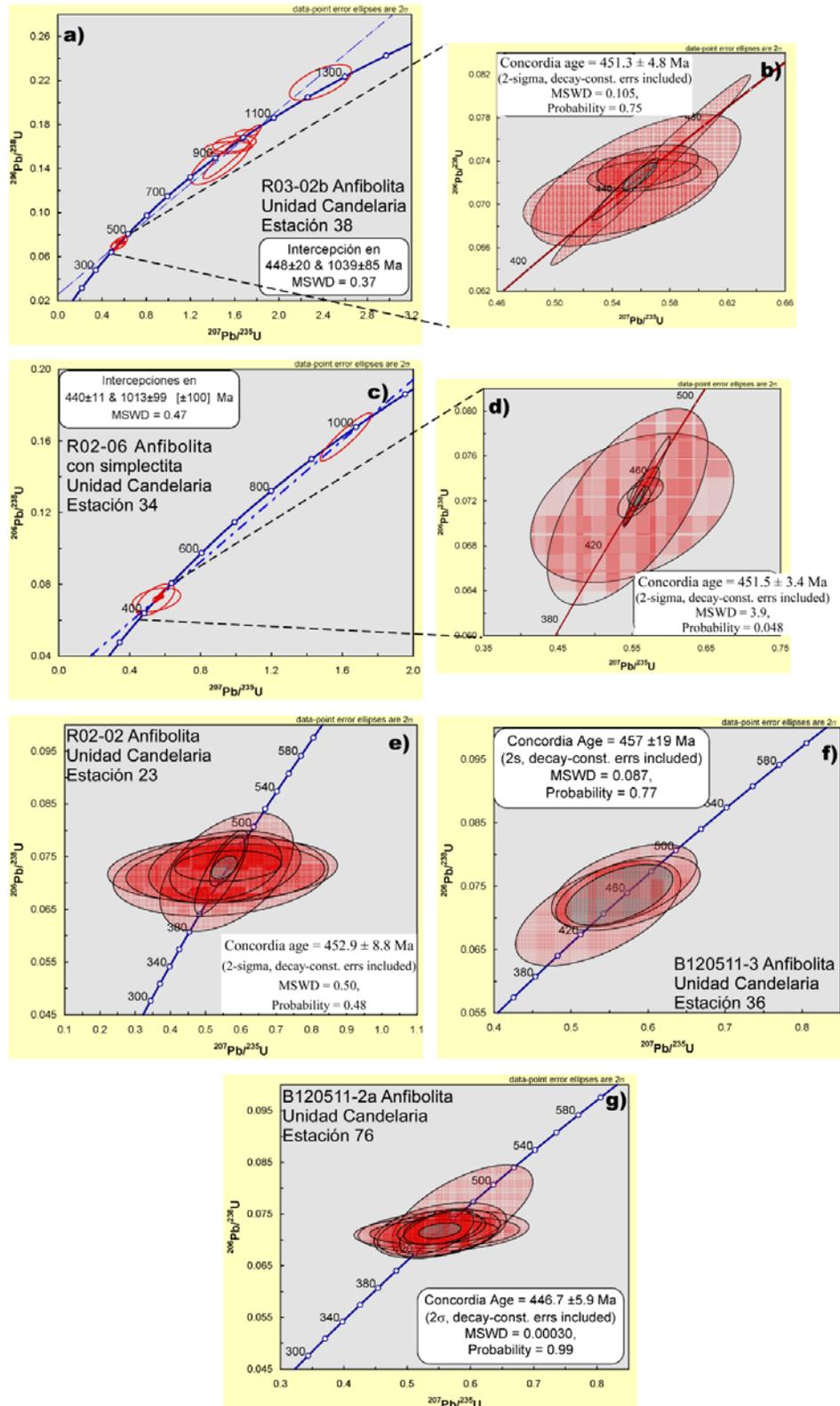


Figura 23. Diagramas de concordia de Wetherill en el que se grafican las razones isotópicas de U-Pb de los análisis de circones. (a) y (b) Diagramas para la anfibolita R03-02b. En la figura se observan las elipses de edad grenviliana correspondientes a los circones heredados. La edad de concordia de la figura (b) es interpretada como la edad del metamorfismo que experimentó la roca en facies de anfibolita. (c) y (d) Diagramas de edad para la anfibolita con textura simplectítica R02-06. La figura (d) muestra la edad de concordia del metamorfismo en la roca. e) Edad del metamorfismo de la anfibolita R02-02. (f) Edad del metamorfismo para la anfibolita B120511-3. (g) Edad de concordia para la anfibolita B120511-2a.

Migmatita R01-03

De la muestra R01-03 se obtuvieron cincuenta y dos granos de circón. Los cristales tienen tamaños entre 100 y 270 μm , forma subredondeada y prismática, con núcleos xenocristalinos y negros en intensidad de luminiscencia. Como estructura interna se observa que tienen recristalización local, bordes de sobrecrecimiento y sin zonamiento oscilatorio. Se realizaron treinta disparos láser tanto en núcleos como en bordes de grano. De nueve análisis que se encuentran entre 90 y 110 % de concordancia, se obtuvo una edad de 444.3 ± 4.3 Ma (Figura 24a y b). Esta edad se interpreta como el tiempo de cristalización de los circones a partir del líquido anatético, argumentado por el hecho que la roca es una migmatita y que en sección delgada se observaron texturas ígneas producidas por la fusión parcial. Un circón con edad discordante junto con uno que dio edad grenviliana proyectan una línea de discordia con intersección superior en 1128 ± 50 Ma (Figura 24a y b). Esta edad se interpreta como la edad promedio de los granos heredados.

Migmatita B120511-1c

De setenta granos de circón que se obtuvieron de la muestra B120511-1c, se observó una población de circones homogéneos, con tamaños entre 100 y 260 μm , principalmente de forma prismática, sin núcleos xenocristalinos, con recristalización local y con un delgado borde de sobrecrecimiento. Solo en un cristal se observa zonamiento en el borde. Se realizaron cuarenta disparos láser en cuarenta centros de granos. De siete análisis que se encontraban entre 91 y 102 % de concordancia, se obtuvo una edad de concordia de 455.2 ± 8.7 Ma (Figura 24c y d). La razón U/Th de estos análisis es alta (entre 4 y 20), indicando que los circones son de origen metamórfico, por lo que esta edad es interpretada como el tiempo de formación de los circones a partir de líquidos anatéticos durante el proceso de fusión parcial. De tres circones heredados, se obtuvieron edades relacionadas a la orogenia grenvilliana. Mediante una línea de discordia se obtuvo una edad de intersección superior en

1038 ± 98 Ma (Figura 24c y d), que se interpreta como la edad promedio de los cristales heredados.

Migmatita R04-01-1

De una población de 67 granos de circón obtenidos de esta muestra se observaron cristales de circón euhedrales con tamaños entre 120 y 350 μm, muy homogéneos, de formas prismáticas con caras cristalinas, con núcleos xenocristalinos, bordes de sobrecrecimiento y algunos bordes con zonamiento. Tienen recristalización local y moderada luminiscencia. Se realizaron cuarenta disparos láser en bordes y núcleos de granos. De veinte análisis dentro de 90 y 110 % de concordancia, se obtuvo una edad de 446.5 ± 3.8 Ma (Figura 24e). Esta edad es similar a las anteriores dentro del rango de error. Razones U/Th bajas que tienen los circones indican un origen ígneo. No obstante, esta interpretación debe tomarse con cuidado ya que: 1) los circones se extrajeron a partir de una migmatita como lo indican las texturas ígneas típicas de migmatitas y, 2) la morfología de los granos de circón es más parecida a la de circones de origen metamórfico. Se interpreta que esta edad corresponde al evento metamórfico en condiciones de anatexis durante el cual los circones cristalizaron. Análisis en cuatro núcleos heredados dieron edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ente ~901 y ~1014 Ma. La línea de discordia proyectada da una edad de intersección superior en 924 ± 85 Ma (Figura 24f), que refleja la edad promedio de los núcleos heredados.

Migmatita B120311-2c

Únicamente se obtuvieron quince granos de circón. Tienen forma subredondeada y prismática, con zonas de recristalización local, sin núcleos ni zonamiento. Se realizaron nueve disparos en las partes centrales de grano. Cuatro análisis dentro de 90 y 110 % de concordancia dieron una edad de concordia de 456 ± 20 Ma (Figura 25a y b). De manera semejante que en las muestras anteriores, esta edad se interpreta como el tiempo en que ocurrió la fusión parcial. Tres granos dieron edades heredadas, dos son concordantes y uno discordante. Una línea de discordia proyectada en los dos grupos de circones dan una edad intersección superior de 1008 Ma, la cual es interpretada como la edad promedio de granos heredados (Figura 25a y b). El grano con edades discordantes sugiere pérdida de plomo por procesos de metamorfismo. La edad de intersección inferior se encuentra en el rango de error de la edad de concordia obtenida para el tiempo del metamorfismo.

Migmatita R03-02

De nueve granos de circón obtenidos de la muestra, se observan cristales de tamaño entre 60 y 150 μm , de forma subredondeada y prismática, con núcleos xenocristalinos, sin zonamiento y con recristalización local. Se realizaron diez disparos láser tanto en núcleo como en borde de nueve cristales. De tres análisis dentro de 96 y 103 % de concordancia se obtuvo una edad de 451 ± 14 Ma (Figura 25c y d). Esta edad es semejante a las edades anteriormente descritas, por lo que también se interpreta como el tiempo en que cristalizaron los circones durante el evento de fusión parcial. De tres granos se obtuvieron edades grenvilianas. En un grano el núcleo dio una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ~ 945 Ma y en el borde ~ 901 Ma. De los dos circones restantes, uno dio edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ de ~ 961 Ma y el otro una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ de ~ 617 Ma. Esta última edad sugiere pérdida de plomo. Una línea de discordia proyectada en ambos grupos de circones dio una edad de intersección superior en 899 ± 93 Ma y una de intersección inferior en 443 ± 62 Ma (Figura 25c y d). La edad intersección superior se interpreta como la edad promedio de la población de circones heredados, la edad de intersección inferior se encuentra dentro del rango de error de la edad de concordia obtenida para el evento de anatexis.

Migmatita B120311-3

En 45 granos de circón obtenidos de la muestra, se observa una población de cristales prismáticos y subredondeados, con núcleos xenocristalinos prismáticos, recristalización local y bordes de sobrecrecimiento, de tamaño moderadamente homogéneo. Se realizaron veintiocho disparos láser en el centro de los granos. De veinte análisis se obtuvo una edad de concordia de 449.7 ± 3 Ma (solo se consideraron edades entre 90 y 110 % de concordancia, Figura 25e). Esta edad es interpretada como el tiempo en que cristalizaron los circones a partir del líquido anatético producido por la fusión parcial que experimentó la roca.

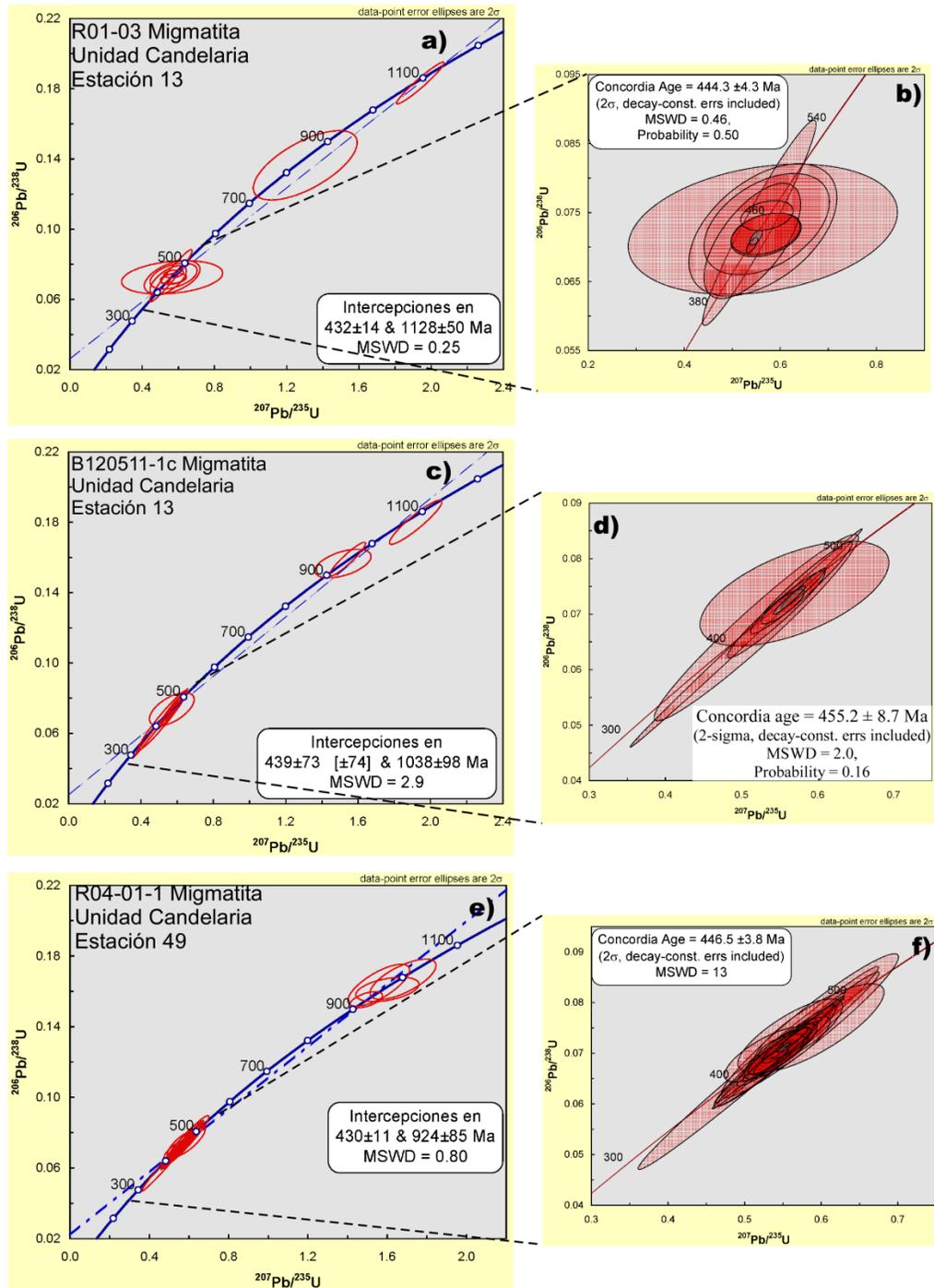


Figura 24. (a y b) Diagramas de concordia para la muestra R01-03. La figura a muestra las edades grenvianas de dos circones. En la figura (b) se muestra el tiempo del metamorfismo en la roca. (c y d) Diagramas de concordia de la muestra B120511-1c. La figura (d) muestra el tiempo del metamorfismo y en la figura (c) la línea de discordia proyectada a partir de los dos grupos de circones. (e) y (f) Diagramas de la muestra R04-01-1. En la figura (e) se observan claramente dos grupos de circones y la proyección de la discordia. En la figura (f) se muestra la edad del tiempo del metamorfismo.

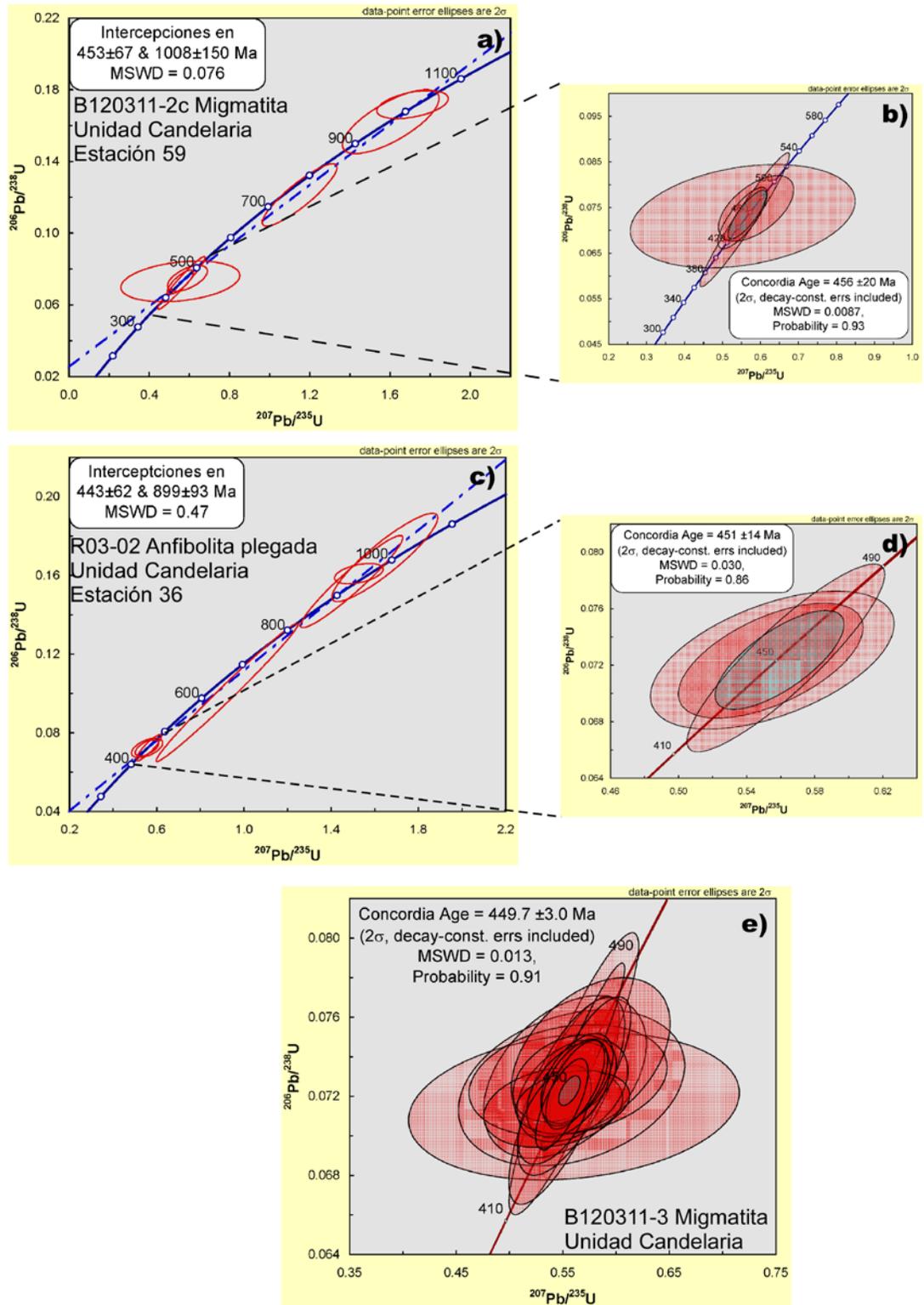


Figura 25. (a) y (b) Diagramas de concordia de la muestra B120511-2c. En la figura (a) se muestran los dos grupos de circones con los que se proyecta la línea de discordia. La figura (b) muestra la edad del evento de anatexis. (c) y (d) Diagramas de la muestra R03-02. La figura (d) muestra la edad del evento de fusión parcial. En la figura (c) está proyectada la línea de discordia a partir de los dos grupos de circones. (e) Edad de los circones de la muestra B120311-3.

Gneis félsico B120511-1b

De un grupo de cuarenta y seis granos de circón, se observan cristales moderadamente homogéneos, de forma prismática y subredondeados, tienen núcleos xenocristalinos, bordes de absorción y recristalización local. Se realizaron treinta y cinco disparos láser en núcleos de grano. Aunque las elipses de error se traslapan, se observaron dos grupos de edades neoproterozoicas (Figura 26a). Las edades de cada grupo se calcularon mediante el uso del algoritmo TuffZirc Age (Ludwig y Mundil, 2002). Un grupo dio una edad de 1011 +11.5/-10.0 Ma (Figura 26b) y el otro 960.2 +28.0/-7.0 Ma (Figura 26c). Los valores de U/Th son muy similares para ambos grupos de circones (entre 0.6-3.4). La edad más antigua es interpretada como el tiempo de cristalización ígnea y la más joven como el tiempo de un posible metamorfismo de la roca.

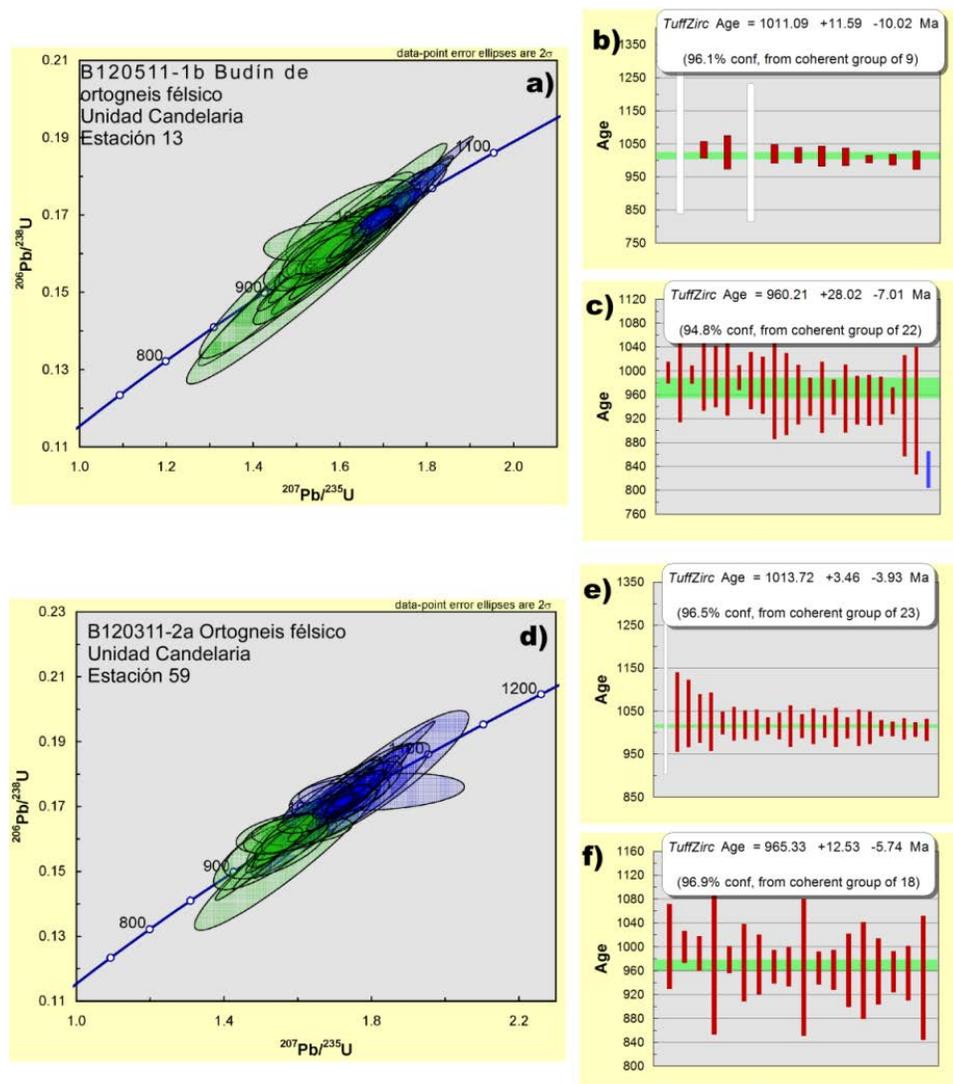


Figura 26. (a) Diagrama de concordia para la estructura de almohadilla (budín) del ortogneis félsico. (b) y (c) Mediana de las edades calculadas para los dos grupos de circones mediante el algoritmo TuffZirc Age. (d) Diagrama de concordia para el gneis félsico que está en contacto con la anfibolita. Se han separados dos grupos de edades. (e) y (f) Medianas de las edades calculadas. Estas edades son semejantes dentro del rango de error a las calculadas para el "budín" de ortogneis félsico.

Gneis félsico B120311-2a

Cuarenta y cinco granos de circón se obtuvieron de la muestra. Los cristales muestran tamaño uniforme, forma prismática, con núcleos xenocristalinos, recristalización local y delgados bordes de sobrecrecimiento. Se realizaron cuarenta y dos disparos láser tanto en núcleos como en algunos bordes. Se observaron dos grupos de circones que se traslapan ligeramente (Figura 26d). Con el algoritmo TuffZirc Age (Ludwig y Mundil, 2002), se calculó la edad promedio de cada grupo. La más antigua dio una edad de $1013 \pm 3.4-3.9$ (Figura 26e) que es interpretada como la edad de la cristalización del protolito del gneis. La segunda edad es de $965.3 \pm 12.5/-5.7$ (Figura 26f), y se interpreta que es la edad del metamorfismo. Estas edades son semejantes dentro del rango de error a las obtenidas para la muestra B120511-1b, por lo que se interpreta que el budín dentro de la migmatita forma parte del gneis félsico que está en contacto con la anfibolita.

3.3.2 Unidad Jocote

Esquisto de epidota B120311-1b

Se obtuvieron cincuenta y tres granos de circón de esta muestra. Se observan cristales de forma prismática y subredondeada, con núcleos xenocristalinos rodeados por bordes de sobrecrecimiento y sin zonamiento. Se realizaron cincuenta y tres disparos láser a núcleos y bordes de sobrecrecimiento. De nueve análisis dentro del rango de 90 a 110 % de concordancia se obtuvo una edad de 455.1 ± 3.6 Ma (Figura 27a y b). Dos granos dieron edades grenvillianas y uno más es discordante. La edad discordante puede deberse a la pérdida de Plomo radiogénico en el circón. Una línea de discordia proyectada hacia ambos grupos de circones da una edad de intersección superior de 994 ± 97 Ma (Figura 27a y b), que es interpretada como la edad de los granos heredados y una edad de intersección inferior de 452 ± 14 , la cual se encuentra dentro del rango de la edad de concordia de la Figura 27b.

En vista de que la Unidad Jocote es metasedimentaria, la edad de ~ 455 Ma puede interpretarse como: (a) la edad de la fuente de los circones detríticos más jóvenes, indicando

así una edad de depositación máxima en el Ordovícico tardío; o (b) la edad del metamorfismo. Considerando el grado metamórfico de la roca en facies de esquisto verde superior (?), siendo de grado más bajo que las otras muestras analizadas, no es factible que esta muestra tenga circón de origen metamórfico. En vista de la mineralogía de la roca con bandas ricas en epidota intercaladas con capas cuarzo-feldespáticas, es factible que este esquisto tenga como protolito una roca vulcano sedimentaria. La edad ordovícica, entonces podría corresponder a la edad del volcanismo, y consecuentemente a la edad de depositación. La relación temporal de una secuencia depositada en la superficie con las migmatitas formadas contemporáneamente a diferentes niveles corticales quedaría como un problema a resolver.

Mica-esquisto de sillimanita-granate-cordierita R09-07

En la muestra se observó una gran variedad de formas de los circones. Hay circones de forma prismática, subredondeados y fragmenados. Tienen núcleos xenocristalinos, con bordes de absorción y de sobrecrecimiento. Se realizaron 43 disparos láser tanto en núcleo como en anillos de 36 circones detríticos. De análisis que se encontraban dentro del rango de 90 a 110 % de concordancia se obtuvieron edades que van desde ~425 hasta ~1499 Ma (Figura 27c). Un circón sin núcleo heredado y un anillo de sobrecrecimiento dieron una edad de ~450 y ~425 Ma, respectivamente. Estas edades se asocian al metamorfismo de la roca. La mayoría de los análisis definen una población principal en ~1049 (Figura 27d), lo que indica que los circones provienen de una fuente grenvilliana.

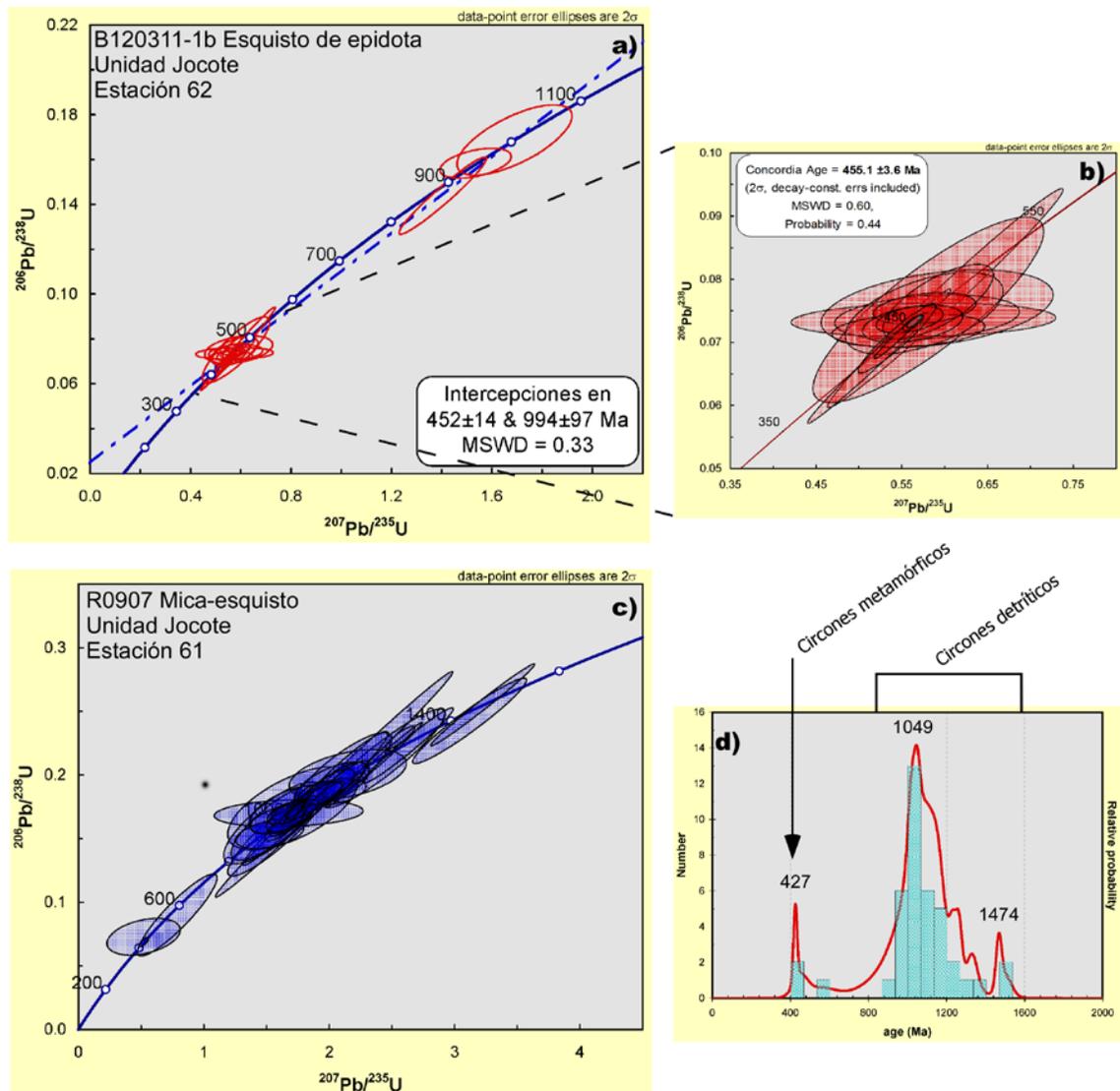


Figura 27. (a) Diagrama de concordia para la muestra B120311-1b. Se observan circones principalmente con edades ordovícicas y algunos circones con núcleos heredados. (b) Edad de concordia de la muestra B120311-1b. (c) Diagrama de concordia de la muestra R09-07. (d) Histograma de probabilidad en donde se muestran los picos de las poblaciones de circones detriticos.

4. Discusión

La cartografía geológica de esta investigación permitió localizar afloramientos de las unidades Candelaria y Jocote en condiciones de anatexis entre los poblados El Triunfo e Ixtepec (Figura 10). La presencia de migmatitas en el área de estudio representa la primer evidencia de un posible evento compresivo que afectó a las unidades Jocote y Candelaria. La progresión del metamorfismo que culminó en anatexis está muy bien registrada en las anfibolitas de la Unidad Candelaria, desde facies de anfibolita superior sin presencia de fusión parcial, metatexitas (migmatitas que preservan las estructuras pre-migmatíticas), hasta diatexitas (migmatitas donde el neosoma es dominante y hay estructuras de flujo sin-anatético) (Sawyer, 1999; 2008).

4.1. Metamorfismo en las unidades Candelaria y Jocote

En las anfibolitas sin evidencias de fusión parcial y sin simplectitas, la principal asociación mineral es hornblenda café + plagioclasa \pm apatito \pm titanita \pm rutilo \pm ilmenita. Esta paragénesis es típica en metabasitas en condiciones de facies de anfibolita o de la zona de transición de la facies de anfibolita a la facies de granulita (Figura 28a y 28b) (Spear, 1980; Yardley, 1989; Spear, 1993; Winter, 2010) y define la paragénesis del metamorfismo M_1 de la anfibolita de la Unidad Candelaria (Figura 29). Las hornblendas de color café indican altas concentraciones en Ti, en donde el Ti sustituye parcialmente a Si en coordinación 4 (Helz, 1973; Otten, 1984). De manera general la concentración de Ti aumenta con la temperatura independientemente de la composición de la roca en que se forme la hornblenda, siempre y cuando la ilmenita o el rutilo estén presentes (Helz, 1973). Es difícil poder distinguir entre una hornblenda rica en Ti de origen magmático y una de origen subsólido de alta temperatura (metamórficas) (Otten, 1984). Sin embargo, las características texturales en blastos de hornblenda (bordes irregulares, zonación e inclusiones alineadas) sugieren un origen subsólido. La temperatura de formación de hornblenda-café puede ser comparada con la temperatura de formación de ortopiroxeno y augita (Otten, 1984), por lo que se puede interpretar que las anfibolitas de la unidad Candelaria posiblemente alcanzaron condiciones cercanas a la facies de granulitas o al a menos la zona de transición anfibolita superior - granulita.

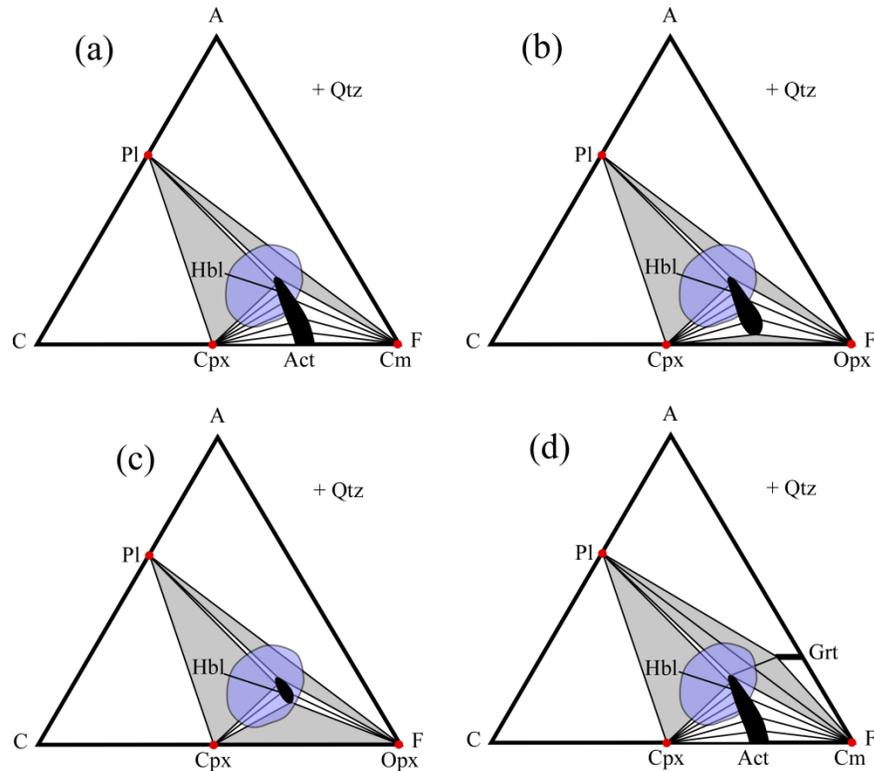


Figura 28. Diagramas ACF para metabasitas. Las figuras (a), (b) y (c) son para rocas ricas en Mg; (d) es para rocas ricas en Fe. (a) Facies de anfibolita superior; (b) Zona de transición de facies de anfibolita - facies de granulita; (c) Facies de granulita con presencia de hornblenda; (d) Facies de anfibolita superior. Diagramas modificados de Spear (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure - Temperature - Time Paths*. P. 417. El área en morado corresponde a la composición promedio para rocas máficas comunes, según Winter (2010).

La ausencia de minerales que completan las típicas paragénesis de la zona de transición anfibolita - granulita como granate o piroxeno, puede explicarse si se considera la relación entre Fe y Mg en la roca. En rocas ricas en Fe, granate y clinopiroxeno pueden aparecer desde facies de anfibolita superior en asociación con hornblenda y plagioclasa (Figura 28d), pero en rocas ricas en Mg la hornblenda reacciona lentamente dentro de un rango de temperatura de ~ 200 °C (de 650 - 850 °C) de acuerdo a: hornblenda + cuarzo = clinopiroxeno + plagioclasa + agua, y se enriquece gradualmente en Fe, Mg y Al (Figuras 28a, b y c) (Spear, 1993). Estrada-Carmona et al. (2012) encontraron en la anfibolita plegada de la Unidad Candelaria un enriquecimiento en Mg (6 % de la roca total), por lo que la asociación bifásica hornblenda - plagioclasa puede formar la paragénesis en las anfibolitas desde facies de anfibolita superior hasta facies de granulita sin presencia de piroxeno y granate.

El segundo metamorfismo es retrógrado (M_2) y se define por la presencia de hornblendas verdes y epidotas con dominios locales de simplectitas. La presencia de dominios locales de simplectitas indican que la roca experimentó una reacción retrógrada incompleta (Chalokwu y Kuehner, 1992). Las observaciones muestran que en los dominios ricos en simplectitas hay poca o ninguna presencia de plagioclasa. Si está presente, forma parte de la simplectita junto con epidota o como grano relicto rodeado por epidota (Figura 15b). La desaparición local de plagioclasa en los dominios ricos en simplectitas sugiere que la epidota creció a partir de una reacción generalizada como: anortita + H_2O = zoisita + cuarzo. Además, los blastos de epidota-zoisita con caras rectas que están en contacto con hornblenda, sugieren que la epidota-zoisita es un seudomorfo que sustituyó a cristales de plagioclasa. Los resultados obtenidos del microscopio electrónico muestran que las simplectitas en epidota son plagioclasa An_{17} (oligoclasa) y las simplectitas en anfíbol son lamelas de cuarzo. Entonces, la asociación en este paso retrógrado es hornblenda + plagioclasa (oligoclasa) + epidota-zoisita + cuarzo + ilmenita. La coexistencia de plagioclasa y epidota ubica al paso retrógrado dentro de la ventana de la facies de anfíbolita-epidota a presiones superiores a ~4 kbar (Spear, 1993) (Figura 29). La reacción retrógrada de plagioclasa a epidota requiere la presencia de agua, la cual podría explicarse como el agua liberada por la fusión de la anfíbolita y formación de líquido anatético de composición leucocrática.

El último evento impreso en la muestra también es retrógrado (M_3) hacia la facies de esquistos verde. Se identifica por la presencia de clorita, biotita verde, epidota microcristalina diseminada y de actinolita. Es evidente en las anfíbolitas libres de simplectitas, en las cuales el evento retrógrado hacia la facies de epidota - anfíbolita no está registrado. Este evento no está relacionada con el metamorfismo principal Ordovícico sino que representan un evento térmico posterior, probablemente durante el Permo-Triásico, relacionado a la intrusión de rocas ígneas del batolito de Chiapas. Esta interpretación se basa en edades isotópicas $^{40}Ar/^{39}Ar$ de biotitas en la zona que fueron abiertos isotópicamente durante el Permo-Triásico (Weber, comunicación personal).

En la Figura 29 se definen los posibles rangos de P-T en que pudieron suceder los tres eventos identificados en la Unidad Candelaria. No se cuenta con información de geobarometría ni geotermometría, por lo que las estimaciones están basadas únicamente en los análisis de petrografía. Para el metamorfismo M_1 , de acuerdo con la discusión de arriba, se sugiere que el pico térmico alcanzó los 800 °C. Una estimación de las condiciones de

presión es más compleja, por lo que se sugiere un amplio rango entre los 7 y 10 kbar. Para la primer fase retrógrada (M_2) las condiciones pueden definirse mejor. El campo donde coexiste la asociación epidota + plagioclasa + hornblenda + cuarzo es estrecho y está bien definido dentro de la ventana de la facies de anfibolita-epidota. El tercer evento (M_3) se sugiere que está en la facies de esquistos verde, pero por encima de la curva de desaparición de la epidota, ya que minerales hidratados como clorita, epidota, actinolita son observados esporádicamente en las secciones delgadas.

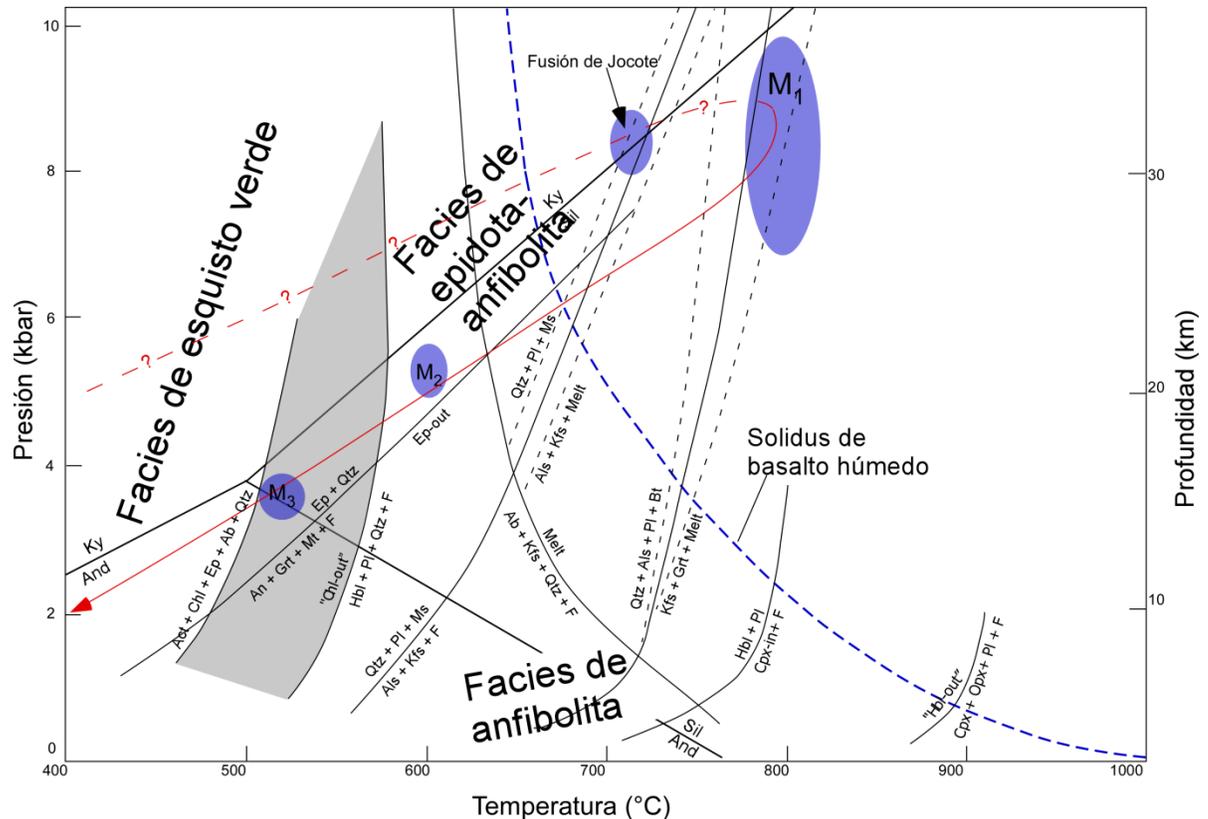


Figura 29. Diagrama petrogenético para metabasitas mostrando las principales reacciones minerales que definen el cambio de facies. Las áreas sombreadas son reacciones continuas en la transición de facies de esquistos verde - anfibolita y de facies de anfibolita - granulita. Las elipses indican el campo de las posibles condiciones en que se encontró la roca en cada metamorfismo. (M_1) indica el pico metamórfico; (M_2) corresponde a la fase retrógrada observada mediante las simplectitas; y (M_3) corresponde a el evento térmico del Permo-Triásico. Las líneas negras discontinuas con una flecha roja indican la posible trayectoria de P- T que experimentó la Unidad Candelaria. E= minerales del grupo de la epidota; F = fase fluida. Modificado de Winter (2010). Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall. P. 575. Se incluyen reacciones minerales de Spears (1993).

El mica-esquistos, de manera similar que la anfibolita, muestra condiciones de alto grado de metamorfismo. La asociación mineral sillimanita + granate + cordierita + feldespato potásico + muscovita es típica de facies de anfibolita superior en la zona de sillimanita

(Yardley, 1989; Winter, 2010). Representa el metamorfismo M_1 y se sugiere que forma parte del mismo evento que se observa en la Unidad Candelaria. La temperatura para la zona de sillimanita en metapelitas es de ~ 690 °C (Winter, 2010). Con el incremento de temperatura la muscovita presente se deshidrata y el agua que se libera en el sistema propicia las condiciones necesarias para generar fusión parcial en la metapelita (Winter, 2010). Este paso progrado se observa por la presencia de una migmatita rica en aluminosilicatos (muestra R09-01-2) que se debió formar a ~ 700 °C según la reacción cuarzo + plagioclasa + muscovita = aluminosilicatos + feldespatos potásicos + fundido (Spear, 1993) (Figura 28). Las condiciones P-T en que pudo ocurrir la fusión del mica-esquisto de la Unidad Jocote, han sido también propuestas para el Granito Rabinal en Guatemala (Solari et al., 2013). En dicho granito, la reacción de fusión por deshidratación de muscovita determina el pico térmico en ~ 750 °C y, mediante el barómetro de fengita, los autores citados determinan condiciones mínimas de presión en 8 kbar. Solari et al. (2013) concluyen que la trayectoria P-T del metamorfismo de alto grado que llegó a fusión parcial de un protolito metasedimentario fue progrado en sentido horario, similar a lo que sucede en ambientes tectónicos convergentes, como se ha sugerido en este trabajo para el metamorfismo en facies de anfibolita superior y anatexis de las unidades Candelaria y Jocote.

4.2. Origen de las migmatitas: compresión vs extensión

La localización de afloramientos de migmatitas da nuevas pistas sobre la evolución del Bloque Maya Sur durante el Paleozoico temprano. El proceso de fusión parcial se desarrolló de manera local y en grado variado de intensidad (ej.: la Estación 13 es una metatexita y la Estación 42 es una diatexita). Por ejemplo, en las estaciones 13, 42 y 49 afloran unas metatexitas y diatexitas que conservan estructuras pre-migmatíticas. Las metatexitas con intercalación de capas de anfibolita con bandas de neosoma y diatexitas con bloques absorbidos (paleosoma) dentro del fundido anatético sugieren que la anfibolita es el protolito de la migmatita. De este modo, la deformación en las anfibolitas es sin-anatética y está ligada al metamorfismo M_1 y no es pre-Ordovícica como lo han sugerido Estrada-Carmona et al. (2012).

Para poder definir el tipo de ambiente tectónico en que se pudieron haber formado las migmatitas invocamos los principales mecanismos de fusión cortical: 1) descompresión de corteza engrosada en orógenos convergentes y arcos continentales; 2) abombamiento de la

astenosfera debajo de una corteza en extensión (*rifting*); y 3) inyección masiva de magma mantélico generado por descompresión del manto (Thompson, 1999). Aquí, la discusión se enfocará en los dos primeros mecanismos. El primero porque los orógenos colisionales son el principal ambiente tectónico donde se ha reconocido la formación de migmatitas en la corteza media - inferior (Thompson y Tracy, 1979; Brown et al., 1995; Thompson y Connolly, 1995; Thompson, 1999; Brown, 2001; Sawyer, 2001; Sawyer y Brown, 2008); y el segundo porque para modelos del Paleozoico temprano el Bloque Maya se ha considerado como parte de los terrenos peri-gondwánicos que se separaron del norte de Gondwana durante la apertura del Océano Reico en el Ordovícico (Keppie y Ramos, 1999; Murphy et al., 2004; R. D. Nance y Linnemann, 2008; Murphy et al., 2010; Weber et al., 2012).

La fusión parcial y metamorfismo pueden ser causados por procesos de extensión litosférica (Thompson, 1999). En experimentos numéricos de litósfera en extensión, Loosveld (1989) muestra que en corteza delgada (~17 km de espesor) y en corteza gruesa (~35 km de espesor) se pueden alcanzar altas temperaturas (700°C) en profundidades someras, pero sólo en una corteza gruesa se produce fusión parcial en la base, aunque con volúmenes insignificantes.

En el segundo mecanismo, las zonas de colisión y arcos continentales son reconocidos como los principales ambientes tectónicos para la generación de fusión parcial en la corteza media a inferior (Brown et al., 1995). Observaciones de campo en orógenos erosionados muestran que en la corteza media a inferior se encuentran migmatitas (Brown et al., 1995; Brown, 2001, 2002). Los orógenos son típicamente precedidos por una subducción y están caracterizados por tener un evolución P-T en sentido horario durante la cual en el núcleo del orógeno se exceden las temperaturas del *solidus* húmedo del granito y eventualmente puede presentarse fusión parcial de la corteza media a inferior (Brown, 2001, 2002). Esta temperatura se encuentra por debajo de la temperatura del *solidus* del basalto, por lo que es necesaria una fuente de calor adicional para fundir metabasitas en ausencia de fluidos (Thompson y Connolly, 1995; Petford y Gallagher, 2001). El magma producido durante los procesos de subducción puede aportar el calor necesario para fundir anfibolitas (Thompson y Connolly, 1995). Considerar este mecanismo como formador de las migmatitas de la Unidad Candelaria implicaría que al menos la parte sur del Bloque Maya debió estar durante el Paleozoico temprano en un margen activo tipo arco volcánico y no en una zona de extensión. Adicionalmente, el patrón cinemático de las foliaciones que se observa en las

unidades Jocote y Candelaria relacionado al metamorfismo es característico de una estructura de pliegue, que es típicamente observado en zonas compresivas.

4.3. Edad del metamorfismo en la Unidad Candelaria con LA-MC-ICPMS en circón

Análisis detallados con LA-MC-ICPM en circón de las anfibolitas de la Unidad Candelaria muestran dos grupos de edades: (1) ~1.0 Ga y, (2) ~450 Ma. El primero documenta la cristalización del protolito del ortogneis que está intercalado con las metabasitas de la Unidad Candelaria. Por su carácter interestratificado y por la presencia de circones con edades de ~1.0 Ga en las metabasitas se sugiere que toda la secuencia que compone la Unidad Candelaria se formó hace ~1.0 Ga. El segundo grupo está relacionado con la edad del metamorfismo y anatexis que experimentó la unidad.

Basamento Grenviliano

Edades de ~1.0 Ga obtenidas en circones heredados de las anfibolitas (muestras R03-02b y R02-06) y migmatitas (muestras R03-02, R04-01-1, B120311-2c, B120511-1c) son contemporáneas con la orogenia grenviliana. Por otra parte, las edades de ~1.0 Ga y ~960 Ma del gneis félsico (muestras B120311-2a y B120511-1b) que está intercalado con la anfibolita, sugiere que ambas rocas coexistieron espacialmente durante su formación. Rocas de edad grenviliana son ampliamente reconocidas durante el amalgamiento de Rudinia (~1.0 Ga) en varias partes del mundo (Li et al., 2008). En las reconstrucciones paleogeográficas a 1.0 Ga, se ha considerado al Bloque Maya como un terreno tras-arco localizado enfrente de Amazonia (Figura 30a) (Keppie, 2004; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). Análisis isotópicos de Nd y Sr así como geoquímica de elementos traza y mayores con firma de arco volcánico en el gneis félsico y en la anfibolita (Estrada-Carmona et al., 2012), son consistentes con el modelo de Keppie (2010) para el Bloque Maya a 1.0 Ga. De esta manera, la coexistencia de la metabasita y del ortogneis félsico se pudo haber situado en la parte de la cuenca tras-arco o dentro de la corteza de arco (Figura 30b), donde hay interacción entre lavas máficas y lavas con contaminación cortical (Winter, 2010). Un ejemplo actual que ilustra el escenario tectónico en que se pudo formar la Unidad Candelaria, es observado en el arco Sunda-Banda, en Indonesia (Elburg et al., 2004; Shulgin et al., 2009) donde un hay magmatismo máfico relacionado a una zona de subducción.

La parte oeste del Bloque Maya tiene como basamento a rocas grenvilianas en condiciones de facies de granulitas (Weber y Köhler, 1999) que han sido relacionadas como parte del microcontinente proterozoico Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). A ~1.0 Ga Oaxaquia y otros terrenos (p. ej., Chortis y Avalonia) se encontraban entre las masas continentales de Amazonia y Baltica (Figura 30a). Durante la colisión de estos dos continentes (~1.0 Ga) (Solari et al., 2003), Oaxaquia fue llevada a profundidades de corteza inferior (Weber y Köhler, 1999). En las metabasitas y en los gneises de la Unidad Candelaria no se han observado características petrográficas que sugieran que la roca experimentó metamorfismo de alto grado ni circones con edades más viejas que ~1.0 Ga como se las que se han observado en todos los terrenos grenvilianos. Esto sugiere que las metabasitas de la Unidad Candelaria son nueva corteza formada a partir de un manto hace ~1.0 Ga. Entonces, por lo menos esta parte del Bloque Maya no se encontró unido al basamento del Complejo Guichicovi ni a Oaxaquia durante el Proterozoico, sino que debió encontrarse en un sitio alejado de la zona de colisión entre Amazonia y Laurentia, posiblemente sobre una zona tras-arco volcánico como se muestra en la Figura 30a.

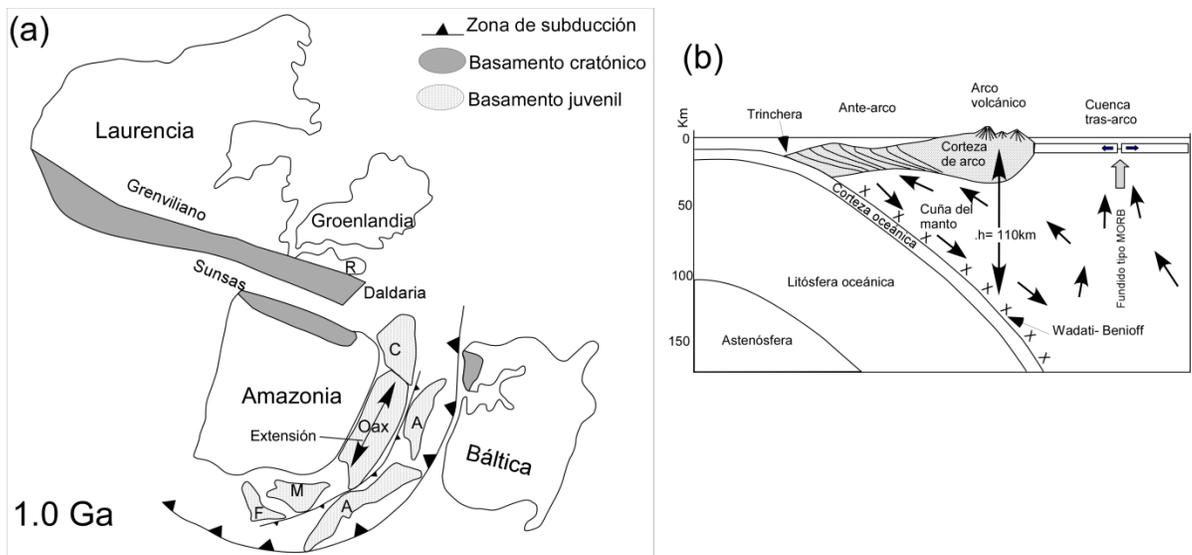


Figura 30. (a) Reconstrucción de Rudinia a 1.0 Ga. La localización de Oaxaquia y Báltica es según Solari et al. (2003). Note que hay una doble subducción en los flacos de Avalonia. El Bloque Maya solo está afectado por una subducción. Abreviaturas: R=Rockall; C= terreno Chortis; Oax= Microcontinente Oaxaquia; A= terrenos de Avalonia; M= Bloque Maya; F= Florida. Modificada de Keppie et al (2010, p 26). (b) Sección de un arco volcánico. Figura modificado de Winter (2010). Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall. P. 325.

Metamorfismo Ordovícico

Edades U-Pb en circón de once muestras (anfíbolitas y migmatitas) dieron una edad consistente de ~450 Ma. Esta edad se interpreta como el tiempo en que ocurrió el pico metamórfico de la Unidad Candelaria que alcanzó condiciones de anatexis con fusión de hornblenda.

Debido a la ausencia de datos de paleomagnetismo en el Bloque Maya sur, su localización durante el Paleozoico temprano está pobremente definida. La similitud de edad y metamorfismo entre rocas del basamento del límite oeste del Bloque Maya y las de Oaxaquia (Weber y Köhler, 1999), han permitido que algunos autores extrapolen la posición paleogeográfica pre-devónico de Oaxaquia al Bloque Maya (ej., Murphy et al., 2006). Así, para el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano, el Bloque Maya formó parte del conjunto de terrenos peri-gondwánicos (Murphy et al., 2004), en la periferia de Gondwana, al sur del Océano Reico (Murphy et al., 2004; Murphy et al., 2006; Keppie et al., 2008; Nance y Linnemann, 2008). A lo largo de este margen, la extensión ocasionada por la apertura del Océano Reico impide considerar un ambiente tectónico compresivo para el Bloque Maya sur durante este tiempo. Por otra parte, Martens et al. (2010) sugieren que durante el Cámbrico-Silúrico la parte sur del Bloque Maya se encontraba separada tanto de la parte norte de Bloque Maya (actual Plataforma de Yucatán) como del terreno Florida, lejos de la influencia del continente africano. Martens et al. (2010) proponen que durante el Ordovícico-Silúrico el fragmento sur estuvo localizado en la periferia de Gondwana a lo largo del borde oeste de Amazonia (Figura 8, Martens et al., 2010, p. 826). Al considerar la paleoposición que sugieren Martens et al. (2010) para la parte sur del Bloque Maya dentro del modelo de reconstrucción paleogeográfica de Keppie et al. (2008b) para ~480 - 440 Ma, este fragmento del Bloque Maya cambia de un régimen tectónico extensional en el margen sur del Océano Reico, a uno margen compresivo por la subducción del Océano Iapetus debajo de Gondwana (Figura 31). Este modelo se ajusta a las observaciones de campo y geocronológicas, donde, por lo menos una parte sur del Bloque Maya debió estar en un ambiente tectónico compresivo que generó fusión parcial en las unidades Jocote y Candelaria, como se discutió arriba.

En varias localidades en el sur del Bloque Maya está bien documentada la presencia de magmatismo ordovícico. Por ejemplo, en el Macizo de Chiapas se ha reconocido

magmatismo bimodal de ~470 Ma que genera diques basálticos y graníticos relacionados a procesos de fusión parcial de la corteza inferior (Estrada-Carmona et al., 2012), así como un granito tipo-S de ~473 Ma (Weber et al., 2008). Además, Estrada-Carmona et al. (2012) reportan un granito del Plutón Motozintla de ~450 Ma que, por sus similares características geoquímicas y edad, lo correlacionan con el Granito Rabinal tipo-S de Guatemala de ~460-450 Ma (Ortega-Obregón et al., 2008). Nuevas edades publicadas por Solari et al. (2013) de U-Pb en circón del Granito Rabinal arrojan una edad de ~471 Ma y redefinen su correlación con los intrusivos del Macizo de Chiapas, asociándolo al granito tipo-S de ~473 reportado por Weber et al. (2008). Por su firma geoquímica de arco volcánico, los granitos Motozintla y Rabinal se han asociado con un cinturón magmático ordovícico (Ortega-Obregón et al., 2008; Estrada-Carmona et al., 2012). No obstante, ambos grupos de investigadores sugieren que los datos geoquímicos son inconclusos y relacionan el magmatismo Ordovícico a un régimen tectónico extensional, considerando los modelos paleogeográficos para el Paleozoico temprano, donde el Bloque Maya se encuentra junto al resto de los terrenos peri-gondwánicos (Avalonia, Carolina, Oaxaquia, entre otros) experimentando rifting durante la apertura del Océano Reico (Murphy et al., 2006; Nance y Linnemann, 2008). Siguiendo el modelo propuesto en este trabajo, las firmas geoquímicas de arco volcánico observadas en los plutones ordovícicos de Chiapas y Guatemala podrían estar relacionados a la subducción de placa oceánica en el margen noroeste de Gondwana por el cierre del Océano Iapetus (Figura 31). Otro posible margen convergente para este tiempo donde pudo localizarse el Bloque Maya Sur es junto a los terrenos peri-gondwánicos de Avalonia - Carolina que fueron separados del norte de Gondwana durante el Cámbrico tardío - Ordovícico temprano (Murphy et al., 2010). Estos terrenos colisionaron con Laurentia durante el Ordovícico tardío durante la orogenia Taconica (Hibbard, 2000; Murphy et al., 2004). La localización del Bloque Maya Sur junto a los terrenos peri-gondwánicos de Avalonia-Carolina implica que las unidades metasedimentarias pre-ordovícicas deberían tener influencia detrítica de Laurentia durante su depositación. Circones detríticos de unidades metasedimentarias del sur del Bloque Maya como las unidades Baldy, San Gabriel y Jocote no muestran proveniencia de Laurentia, por lo que esta posición es dudosa. Sin embargo, no se cuenta con más información que permita localizar al Bloque Maya Sur durante el Ordovícico (p. ej., datos de paleomagnetismo).

El granito tipo-S de ~470 Ma que está emplazado en la Unidad Jocote tiene circones heredados con edades del Proterozoico medio (931, 1229 y 1491 Ma) (Weber et al., 2007), al igual que el Granito Rabinal de edad similar en Guatemala (Solari et al., 2013). Estas edades son parecidas a las que se observan en el mica-esquisto de la Unidad Jocote descrita en este trabajo. Las observaciones de campo que muestran que el mica-esquisto de la Unidad Jocote alcanzó condiciones de anatexis, hacen proponer que posiblemente la Unidad Jocote sea el protolito a partir del cual se formó el granito tipo-S durante procesos de fusión parcial debido al metamorfismo progrado. Si el granito tipo-S es producto de la fusión parcial de la Unidad Jocote, implicaría que el proceso de anatexis ocurrió hasta aproximadamente 20 Ma antes de que ocurriera en la anfibolita de la Unidad Candelaria (~450 Ma). Es por esto que el evento tectónico que se refleja en el metamorfismo ordovícico pudiera estimarse entre ~470 y ~450 Ma. La formación del Granito Rabinal, por el abundante contenido de circones heredados y su firma ϵ_{Nd} negativa, también se ha relacionado a procesos de fusión parcial de una fuente metasedimentaria (Solari et al., 2013). Además, sugieren que las condiciones del pico metamórfico que produjo la fusión estuvieron a ~750 °C, sobre la reacción de deshidratación de la muscovita. Estas condiciones son similares a las que se proponen en este trabajo para la fusión parcial del esquisto de la Unidad Jocote.

4.4. Proveniencia y correlaciones de la Unidad Jocote

Histogramas de distribución de probabilidades de edad en circones detríticos de un mica-esquisto (R09-07) de la Unidad Jocote muestra edades de proveniencia casi exclusivamente entre ~1250-950 Ma, con una fuente adicional de ~1.4 Ga. Las edades entre ~950 - 1250 Ma son contemporáneas a los eventos tectonotermales registrados en el Complejo Oaxaqueño (Keppie et al., 2001; Solari et al., 2003; Weber et al., 2010) relacionados con la Orogenia Grenviliana, durante la cual se ensambló Rodinia (Li et al., 2008). Como han propuesto Martens et al. (2010) para circones detríticos de la Unidad Baldy en las Montañas Maya en Belice, los circones grenvilianos de la muestra R09-07 pudieron provenir de una fuente local en el Bloque Maya. Por ejemplo, de unos gneises de 1046 y 1017 Ma en sur de Chiapas (Weber et al., 2005), o del basamento del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). Fuentes provenientes de Laurencia para la muestra R09-07 son descartables. Con excepción de dos granos, no hay circones con edades mayores a 1.4-1.5 Ga, los cuales son típicos de proveniencias de Amazonia (Keppie y Ramos, 1999; Weber et al., 2012). Adicionalmente,

otra fuente a considerar es el terreno Avalonia. Circones detríticos de proveniencia local en la cordillera de Avalonia tienen edades entre ~977 a ~1223 Ma (Keppie et al., 2001).

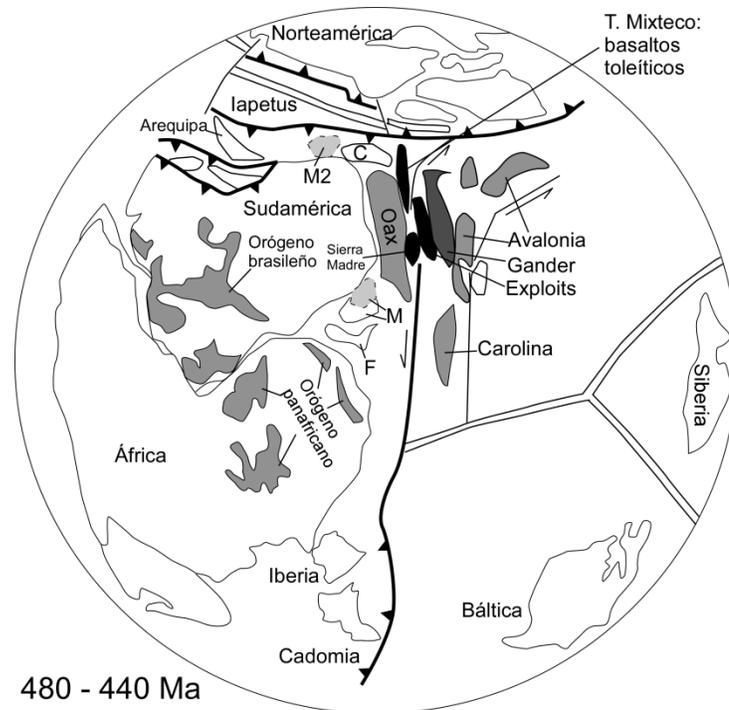


Figura 31. Reconstrucción paleogeográfica durante el Ordovícico mostrando la posición del Bloque Maya (M) junto a Florida al sur del Océano Reico según los modelos de Keppie et al. (2008b), y la posición de la parte sur del Bloque Maya (M2) propuesta por Martens et al. (2010). Abreviaturas: F=Florida; M= Bloque Maya; Oax= Oaxaquia; C= Chortis. Modificada de Keppie et al. (2008b, p 287).

El intervalo de tiempo en que se depositó la Unidad Jocote puede ser definido considerando como límites la edad de la roca subyacente y las edades de los emplazamientos en la secuencia metasedimentaria. Para la cristalización de la metabasita de la Unidad Candelaria, con este trabajo se sugiere una edad de ~1.0 Ga. De acuerdo con Estrada-Carmona et al. (2012), la Unidad Jocote sobreyace a la Unidad Candelaria. Además, observaciones de campo en este trabajo muestran que la Unidad Jocote experimentó fusión parcial junto con la anfibolita de la Unidad Candelaria durante el Ordovícico tardío por lo que debieron encontrarse juntas antes de ese tiempo. Si el contacto entre estas dos unidades no es tectónico, la edad de las metabasitas es la edad mínima en que inició la depositación de la Unidad Jocote sobre la Unidad Candelaria. La edad máxima de depositación de la Unidad Jocote está limitada por los emplazamientos de diques hace ca. 480-470 Ma (Weber et al.,

2008; Estrada-Carmona et al., 2012). De lo anterior, se sugiere que la Unidad Jocote se depositó entre los ~1000 y 480 Ma.

En una meta-arenisca de la Unidad Jocote, Weber et al. (2008), obtuvieron edades de proveniencia entre ~1.5 y 1.6 Ga y sugieren que no tiene influencia de Oaxaquia, sino que la roca fuente que aportó los sedimentos proviene de Amazonia. Las edades de circón detrítico de la meta-arenisca difieren de las edades del mica-esquistos analizado en este trabajo. Esta diferencia indica que hubo un cambio en la proveniencia de los sedimentos durante la depositación de la Unidad Jocote. Las relaciones estratigráficas entre estas dos rocas no han sido bien establecidas, por lo que es difícil saber el orden en que ocurrió el cambio de proveniencia.

Como se sugirió arriba, el mica-esquistos analizado en este trabajo tiene circones detríticos de posible proveniencia local provenientes del basamento del Bloque Maya, del microcontinente Oaxaquia o de Avalonia, mientras que la meta-arenisca proviene de Amazonia. En las distribuciones de probabilidad de edad del mica-esquistos analizado y de la meta-arenisca (Weber et al., 2008), se observa que hay ausencia de circones detríticos relacionados a la Orogenia Brasileña (750-550 Ma) (Keppie et al., 2008), por lo que durante este lapso de tiempo, la Unidad Jocote debió estar alejada de las fuentes provenientes de Amazonia o ha sido depositada antes de estos eventos tectonotérmicos. Sin embargo, de acuerdo con las edades de proveniencia de la meta-arenisca, la Unidad Jocote si llegó a tener influencia de Amazonia en algún tiempo. Se sugiere que el aporte de Amazonia ocurrió antes del inicio de la Orogenia Brasileña. Posiblemente esta parte del Bloque Maya se encontraba cerca de Amazonia durante el Proterozoico medio-tardío, antes de la separación de Laurentia y Amazonia (Li et al., 2008). Las edades en circones detríticos de la Unidad Jocote (Weber et al., 2008, y este trabajo) con circones detríticos en la Unidad Baldy en Belice (Martens et al., 2010), son similares, por lo que se sugiere una posible conexión entre estas dos unidades es sugerida. Sin embargo, se requieren más edades en circones detríticos de la Unidad Jocote para poder sostener esta hipótesis.

5. Conclusiones

Los resultados obtenidos en este trabajo permitieron obtener nueva información petrográfica, geocronológica y estructural que ofrecen propuestas sobre el origen y evolución del Bloque Maya Sur. La evolución desde el Proterozoico medio hasta el

Paleozoico temprano se resume en la siguiente forma: (1) Cristalización de los protolitos de composición basáltica junto con rocas félsicas intercaladas de la Unidad Candelaria a ~1000 Ma dentro de un posible ambiente de piso oceánico o de tras-arco, que puede explicar también la presencia de carbonatos y calcosilicatos dentro de la secuencia de la Unidad Candelaria; (2) Sedimentación de la Unidad Jocote entre los ~1000 y 500 Ma cerca de la influencia de la masa continental de Gondwana; (3) Evento metamórfico que afectó a las unidades Candelaria y Jocote durante el Ordovícico entre 470 y 450 Ma y que culminó con la fusión parcial de ambas unidades y la intrusión de plutones graníticos tipo-S y de composición intermedia.

El intervalo de tiempo en el que sucedió la depositación de la Unidad Jocote es muy amplio (~1000 a 500 Ma). Posteriores trabajos en circones detríticos de la Unidad Jocote son necesarios para acotar con mayor detalle las posibles fuentes que aportaron material a la secuencia metasedimentaria. Por otro lado, la similitud en edades de circones detríticos de la Unidad Jocote en el sur de Chiapas, con circones detríticos de la Unidad Baldy en Belice y la Unidad San Gabriel en Guatemala, sugiere una posible conexión entre estas unidades, por lo que podrían ser parte de la misma secuencia metasedimentaria formada durante el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano. Solo el grado metamórfico es diferente entre estas unidades. Pues, mientras que las unidades Baldy y San Gabriel tienen bajo grado de metamorfismo, en la Unidad Jocote se observa metamorfismo en facies de anfibolita superior.

El metamorfismo Ordovícico culminó a los ~450 Ma y afectó tanto a la Unidad Candelaria como a la Unidad Jocote a través de una trayectoria P-T en sentido horario durante un evento compresivo o convergente. Contrario a los modelos para el Paleozoico temprano donde se ha considerado que los terrenos del sur de México, incluyendo el Bloque Maya, formaron parte de los terrenos peri-gondwánicos que experimentaron extensión durante la apertura del Océano Reico (Murphy et al., 2006; Nance y Linnemann, 2008), se concluye que por lo menos el Bloque Maya Sur se encontró en el margen noroeste de Gondwana a lo largo de una zona que experimentaba compresión debido a una subducción por el cierre del Océano Iapetus durante el Ordovícico (Figura 30) o pegado a Laurencia con otros terrenos peri-gondwánicos que colisionaron como consecuencia del cierre del Océano Iapetus. La zona de subducción para el margen noroeste de Gondwana está relacionada a un arco volcánico que se ha observado desde el sur hasta el norte de los Andes (oeste de Gondwana)

durante el Neoproterozoico - Paleozoico temprano (Aceñolaza et al., 2002; Chew et al., 2007). La similitud en la edad del magmatismo y del metamorfismo entre el Bloque Maya Sur y los terrenos del norte de los Andes sugieren una posible conexión entre este fragmento del Bloque Maya y el noroeste de Gondwana durante el Paleozoico temprano.

Se recomienda hacer estudios de termobarometría en las anfibolitas de la Unidad Candelaria y mica-esquisto de la Unidad Jocote para determinar de manera cuantitativa las condiciones de P-T que alcanzaron las rocas. Para la anfibolita, el modelo de cambio de equilibrio anfíbol-plagioclasa ($NaSi \leftrightarrow CaAl$) (Spear, 1980) puede ser utilizado como geotermobarómetro. Para el mica-esquisto, el geobarómetro puede ser medido por la asociación granate-cordierita-silimanita-cuarzo (Winter, 2010). Además, estudios de paleomagnetismo que determinen la posición paleogeográfica del Bloque Maya en el Paleozoico temprano darían luz a la hipótesis planteada.

Referencias bibliográficas:

- Aceñolaza, F. G., Miller, H., & Toselli, A. J. (2002). Proterozoic–Early Paleozoic evolution in western South America—a discussion. *Tectonophysics*, 354 (1–2), 121-137.
- Bateson, J. H., & Hall, I. H. S. (1977). *The geology of the Maya Mountains, Belize*. H.M. Stationery Off.
- Belousova, E. B., Griffin, W. G., O'Reilly, S., & Fisher, N. F. (2002). Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143 (5), 602-622.
- Brown, M. (2001). Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Journal of Earth System Science*, 110 (4), 313-336.
- Brown, M. (2002). Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20 (1), 25-40.
- Brown, M., Averkin, Y. A., McLellan, E. L., & Sawyer, E. W. (1995). Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100 (B8), 15655-15679.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (6), 1040-1051.
- Chalokwu, C. I., & Kuehner, S. M. (1992). Mineral chemistry and thermobarometry of a southern Appalachian amphibolite with epidote + quartz symplectite. *American Mineralogist*, 77 (5-6), 617-630.
- Chew, D. M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M. J., Gutjahr, M., Spikings, R. A., & Mišković, A. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (5-6), 697-711.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., & Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 469-500.
- Dengo, G. (1985). Mid America; tectonic setting from the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. In A. E. M. Nairn & F. G. Stehli (Eds.), *The Ocean Basins and Margins* (Vol. 7, pp. 123-180.). Plenum Press.
- Dickin, A. P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Donnelly, T. W., Horne, S. G., Finch, R. C., & Lopez-Ramos, E. (1990). Northern Central America; The Maya and Chortis blocks. In G. Dengo & J. E. Case (Eds.), *The Caribbean region* (pp. 38). GSA.
- Elburg, M. A., van Bergen, M. J., & Foden, J. D. (2004). Subducted upper and lower continental crust contributes to magmatism in the collision sector of the Sunda-Banda arc, Indonesia. *Geology*, 32 (1), 41-44.

- 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 Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*, 54 (16), 1918-1943.
- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., & Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9 (3), Q03017.
- Hanchar, J. M., & Watson, E. B. (2003). Zircon Saturation Thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 89-112.
- Helz, R. T. (1973). Phase Relations of Basalts in their Melting Range at PH₂O = 5 kb as a Function of Oxygen Fugacity: Part I. Mafic Phases. *Journal of Petrology*, 14 (2), 249-302.
- Hibbard, J. (2000). Docking Carolina: Mid-Paleozoic accretion in the southern Appalachians. *Geology*, 28 (2), 127-130.
- Hiller, R., Weber, B., Hetch, L., Ortega-Gutiérrez, F., Shaaf, P., & Lopez-Martínez, M. (2004). The Sepultura Unit: a medium to high grade metasedimentary sequence in the Chiapas Mastiff, SE Mexico., *Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Queretaro, México. Libro de Resúmenes* (pp. 200). México: Sociedad Geológica Mexicana.
- Hoskin, P. W. O., & Schaltegger, U. (2003). The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 27-62.
- Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion year Odyssey. *International Geology Review*, 46 (9), 765-794.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., & Lopez, R. (2003). Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120 (3-4), 365-389.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B., & Nance, R. D. (2008). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461 (1-4), 277-290.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., & Lopez, R. (2001). A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, 112 (3-4), 165-181.
- 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 (1), 21-27.

- Keppie, J. D., & Ramos, V. A. (1999). Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. *Geological Society of America Special Papers*, 336, 267-276.
- 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 (1–2), 179-210.
- Loosveld, R. J. H. (1989). The synchronism of crustal thickening and low-pressure facies metamorphism in the Mount Isa Inlier, Australia 2. Fast convective thinning of mantle lithosphere during crustal thickening. *Tectonophysics*, 165 (1–4), 191-218.
- Ludwig, K. R. (2012). Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for microsoft excel. Berkeley Geochronology Center.
- Ludwig, K. R., & Mundil, R. (2002). *Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs*, in 12th Goldschmidt Conference: Geochemical et Cosmochemical Acta, 66, p. 463.
- 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 peri-Gondwanan terranes. *Geological Society of America Bulletin*, 122 (5-6), 815-829.
- Mugica-Mondragón, R. (1987). Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Macizo de Chiapas, México. Instituto Mexicano del Petróleo, Informe interno, C-2009, 47 pp.
- Murphy, J. B., Gutierrez-Alonso, G., Nance, R. D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J. D., Quesada, C., Strachan, R. A., & Dostal, J. (2006). Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, 34 (5), 325-328.
- Murphy, J. B., Keppie, J. D., Nance, R. D., & Dostal, J. (2010). Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A North America perspective. *Gondwana Research*, 17 (2–3), 482-499.
- Murphy, J. B., Pisarevsky, S., Nance, R. D., & Keppie, J. D. (2004). Neoproterozoic—Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, 93 (5), 659-682.
- Nance, R. D., & Linnemann, U. (2008). The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance. *GSA Today*, 18 (12), 4-12.
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Dostal, J. (2006). Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*, 34 (10), 857-860.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981). La evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Revista del Instituto de Geología*, 5 (2), 18.

- 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.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., & Centeno-Garcia, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23 (12), 1127-1130.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., & Morán-Ical, S. (2008). Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America–Caribbean plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 120 (5-6), 556-570.
- Otten, M. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86 (2), 189-199.
- Petford, N., & Gallagher, K. (2001). Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 193 (3–4), 483-499.
- Pompa- Mera, V. (2009). *Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México*. Tesis, Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73 (3), 207-220.
- Ragan, D. M. (1973). *Structural geology: an introduction to geometrical techniques* (Second ed.). Wiley.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184 (1–2), 123-138.
- Sawyer, E. W. (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24 (3), 269-279.
- Sawyer, E. W. (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19 (3), 291-309.
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites*: NRC Research Press.
- Sawyer, E. W., & Brown, M. (2008). *Working with migmatites*. Mineralogical Association of Canada.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Ortega-Gutiérrez, F., & Köhler, H. (2002). The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. *Contributions to Latin-America Geology*, 225, 1-23.

- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.
- Shulgin, A., Kopp, H., Mueller, C., Lueschen, E., Planert, L., Engels, M., Flueh, E. R., Krabbenhoft, A., & Djajadihardja, Y. (2009). Sunda-Banda arc transition: Incipient continent-island arc collision (northwest Australia). *Geophysical Research Letters*, 36 (10), L10304.
- Solari, L. A., García-Casco, A., Martens, U., Lee, J. K. W., & Ortega-Rivera, A. (2013). Late Cretaceous subduction of the continental basement of the Maya block (Rabinal Granite, central Guatemala): Tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 125 (3-4), 625-639.
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., & Ortega-Obregón, C. (2011). The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic - Mesozoic evolution. *Geologica Acta*, 9 (3-4), 329-350.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, 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 (1-4), 257-282.
- Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., & Schaaf, P. (2010). Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA-ICPMS, and tectonic implications. *International Geology Review*, 52 (9), 977-998.
- Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., de León, R. T., Ortega-Obregón, C., Chiquín, M., & Morán Ical, S. (2009). U-Pb zircon geochronology of Palaeozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. *Geological Society, London, Special Publications*, 328 (1), 295-313.
- Spear, F. (1980). NaSi \leftrightarrow CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72 (1), 33-41.
- Spear, F. S. (1993). *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*: Mineralogical Society of America.
- Stacey, J. S., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26 (2), 207-221.
- Steiner, M. B., & Walker, J. D. (1996). Late Silurian plutons in Yucatan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101 (B8), 17727-17735.
- Swapp, S. (2013, 2013). *Scanning Electron Microscopy (SEM)*, from http://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/SEM.html
- Thompson, A., & Tracy, R. (1979). Model systems for anatexis of pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70 (4), 429-438.

- Thompson, A. B. (1999). Some time-space relationships for crustal melting and granitic intrusion at various depths. *Geological Society, London, Special Publications*, 168 (1), 7-25.
- Thompson, A. B., & Connolly, J. A. D. (1995). Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100 (B8), 15565-15579.
- Vernon, R. H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press.
- Vernon, R. H., & Clarke, G. L. (2008). *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press.
- Vernon, R. H., & Collins, W. J. (1988). Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 16 (12), 1126-1129.
- Watson, E. B. (1996). Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. *Geological Society of America Special Papers*, 315, 43-56.
- 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 (5), 509-529.
- Weber, B., Gruner, B. B., Hecht, L., Molina Garza, R. S., & Kolher, H. (2002). El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la "Unidad La Sepultura". *GEOS*, 22 (1), 2-11.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W., 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 (2), 253-269.
- Weber, B., & Köhler, H. (1999). Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96 (3-4), 245-262.
- 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., Scherer, E. E., Schulze, C., Valencia, V. A., Montecinos, P., Mezger, K., & Ruiz, J. (2010). U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico – Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, 182 (1-2), 149-162.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., & Ruiz, J. G. (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. *Journal of Geology*, 116 (6), 21.

Weber, B., Valencia, V. A., Shaaf, 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.

Winter, J. D. (2010). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd ed.). Prentice Hall.

Wu, Y., & Zheng, Y. (2004). Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49 (15), 1554-1569.

Yardley, B. W. D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*: Longman Scientific & Technical.

Apéndice 1. Localización de las estaciones

Sistema de Coordenadas Projectadas: WGS 1984, UTM, Zona 15

Estación	Longitud	Latitud
1	550516.496	1699659.26
8	549934.729	1698699
9	549962.403	1698307.49
10	548922.45	1697769.92
11	548842.311	1698109.33
13	549325.943	1698308.34
14	549270.302	1698228.59
15	550216.712	1697342.4
16	550388.378	1697868.18
18	550698.497	1697898.72
19	550880.759	1697989.82
21	551592.688	1698324.33
23	552172.784	1699047.93
24	552469.951	1699577.32
25	552326.621	1699839.15
26	552831.69	1700492.91
27	552756.036	1700726.13
28	552525.156	1700790.86
31	552217.106	1701289.03
32	552575.212	1699539.95
33	552667.02	1699755.85
34	553306.35	1699891.16
35	553661.489	1699932.9
36	553884.762	1700375.87
37	554601.637	1700384.18
38	554737.77	1700907.7
41	554520.062	1701302.07
44	555652.89	1701031.55
45	555996.608	1701349.84
46	556425.989	1701741.35
47	553716.084	1693957.76
48	553369.122	1697792.44
49	553186.329	1697934.1

51	552380.324	1696014.31
52	560094.299	1693738.86
53	558253.451	1694935.43
54	562060.524	1697930.73
55	563475.874	1698849.34
56	563766.005	1698724.03
57	563924.948	1698689.07
58	564159.046	1698645.47
59	562458.714	1699131.96
60	560970.946	1700848.04
61	562137.255	1701740.48
62	561493.903	1702750.88
66	565080.344	1701558.3
67	564530.258	1701398.58
68	563013.297	1700821.43
69	562704.483	1700723.25
70	553375.54	1696871.6
71	553498.518	1698002.34
73	552576.852	1699289.97
74	555059.075	1700728.16
76	554859.185	1700846.05
77	543282.248	1698913.5
78	543927.295	1698900.33
79	557048.97	1696712.2
80	557042.42	1699377.95
81	556624.252	1699654.57
82	559068.614	1701523.39
83	563997.533	1701167.03
84	561323.025	1702441.81
85	561055.401	1700972.15
87	569121.525	1693746.21
88	568962.96	1694001.26
89	567869.153	1697274.45

Apéndice 2. Datos Isotópicos de los Análisis de Geocronología por LA-MC-ICPMS

Muestra	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	Radios isotópicos					Edades Aparentes (Ma)					Conc (%)	
				207Pb*/235U*	206Pb*/238U	error	206Pb*/238U*	207Pb*/235U	206Pb*/207Pb*						
				±σ %	±σ %	corr.	Ma ±1σ	Ma ±1σ	Ma ±1σ						
B120311-1b-16	573	148068	4.6	0.5235	6.5	0.0677	6.5	0.99	422.4	26.4	427.5	22.8	455.1	19.4	92.8
B120311-1b-44	18	13390	0.9	0.5348	21.7	0.0685	7.7	0.35	427.0	31.6	435.0	77.1	477.7	454.0	89.4
B120311-1b-53r	592	195257	2.2	0.5444	3.4	0.0706	3.2	0.94	439.5	13.5	441.3	12.1	451.1	26.0	97.4
B120311-1b-52r	1061	352232	38.6	0.5453	2.0	0.0708	2.0	0.97	441.0	8.4	441.9	7.3	446.5	10.2	98.8
B120311-1b-32	48	1499	0.5	0.6197	20.9	0.0710	4.8	0.23	442.1	20.7	489.7	81.4	718.8	435.8	61.5
B120311-1b-49	96	27195	0.9	0.5576	6.5	0.0719	1.5	0.23	447.3	6.6	449.9	23.7	463.4	140.8	96.5
B120311-1b-21	55	11635	0.8	0.5302	7.1	0.0720	2.2	0.31	448.0	9.5	431.9	25.1	347.1	154.0	129.0
B120311-1b-23	56	18529	0.8	0.5062	9.3	0.0721	3.3	0.35	448.6	14.3	415.9	31.9	237.9	201.7	188.6
B120311-1b-27	51	19529	1.1	0.5797	5.8	0.0723	1.8	0.32	450.2	8.0	464.3	21.7	534.3	120.8	84.3
B120311-1b-30	45	20288	1.3	0.5414	13.7	0.0725	1.5	0.11	450.9	6.4	439.3	49.1	378.9	308.7	119.0
B120311-1b-35	63	37085	1.3	0.5625	4.2	0.0729	1.7	0.39	453.4	7.2	453.2	15.5	451.8	86.5	100.4
B120311-1b-18	67	15578	1.4	0.5396	7.5	0.0730	4.8	0.64	454.4	21.3	438.1	26.9	353.5	130.9	128.5
B120311-1b-15	522	161708	4.4	0.5636	0.9	0.0731	0.7	0.78	454.6	3.1	453.8	3.3	450.2	12.3	101.0
B120311-1b-24	24	6437	0.9	0.5531	24.5	0.0733	5.6	0.23	455.7	24.7	447.0	88.9	402.4	541.4	113.3
B120311-1b-42	53	20254	0.9	0.5751	11.0	0.0735	1.5	0.14	457.0	6.6	461.3	40.7	482.7	240.5	94.7
B120311-1b-29	139	191576	0.8	0.5588	2.9	0.0735	1.2	0.42	457.4	5.3	450.7	10.4	416.8	57.8	109.8
B120311-1b-19	79	22627	0.8	0.5566	8.4	0.0735	2.9	0.35	457.5	12.9	449.3	30.5	407.5	176.5	112.3
B120311-1b-11	39	29583	0.8	0.5792	7.6	0.0739	2.0	0.26	459.5	8.7	464.0	28.3	485.9	162.0	94.6
B120311-1b-39	106	22950	0.8	0.5573	4.2	0.0741	1.8	0.42	460.5	7.9	449.8	15.3	395.3	85.3	116.5
B120311-1b-28	103	106031	1.1	0.5759	6.5	0.0745	3.6	0.55	463.4	15.9	461.8	24.2	454.1	121.2	102.0
B120311-1b-12	50	22632	0.8	0.5321	11.3	0.0750	1.7	0.15	466.5	7.6	433.2	40.0	259.8	258.2	179.5
B120311-1b-47	170	34664	1.6	0.5809	9.4	0.0751	8.0	0.85	466.7	36.0	465.0	35.2	457.0	111.4	102.1
B120311-1b-37	42	10458	1.5	0.5910	9.3	0.0753	3.3	0.36	467.9	15.1	471.5	35.2	489.4	192.7	95.6
B120311-1b-46	181	73759	0.6	0.5765	4.2	0.0753	1.4	0.32	468.0	6.1	462.2	15.8	433.5	89.6	108.0
B120311-1b-06	173	130197	1.0	0.5921	4.4	0.0764	3.2	0.72	474.6	14.5	472.2	16.7	460.9	68.2	103.0
B120311-1b-38	20	7194	1.4	0.4733	27.7	0.0764	5.8	0.21	474.8	26.5	393.5	90.4	-60.3	669.9	NA
B120311-1b-05	224	76342	1.1	0.6007	9.3	0.0770	9.2	0.99	478.0	42.5	477.7	35.5	476.4	30.4	100.3

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
B120311-1b-25	105	24744	0.9	0.5765	7.9	0.0774	6.5	0.83	480.4	30.3	462.2	29.2	372.8	98.9	128.9
B120311-1b-03	136	41804	1.1	0.6287	6.8	0.0815	6.5	0.95	505.1	31.5	495.3	26.7	450.0	47.2	112.3
B120311-1b-31	75	22334	1.0	0.6429	8.0	0.0833	4.9	0.62	516.1	24.5	504.1	31.9	450.2	140.4	114.6
B120311-1b-14	350	119866	6.6	0.7344	7.0	0.0836	5.4	0.77	517.9	26.8	559.1	30.0	730.8	93.8	70.9
B120311-1b-41	198	79830	0.9	0.6414	6.2	0.0842	5.6	0.91	520.9	28.2	503.2	24.6	423.6	57.1	122.9
B120311-1b-43	140	41047	1.7	0.6500	3.6	0.0851	3.1	0.84	526.3	15.5	508.5	14.5	429.2	43.8	122.6
B120311-1b-48	92	44993	1.6	0.7148	8.9	0.0918	7.9	0.89	566.3	43.0	547.6	37.5	470.2	87.7	120.4
B120311-1b-13	116	13895	1.4	0.7698	3.1	0.0930	2.0	0.65	573.1	11.1	579.7	13.7	605.5	51.2	94.6
B120311-1b-22	87	47568	1.8	0.7484	6.6	0.0931	5.0	0.76	574.1	27.2	567.3	28.5	540.1	94.0	106.3
B120311-1b-45	98	78359	1.8	1.1449	12.1	0.1168	11.5	0.95	712.2	77.6	774.8	65.9	960.0	78.6	74.2
B120311-1b-07	67	53119	2.1	1.5347	3.8	0.1583	1.7	0.45	947.4	15.1	944.4	23.3	937.3	69.1	101.1
B120311-1b-04	341	208140	4.2	1.4038	5.1	0.1439	4.9	0.96	866.5	39.6	890.5	30.1	950.6	27.8	91.2
B120311-1b-10	67	14729	1.8	1.6893	5.5	0.1687	3.8	0.69	1004.8	35.4	1004.5	35.4	1003.7	81.9	100.1
B120311-2a-37	58	62955	1.7	1.5354	4.3	0.1576	3.5	0.81	943.5	30.7	944.7	26.6	947.3	52.2	99.6
B120311-2a-16	106	63606	1.5	1.5483	1.7	0.1583	1.3	0.76	947.5	11.4	949.8	10.6	955.1	22.9	99.2
B120311-2a-13	225	214013	9.3	1.5523	4.6	0.1586	4.5	0.98	948.7	40.1	951.4	28.6	957.6	17.2	99.1
B120311-2a-19	111	60347	1.4	1.5817	2.0	0.1615	1.5	0.74	965.2	13.6	963.0	12.7	958.0	27.8	100.8
B120311-2a-23	294	230307	2.8	1.5730	6.6	0.1549	6.1	0.93	928.6	53.0	959.6	40.7	1031.4	47.0	90.0
B120311-2a-21	85	51159	2.1	1.6134	1.7	0.1646	0.7	0.44	982.3	6.8	975.4	10.5	960.1	30.8	102.3
B120311-2a-38	160	134991	2.7	1.5675	2.8	0.1599	2.7	0.96	956.1	23.9	957.5	17.4	960.6	16.7	99.5
B120311-2a-15	55	46638	1.8	1.5683	3.0	0.1613	1.6	0.52	963.9	13.9	957.8	18.7	943.8	52.8	102.1
B120311-2a-04	72	64431	2.0	1.5421	3.7	0.1570	2.4	0.66	939.8	21.4	947.4	23.0	964.9	57.4	97.4
B120311-2a-14	211	244636	16.5	1.5684	2.4	0.1596	2.2	0.94	954.3	19.8	957.8	14.7	965.8	16.3	98.8
B120311-2a-25	61	55597	1.8	1.5701	3.5	0.1616	1.6	0.45	965.8	14.1	958.5	21.9	941.8	64.7	102.5
B120311-2a-24	70	44884	1.4	1.5860	3.2	0.1624	2.8	0.88	969.8	25.1	964.7	19.8	953.2	31.2	101.7
B120311-2a-10	98	34304	2.1	1.6854	3.6	0.1709	3.2	0.89	1016.9	30.0	1003.0	22.7	972.8	32.4	104.5
B120311-2a-35	230	138045	1.5	1.5704	3.8	0.1588	3.7	0.99	950.2	33.0	958.6	23.5	977.9	11.2	97.2
B120311-2a-05	38	27835	0.6	1.6114	3.4	0.1625	1.2	0.34	970.9	10.6	974.7	21.5	983.2	65.7	98.8
B120311-2a-20	257	167661	1.9	1.6453	1.8	0.1655	1.6	0.92	987.4	14.9	987.7	11.2	988.4	14.5	99.9

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
B120311-2a-36	233	247461	2.1	1.6577	2.4	0.1659	2.3	0.96	989.4	20.8	992.5	15.0	999.4	13.4	99.0
B120311-2a-41	137	113441	1.4	1.6868	5.2	0.1688	4.9	0.94	1005.3	45.5	1003.6	33.1	999.8	35.7	100.5
B120311-2a-02	163	157813	2.2	1.7745	1.7	0.1771	1.6	0.93	1051.2	15.5	1036.2	11.2	1004.5	12.7	104.6
B120311-2a-39	169	146032	2.4	1.6932	1.3	0.1696	0.8	0.63	1009.7	7.7	1006.0	8.4	997.8	20.7	101.2
B120311-2a-09	358	329705	2.3	1.7136	0.9	0.1709	0.7	0.73	1016.8	6.1	1013.6	5.7	1006.8	12.3	101.0
B120311-2a-32	226	229787	2.7	1.6970	1.3	0.1704	1.0	0.77	1014.6	9.6	1007.4	8.5	991.9	17.2	102.3
B120311-2a-08	313	323308	1.9	1.7243	2.0	0.1717	2.0	0.97	1021.6	18.5	1017.6	12.9	1009.0	9.3	101.2
B120311-2a-40	98	73086	5.2	1.7027	2.9	0.1732	2.8	0.97	1029.5	26.8	1009.6	18.7	966.5	15.6	106.5
B120311-2a-03	201	154124	2.0	1.7264	2.3	0.1719	2.0	0.89	1022.4	18.9	1018.4	14.5	1009.8	21.1	101.2
B120311-2a-07	340	141371	1.6	1.7266	5.8	0.1719	5.8	0.99	1022.5	54.7	1018.5	37.4	1009.9	12.2	101.2
B120311-2a-33	133	74955	2.7	1.7289	4.3	0.1720	4.1	0.97	1023.4	38.9	1019.3	27.4	1010.7	22.6	101.3
B120311-2a-22	128	139950	2.4	1.7273	0.8	0.1717	0.5	0.60	1021.4	4.5	1018.7	5.1	1013.0	12.9	100.8
B120311-2a-11	52	40389	1.5	1.7135	3.2	0.1734	1.6	0.51	1030.8	15.6	1013.6	20.6	976.7	56.4	105.5
B120311-2a-28	240	218815	2.5	1.6882	1.6	0.1677	1.4	0.90	999.6	12.9	1004.1	9.9	1013.7	13.9	98.6
B120311-2a-01	118	66584	2.5	1.7333	1.6	0.1722	1.1	0.67	1024.3	10.1	1021.0	10.3	1013.8	24.1	101.0
B120311-2a-27	63	33611	1.8	1.6526	2.3	0.1703	1.7	0.72	1014.0	15.5	990.6	14.4	938.9	32.3	108.0
B120311-2a-12	315	250700	5.9	1.7162	1.6	0.1705	1.5	0.95	1014.6	14.1	1014.6	10.2	1014.6	9.9	100.0
B120311-2a-06	134	195440	2.4	1.7671	1.6	0.1754	1.3	0.83	1041.6	12.5	1033.4	10.2	1016.2	18.0	102.5
B120311-2a-29	231	240217	1.6	1.7328	3.3	0.1719	3.2	0.97	1022.4	30.7	1020.8	21.6	1017.2	16.6	100.5
B120311-2a-43	149	140322	1.6	1.7503	2.1	0.1734	1.9	0.89	1031.0	17.7	1027.3	13.5	1019.5	19.7	101.1
B120311-2a-26	234	193889	6.0	1.7196	1.1	0.1702	0.9	0.82	1013.4	8.8	1015.9	7.4	1021.2	13.4	99.2
B120311-2a-42	73	120196	1.6	1.7607	2.8	0.1741	2.3	0.80	1034.5	21.7	1031.1	18.3	1024.0	34.0	101.0
B120311-2a-17	114	100348	1.2	1.7319	1.9	0.1706	1.4	0.70	1015.2	12.7	1020.5	12.5	1031.9	28.3	98.4
B120311-2a-18	107	61028	2.1	1.7797	4.1	0.1743	3.6	0.88	1035.5	34.3	1038.1	26.6	1043.5	39.4	99.2
B120311-2a-34	120	85972	2.2	1.8324	5.2	0.1791	4.6	0.90	1062.3	45.2	1057.2	33.9	1046.6	46.3	101.5
B120311-2a-30	28	19879	2.0	1.8279	5.0	0.1744	1.3	0.27	1036.3	12.8	1055.5	33.0	1095.6	97.1	94.6
B120311-3-12	92	7432	1.3	0.1274	19.8	0.0166	8.1	0.41	106.1	8.5	121.8	22.7	439.7	404.8	NA
B120311-3-22	77	16403	1.0	0.5619	8.5	0.0694	3.5	0.41	432.4	14.7	452.7	31.1	557.2	169.3	77.6
120311-3-26	257	72297	0.8	0.5431	2.6	0.0710	1.4	0.56	442.4	6.2	440.5	9.2	430.4	47.8	102.8

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
B120311-3-23	97	25150	0.7	0.5419	4.9	0.0714	1.2	0.24	444.7	5.0	439.7	17.6	413.4	106.9	107.6
B120311-3-20	43	28380	0.9	0.5612	11.3	0.0715	2.1	0.19	444.9	9.1	452.3	41.2	490.0	245.0	90.8
B120311-3-24	79	56768	0.7	0.5686	4.8	0.0715	1.9	0.39	445.0	8.1	457.1	17.8	518.2	98.0	85.9
B120311-3-06	125	33939	0.7	0.5500	1.8	0.0716	1.3	0.72	445.7	5.6	445.0	6.6	441.2	28.4	101.0
B120311-3-19	139	46291	0.6	0.5599	3.9	0.0717	0.9	0.23	446.2	3.9	451.4	14.2	478.2	83.6	93.3
B120311-3-08	232	48770	0.9	0.5519	3.8	0.0718	3.0	0.78	446.9	13.0	446.3	13.8	443.2	53.0	100.8
B120311-3-05	101	28878	0.8	0.5402	5.5	0.0722	1.4	0.26	449.3	6.3	438.6	19.5	382.8	119.0	117.4
B120311-3-16	105	46257	0.7	0.5600	3.8	0.0723	1.5	0.39	449.9	6.4	451.5	13.8	460.0	77.4	97.8
B120311-3-07	135	50069	0.7	0.5562	2.9	0.0723	1.3	0.47	450.0	5.9	449.0	10.4	444.0	56.5	101.3
B120311-3-01	61	19963	0.7	0.5589	7.8	0.0724	2.2	0.29	450.6	9.7	450.8	28.2	451.6	165.1	99.8
B120311-3-11	162	42309	0.7	0.5585	3.7	0.0725	2.5	0.69	451.1	11.1	450.5	13.3	447.6	58.8	100.8
B120311-3-17	61	15240	0.7	0.5345	9.3	0.0725	2.7	0.29	451.2	11.8	434.8	32.8	348.4	200.8	129.5
B120311-3-13	210	62860	0.7	0.5623	2.0	0.0726	1.3	0.63	451.6	5.5	453.1	7.3	460.2	34.2	98.1
B120311-3-15	179	67800	0.7	0.5619	2.3	0.0727	1.2	0.54	452.2	5.4	452.8	8.3	455.5	42.1	99.3
B120311-3-25	53	20172	0.9	0.5557	6.8	0.0728	1.6	0.23	453.0	6.9	448.7	24.8	427.0	148.4	106.1
B120311-3-18	138	48501	0.7	0.5640	2.4	0.0729	1.3	0.52	453.5	5.6	454.1	9.0	457.5	46.4	99.1
B120311-3-03	100	64256	0.8	0.5766	5.4	0.0729	4.1	0.77	453.5	18.2	462.3	20.1	506.2	76.1	89.6
B120311-3-09	97	47449	0.9	0.5526	3.6	0.0729	1.2	0.35	453.5	5.4	446.7	12.9	411.6	74.9	110.2
B120311-3-28	71	24984	1.0	0.5462	3.4	0.0729	1.5	0.45	453.9	6.7	442.5	12.1	383.6	67.7	118.3
B120311-3-10	97	53473	0.8	0.5528	5.6	0.0730	2.3	0.41	454.0	10.1	446.8	20.3	410.1	114.7	110.7
B120311-3-02	160	35475	0.8	0.5611	4.4	0.0731	4.0	0.91	454.9	17.5	452.3	16.1	438.8	41.7	103.7
B120311-3-21	54	13624	1.0	0.5460	9.7	0.0732	3.5	0.36	455.2	15.5	442.4	35.0	376.0	204.9	121.1
B120311-3-14	279	102788	0.8	0.5763	2.7	0.0735	1.9	0.71	457.4	8.5	462.1	10.1	485.3	42.0	94.3
B120311-3-27	391	110633	0.9	0.5695	2.8	0.0740	2.6	0.94	460.0	11.6	457.7	10.3	445.9	21.1	103.2
B120311-3-04	92	37356	0.9	0.5769	5.3	0.0740	2.2	0.41	460.3	9.7	462.5	19.6	473.3	106.3	97.3
B120511-1b-33	56	42677	1.9	1.3168	4.9	0.1380	2.0	0.40	833.5	15.5	853.1	28.3	904.4	92.5	92.2
B120511-1b-18	49	32170	1.5	1.5494	3.3	0.1631	1.3	0.39	974.2	11.7	950.3	20.3	895.1	62.5	108.8
B120511-1b-17	42	23054	1.5	1.6247	3.7	0.1680	2.7	0.72	1000.9	24.8	979.8	23.5	932.8	53.5	107.3
B120511-1b-22	80	73448	1.7	1.5643	2.6	0.1615	2.0	0.78	965.0	18.0	956.2	15.9	936.0	32.8	103.1

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
B120511-1b-05	61	47009	2.1	1.5472	3.3	0.1594	2.3	0.72	953.5	20.7	949.4	20.1	939.7	46.6	101.5
B120511-1b-15	108	130284	2.5	1.5239	6.6	0.1569	6.3	0.95	939.6	54.9	940.0	40.6	941.2	42.5	99.8
B120511-1b-06	422	481019	2.4	1.4615	1.4	0.1499	1.3	0.92	900.3	11.1	914.6	8.6	949.3	11.2	94.8
B120511-1b-12	59	30431	1.5	1.5936	2.5	0.1634	2.2	0.91	975.4	20.2	967.7	15.4	950.2	21.3	102.7
B120511-1b-04	95	59605	1.9	1.5598	7.5	0.1597	7.4	0.98	954.9	65.4	954.4	46.4	953.2	28.6	100.2
B120511-1b-26	196	110314	3.2	1.5543	3.1	0.1589	3.0	0.97	950.9	26.9	952.2	19.3	955.2	14.8	99.5
B120511-1b-29	103	62171	1.8	1.5408	2.4	0.1576	1.9	0.79	943.2	16.8	946.8	14.8	955.2	29.9	98.7
B120511-1b-24	99	198218	1.5	1.6226	2.6	0.1656	2.3	0.89	987.7	21.3	979.0	16.5	959.6	24.9	102.9
B120511-1b-10	76	38287	1.6	1.5635	2.7	0.1595	2.1	0.79	953.7	19.1	955.9	16.9	960.8	34.5	99.3
B120511-1b-27	77	128435	2.0	1.6023	3.2	0.1626	2.4	0.75	971.4	21.6	971.1	19.9	970.6	42.7	100.1
B120511-1b-21	82	107253	1.3	1.5888	2.0	0.1609	1.6	0.81	961.5	14.6	965.8	12.6	975.6	24.0	98.6
B120511-1b-02	389	295315	3.1	1.6338	3.8	0.1628	3.7	0.99	972.5	33.8	983.3	23.9	1007.5	12.6	96.5
B120511-1b-01	360	404255	3.3	1.6138	2.4	0.1624	2.4	0.98	970.0	21.4	975.6	15.2	988.2	10.4	98.2
B120511-1b-30	257	193843	2.2	1.6512	5.2	0.1647	5.1	0.98	982.9	46.5	990.0	32.8	1005.9	18.5	97.7
B120511-1b-11	127	186092	0.6	1.6402	3.0	0.1649	2.7	0.90	983.8	24.6	985.8	18.8	990.2	25.8	99.4
B120511-1b-32	295	338091	2.6	1.5929	4.9	0.1600	4.7	0.96	957.0	42.0	967.5	30.8	991.2	29.2	96.6
B120511-1b-35	435	396287	2.8	1.6190	1.1	0.1625	1.0	0.93	970.6	8.9	977.6	6.6	993.4	7.6	97.7
B120511-1b-16	96	56882	1.6	1.5339	7.6	0.1539	7.4	0.97	922.7	63.4	944.0	47.0	994.1	40.4	92.8
B120511-1b-09	321	189727	2.4	1.6116	1.1	0.1615	1.0	0.91	964.9	8.7	974.7	6.7	997.0	9.1	96.8
B120511-1b-03	214	145914	1.4	1.6791	1.3	0.1680	1.0	0.82	1001.3	9.6	1000.7	8.0	999.2	14.5	100.2
B120511-1b-25	250	142036	2.2	1.6802	1.3	0.1684	1.0	0.75	1003.4	9.1	1001.1	8.3	996.1	17.7	100.7
B120511-1b-23	290	294826	2.4	1.6843	0.9	0.1691	0.7	0.75	1007.0	6.4	1002.6	5.8	993.0	12.2	101.4
B120511-1b-14	176	166161	1.9	1.7080	3.6	0.1701	3.5	0.98	1012.5	32.9	1011.5	22.9	1009.3	13.5	100.3
B120511-1b-31	135	126271	2.7	1.7179	2.0	0.1709	1.9	0.93	1017.1	17.5	1015.2	12.9	1011.1	15.4	100.6
B120511-1b-13	188	243489	3.4	1.7509	0.9	0.1739	0.7	0.74	1033.6	6.2	1027.5	5.7	1014.4	11.9	101.9
B120511-1b-28	230	144908	2.9	1.6949	2.1	0.1680	2.0	0.94	1001.2	18.6	1006.6	13.6	1018.5	14.1	98.3
B120511-1b-07	36	47908	1.3	1.6111	5.4	0.1594	1.8	0.32	953.5	15.6	974.5	34.1	1022.2	104.3	93.3
B120511-1b-08	297	157456	2.0	1.7379	4.0	0.1736	3.9	0.99	1031.6	37.6	1022.7	25.6	1003.5	9.1	102.8
B120511-1b-34	167	134156	1.8	1.7597	2.0	0.1757	1.7	0.86	1043.4	16.4	1030.7	12.9	1004.0	20.9	103.9
B120511-1b-19	24	34910	1.5	1.8106	6.2	0.1746	2.0	0.32	1037.3	19.4	1049.3	40.9	1074.2	118.8	96.6

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
B120511-1c-01	1819	92999	13.9	0.3240	18.8	0.0422	18.7	0.99	266.4	48.7	285.0	46.7	439.7	44.6	NA
B120511-1c-36	3415	246256	16.3	0.3239	21.7	0.0426	21.6	0.99	268.8	56.9	284.9	54.0	418.9	49.8	NA
B120511-1c-08	804	76660	19.4	0.4633	5.4	0.0606	5.3	0.97	379.0	19.5	386.6	17.5	432.1	28.5	NA
B120511-1c-24	482	92527	2.7	0.5367	11.1	0.0637	9.5	0.85	397.8	36.6	436.3	39.6	644.5	125.9	NA
B120511-1c-12	914	85989	3.8	0.5088	21.9	0.0656	21.9	1.00	409.3	87.0	417.6	75.3	463.7	13.6	88.3
B120511-1c-10	1393	133726	9.1	0.5061	12.3	0.0656	12.3	1.00	409.9	48.7	415.8	41.9	449.1	15.7	91.3
B120511-1c-40	546	65627	6.3	0.5195	10.5	0.0675	10.2	0.97	421.1	41.5	424.8	36.6	445.1	61.3	94.6
B120511-1c-14	456	160517	25.9	0.5458	4.8	0.0699	4.6	0.96	435.8	19.4	442.2	17.2	476.1	30.1	91.5
B120511-1c-31	1169	121120	20.4	0.5542	2.1	0.0713	1.8	0.85	444.0	7.7	447.7	7.6	466.9	24.2	95.1
B120511-1c-20	190	18180	2.2	0.5882	18.4	0.0713	17.0	0.92	444.2	73.1	469.7	69.5	596.7	153.5	74.4
B120511-1c-18	175	42131	3.5	0.6268	27.7	0.0714	26.2	0.94	444.4	112.4	494.1	108.8	731.3	193.2	60.8
B120511-1c-39	585	148915	6.2	0.5835	23.6	0.0733	23.5	0.99	456.1	103.6	466.7	88.7	519.0	54.3	87.9
B120511-1c-17	167	22819	1.7	0.5696	8.9	0.0737	5.2	0.59	458.1	23.2	457.8	32.7	456.1	159.1	100.4
B120511-1c-29	1481	329495	4.6	0.5821	2.1	0.0746	2.0	0.97	464.0	8.9	465.8	7.7	474.7	11.4	97.8
B120511-1c-38	736	93450	9.5	0.5785	4.7	0.0747	4.5	0.96	464.1	20.3	463.5	17.5	460.6	28.2	100.8
B120511-1c-09	466	39910	3.1	0.7046	30.5	0.0949	29.8	0.98	584.6	166.3	541.5	128.6	364.0	150.0	160.6
B120511-1c-11	335	153333	2.6	1.1600	26.3	0.1191	26.0	0.99	725.3	178.1	782.0	144.6	947.4	92.6	76.6
B120511-1c-19	76	25760	1.8	1.5160	4.2	0.1565	2.1	0.51	937.1	18.5	936.9	25.6	936.4	74.1	100.1
B120511-1c-04	334	114853	1.7	1.5412	2.7	0.1590	2.5	0.93	951.3	21.9	947.0	16.3	937.1	19.6	101.5
B120511-1c-16	229	155348	2.4	1.9179	3.1	0.1800	2.8	0.92	1066.9	28.0	1087.3	20.6	1128.6	23.7	94.5
B120511-2a-07	219	27268	2.6	0.5001	19.3	0.0661	17.9	0.93	412.5	71.7	411.8	65.4	407.8	158.7	101.2
B120511-2a-22	129	21653	3.8	0.4630	9.8	0.0694	3.1	0.31	432.5	12.9	386.4	31.5	118.5	219.9	365.0
B120511-2a-16	131	36450	3.9	0.5510	6.5	0.0700	1.3	0.20	436.4	5.4	445.6	23.4	493.7	140.1	88.4
B120511-2a-15	85	19143	3.5	0.5040	13.9	0.0702	4.5	0.32	437.6	18.9	414.4	47.2	287.0	301.1	152.5
B120511-2a-13	166	29376	2.9	0.5604	6.8	0.0703	1.9	0.28	437.9	8.2	451.8	24.7	523.4	142.4	83.7
B120511-2a-25	99	10939	2.7	0.5646	11.7	0.0703	3.6	0.31	438.0	15.4	454.5	42.8	538.8	243.6	81.3
B120511-2a-14	173	23097	3.0	0.5563	4.0	0.0707	1.3	0.34	440.2	5.7	449.1	14.4	495.2	82.5	88.9
B120511-2a-02	106	34319	3.6	0.5233	8.5	0.0711	3.2	0.38	442.6	13.9	427.3	29.6	345.8	177.7	128.0
B120511-2a-23	121	22575	5.2	0.5215	6.9	0.0711	1.3	0.18	442.8	5.4	426.2	24.1	337.1	154.3	131.4

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
B120511-2a-04	111	40387	5.3	0.5510	7.2	0.0713	2.6	0.37	444.1	11.3	445.6	25.9	453.6	148.7	97.9
B120511-2a-06	189	36369	3.4	0.5477	4.4	0.0714	2.4	0.55	444.6	10.4	443.5	15.7	437.7	81.2	101.6
B120511-2a-01	114	17754	2.3	0.5481	9.7	0.0714	1.8	0.18	444.6	7.6	443.7	35.0	439.1	213.6	101.3
B120511-2a-03	151	37160	2.9	0.5434	7.6	0.0715	1.3	0.18	445.3	5.8	440.6	27.2	416.5	167.6	106.9
B120511-2a-21	163	13337	3.2	0.5587	9.9	0.0716	2.2	0.23	445.9	9.7	450.7	36.0	475.3	213.2	93.8
B120511-2a-11	127	10379	3.0	0.5666	9.8	0.0717	5.0	0.51	446.3	21.7	455.8	36.0	503.9	185.3	88.6
B120511-2a-08	160	24544	3.2	0.5534	7.7	0.0717	3.1	0.40	446.7	13.2	447.2	28.0	450.1	157.9	99.2
B120511-2a-20	219	37356	1.0	0.5725	3.6	0.0719	1.4	0.38	447.7	6.0	459.7	13.3	520.0	73.1	86.1
B120511-2a-05	171	31674	3.2	0.5556	5.1	0.0720	1.7	0.34	448.4	7.5	448.7	18.7	450.1	107.6	99.6
B120511-2a-10	120	21873	2.3	0.5321	15.0	0.0721	12.2	0.82	448.6	53.0	433.2	52.9	352.4	196.0	127.3
B120511-2a-17	180	40204	1.1	0.5367	5.6	0.0721	1.5	0.27	448.6	6.6	436.3	20.0	371.5	122.2	120.8
B120511-2a-18	86	10553	4.4	0.4870	14.7	0.0722	2.5	0.17	449.3	10.9	402.9	48.8	144.8	340.1	310.4
B120511-2a-09	153	37448	3.2	0.5571	4.5	0.0723	1.8	0.40	449.9	7.9	449.6	16.4	448.5	91.7	100.3
B120511-2a-12	111	56557	2.6	0.5930	9.7	0.0724	1.5	0.15	450.6	6.4	472.8	36.8	581.8	209.5	77.4
B120511-2a-19	112	20886	4.6	0.5363	13.6	0.0729	1.8	0.13	453.8	7.7	436.0	48.1	342.9	305.4	132.3
B120511-2a-24	141	34785	3.2	0.5887	7.7	0.0754	4.9	0.64	468.7	22.2	470.0	29.0	476.3	131.6	98.4
B1205113-07	508	94599	20.1	0.4796	20.8	0.0627	20.5	0.99	391.8	78.0	397.8	68.5	433.2	72.7	NA
B1205113-04	134	36105	1.1	0.5363	8.2	0.0707	4.8	0.59	440.3	20.5	436.0	29.0	413.2	147.5	106.6
B1205113-06	353	13255	3.1	0.5748	6.7	0.0738	3.3	0.49	459.2	14.5	461.1	24.7	470.9	128.7	97.5
B1205113-08	133	15308	9.1	0.5702	6.8	0.0750	3.6	0.53	466.2	16.1	458.1	24.9	418.0	128.1	111.5
B1205113-09	8	316	1.5	0.5671	42.2	0.0785	18.4	0.44	487.0	86.4	456.1	156.2	303.4	894.6	160.5
B1205113-03	50	7662	9.6	0.5797	11.9	0.0785	4.7	0.39	487.1	21.8	464.2	44.5	352.9	249.1	138.0
B1205113-13	17	2336	4.4	0.5895	23.9	0.0817	7.4	0.31	506.0	35.9	470.6	90.1	301.5	523.5	167.8
B1205113-11	205	25138	9.4	0.6576	11.7	0.0823	9.7	0.83	510.1	47.7	513.1	47.2	526.8	143.5	96.8
B1205113-05	15	513	1.4	0.7120	38.8	0.0919	5.7	0.15	566.6	30.9	546.0	165.3	460.6	881.5	123.0
B1205113-01	16	2770	3.6	1.3308	137.3	0.0837	10.5	0.08	518.0	52.4	859.2	1072.1	1885.5	66.5	27.5
B1205113-12	19	2107	3.6	2.1821	266.3	0.0824	19.9	0.07	510.5	97.9	1175.3	#;NUM!	2759.6	154.2	18.5
B120311-02c-07	926	50545	0.8	0.5180	17.8	0.0661	17.7	0.99	412.6	70.7	423.8	61.8	485.2	49.1	85.0

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
B120311-02c-04	686	91432	3.9	0.5601	8.6	0.0722	8.3	0.97	449.7	36.2	451.6	31.5	461.3	49.5	97.5
B120311-02c-09	290	30112	0.8	0.5545	4.8	0.0726	3.8	0.78	452.0	16.5	447.9	17.4	427.0	66.6	105.9
B120311-02c-02	35	6525	1.9	0.5549	21.8	0.0730	6.3	0.29	454.5	27.8	448.2	79.3	415.9	471.3	109.3
B120311-02c-06	164	47854	1.5	0.5901	6.9	0.0748	3.9	0.57	464.8	17.6	470.9	25.9	501.0	124.5	92.8
B120311-02c-01	461	369604	4.2	1.1496	6.6	0.1213	5.9	0.89	738.0	40.9	777.0	36.0	890.9	63.6	82.8
B120311-02c-03	354	72257	5.0	1.2726	22.3	0.1302	22.1	0.99	789.3	164.1	833.5	127.3	953.5	60.7	82.8
B120311-02c-08	98	53243	3.4	1.6035	6.1	0.1622	4.5	0.73	968.8	40.4	971.6	38.4	977.9	85.3	99.1
B120311-02c-05	101	43492	1.5	1.7122	4.2	0.1716	1.9	0.44	1021.2	17.5	1013.1	27.2	995.8	77.6	102.5
RO103-19	148	17332	4.2	0.4381	10.0	0.0590	6.3	0.63	369.7	22.5	368.9	31.0	363.4	176.6	NA
RO103-14	2321	428494	7.4	0.4974	3.7	0.0647	3.6	0.98	404.0	14.0	409.9	12.3	443.2	16.5	91.2
RO103-17	2644	188541	9.1	0.5022	2.3	0.0651	2.2	0.97	406.6	8.7	413.2	7.7	450.2	11.2	90.3
RO103-06	107	15424	0.7	0.4793	14.1	0.0653	9.4	0.67	407.9	37.3	397.6	46.5	337.8	238.4	120.8
RO103-10	87	20684	0.8	0.4958	15.8	0.0690	4.1	0.26	429.9	17.2	408.8	53.3	291.5	350.8	147.5
RO103-29	83	10639	0.6	0.5670	7.3	0.0701	4.2	0.58	436.9	17.9	456.1	27.0	553.7	130.8	78.9
RO103-16	1654	258549	9.4	0.5428	0.9	0.0703	0.6	0.72	437.7	2.7	440.3	3.2	453.5	14.0	96.5
RO103-24	100	14859	4.4	0.5431	7.6	0.0708	4.8	0.64	441.1	20.6	440.5	27.0	437.2	129.5	100.9
RO103-09	307	13165	0.5	0.5718	5.2	0.0717	1.8	0.35	446.5	7.8	459.2	19.3	522.9	107.6	85.4
RO103-02	186	12884	0.7	0.5711	5.2	0.0719	1.7	0.33	447.4	7.5	458.7	19.0	515.8	106.8	86.7
RO103-27	252	1770	0.4	0.6109	16.2	0.0719	6.7	0.41	447.8	28.8	484.1	62.6	660.0	319.0	67.8
RO103-08	71	10530	0.5	0.5446	14.7	0.0721	4.2	0.29	449.1	18.3	441.4	52.6	401.8	316.4	111.8
RO103-15	83	17848	0.7	0.5653	11.1	0.0724	5.4	0.49	450.8	23.6	454.9	40.9	475.8	215.5	94.8
RO103-23	48	8353	0.4	0.5652	20.3	0.0725	5.3	0.26	451.3	23.2	454.9	74.4	473.2	436.3	95.4
RO103-20	95	27302	0.6	0.6051	11.6	0.0726	6.9	0.60	451.6	30.3	480.5	44.6	620.8	201.9	72.7
RO103-21	136	37534	0.5	0.5295	5.6	0.0726	1.8	0.32	452.0	7.7	431.5	19.6	323.2	120.2	139.8
RO103-25	125	24005	0.5	0.5733	9.3	0.0733	4.1	0.44	455.8	18.0	460.1	34.5	481.8	184.9	94.6
RO103-28	502	60936	8.0	0.5579	8.6	0.0734	8.3	0.96	456.9	36.6	450.1	31.4	415.7	53.2	109.9
RO103-18	51	9647	0.5	0.5500	17.4	0.0741	4.4	0.25	460.8	19.6	445.0	62.8	364.4	381.7	126.4
RO103-13	388	23582	0.9	0.5737	3.9	0.0745	1.2	0.31	463.5	5.3	460.4	14.4	445.2	82.5	104.1
RO103-22	156	19909	0.5	0.5684	4.7	0.0773	3.0	0.64	479.7	14.1	457.0	17.4	344.0	81.6	139.5

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
RO103-26	68	9363	0.9	0.6555	16.3	0.0776	6.1	0.37	482.0	28.3	511.8	65.6	647.6	326.0	74.4
RO103-12	62	493	2.1	0.8113	13.7	0.0813	7.4	0.54	503.7	35.9	603.2	62.5	997.3	235.4	50.5
RO103-03	6905	909257	7.3	0.6821	1.8	0.0882	1.8	1.00	544.9	9.5	528.0	7.5	455.7	2.4	119.6
RO103-05	544	138447	2.6	0.7312	2.5	0.0943	2.0	0.81	580.7	11.4	557.3	10.8	462.6	32.7	125.5
RO103-11	71	21345	1.9	1.3022	9.0	0.1363	5.9	0.66	823.9	45.8	846.7	51.9	907.1	140.4	90.8
RO103-04	441	323790	3.4	1.9394	2.8	0.1832	2.7	0.96	1084.3	26.6	1094.8	18.5	1115.6	15.0	97.2
RO202-18	72	9072	1.0	0.5096	20.1	0.0688	5.6	0.28	428.9	23.3	418.2	69.1	359.7	439.9	119.2
RO202-21	43	6189	1.3	0.4627	31.3	0.0704	5.2	0.17	438.4	22.1	386.1	100.8	83.6	747.0	524.6
RO202-09	59	15055	1.1	0.5591	18.8	0.0709	7.6	0.40	441.4	32.2	451.0	68.6	500.0	382.0	88.3
RO202-24	207	28197	4.1	0.5287	7.3	0.0710	2.3	0.31	442.1	9.7	431.0	25.6	372.0	155.8	118.8
RO202-23	42	24188	1.2	0.5449	22.9	0.0712	4.4	0.19	443.5	18.7	441.6	82.1	432.0	506.3	102.7
RO202-03	56	10075	1.2	0.5581	20.6	0.0717	3.2	0.15	446.6	13.7	450.3	75.1	469.2	454.8	95.2
RO202-05	50	9242	1.5	0.4765	23.3	0.0719	3.8	0.16	447.6	16.5	395.7	76.6	102.5	550.6	436.7
RO202-25	64	9753	2.4	0.6029	12.8	0.0719	4.1	0.32	447.8	17.8	479.0	48.8	631.7	261.2	70.9
RO202-16	320	55179	2.0	0.5467	5.7	0.0720	4.5	0.79	448.0	19.6	442.8	20.5	416.0	77.6	107.7
RO202-01	47	13772	1.4	0.5618	13.8	0.0720	6.4	0.46	448.3	27.7	452.7	50.3	475.3	270.2	94.3
RO202-17	53	5207	2.8	0.5314	21.2	0.0723	3.5	0.17	449.8	15.3	432.7	74.8	342.8	477.6	131.2
RO202-08	63	6821	3.0	0.6200	14.8	0.0723	4.1	0.27	450.0	17.6	489.9	57.4	680.8	304.7	66.1
RO202-15	42	11233	1.2	0.5504	24.2	0.0724	3.4	0.14	450.8	14.8	445.2	87.4	416.5	542.0	108.2
RO202-11	57	5996	1.5	0.5210	12.1	0.0725	3.3	0.27	451.3	14.2	425.8	42.1	290.0	267.0	155.6
RO202-07	48	23801	2.6	0.5888	24.3	0.0726	3.3	0.13	451.7	14.2	470.1	91.8	561.2	532.3	80.5
RO202-02	57	5299	1.8	0.5593	11.6	0.0729	3.5	0.30	453.4	15.2	451.1	42.3	439.2	246.9	103.2
RO202-22	61	9845	2.5	0.5565	15.8	0.0729	3.9	0.24	453.8	16.9	449.3	57.6	426.1	344.4	106.5
RO202-06	128	21079	1.0	0.5666	10.9	0.0731	1.6	0.15	455.0	7.1	455.8	40.1	459.6	240.2	99.0
RO202-14	55	10744	1.4	0.4885	25.0	0.0735	4.3	0.17	457.2	19.1	403.9	83.6	109.5	589.9	417.4
RO202-13	403	55087	5.9	0.5638	3.6	0.0741	2.6	0.72	460.6	11.5	454.0	13.2	420.5	56.5	109.5
RO202-12	70	14489	1.3	0.5969	20.5	0.0742	4.6	0.22	461.4	20.4	475.3	77.9	542.7	440.3	85.0
RO202-04	79	12262	2.2	0.5450	10.0	0.0744	2.0	0.20	462.5	9.0	441.7	35.9	334.7	222.9	138.2
RO202-20	26	5090	2.0	0.5340	33.7	0.0746	7.8	0.23	463.6	34.8	434.4	119.6	282.9	768.6	163.9

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
RO202-19	119	11734	1.0	0.5582	7.5	0.0749	2.7	0.35	465.5	11.9	450.4	27.4	374.0	158.9	124.4
RO202-10	36	6334	0.4	0.5578	29.1	0.0762	9.2	0.32	473.2	42.0	450.1	106.2	333.9	636.7	141.7
RO206-12	26	3044	6.6	0.5539	37.0	0.0698	15.8	0.43	434.7	66.5	447.5	134.8	513.9	755.5	84.6
RO206-14	27	5216	3.6	0.7218	29.2	0.0700	7.9	0.27	436.2	33.5	551.8	124.9	1062.6	576.5	41.1
RO206-05	88	13974	2.4	0.5589	14.4	0.0706	5.5	0.38	439.9	23.5	450.8	52.4	506.9	293.1	86.8
RO206-27	53	6938	52.6	0.4960	24.8	0.0708	8.1	0.33	440.7	34.7	409.0	83.8	233.9	547.9	188.4
RO206-02	35	4711	4.4	0.4815	44.9	0.0711	6.3	0.14	442.7	26.7	399.1	149.1	154.0	1089.7	287.5
RO206-07	4552	578275	3.7	0.5529	1.0	0.0713	1.0	0.97	444.0	4.1	446.9	3.6	461.9	5.5	96.1
RO206-20	109	15977	2.6	0.5506	10.1	0.0714	3.8	0.38	444.3	16.4	445.4	36.6	451.2	208.9	98.5
RO206-16	130	27666	1.6	0.5764	11.2	0.0714	1.7	0.15	444.4	7.4	462.1	41.5	551.3	241.5	80.6
RO206-19	133	21503	1.4	0.5448	8.1	0.0714	5.0	0.62	444.9	21.6	441.6	29.1	424.4	142.5	104.8
RO206-18	784	133211	4.0	0.5532	1.6	0.0719	0.8	0.51	447.6	3.6	447.1	5.9	444.4	31.2	100.7
RO206-10	29	7998	5.6	0.5195	36.1	0.0720	6.3	0.17	448.0	27.3	424.8	126.1	301.0	835.7	148.8
RO206-13	58	5777	1285.3	0.5194	22.1	0.0721	6.2	0.28	448.7	26.7	424.8	76.9	296.6	489.6	151.3
RO206-11	620	75296	2.8	0.5687	1.7	0.0728	0.7	0.40	453.1	3.0	457.2	6.3	477.5	34.9	94.9
RO206-15	1282	173732	2.7	0.5670	1.5	0.0730	1.1	0.73	454.5	4.8	456.0	5.5	463.9	22.4	98.0
RO206-26	2486	1088643	2.7	0.5704	2.3	0.0738	2.2	0.97	458.7	9.7	458.3	8.3	456.1	11.6	100.6
RO206-06	213	43003	2.9	0.5476	3.8	0.0738	2.3	0.60	459.0	10.2	443.4	13.8	363.4	69.0	126.3
RO206-17	180	26273	2.3	0.5618	6.8	0.0748	3.2	0.47	464.8	14.3	452.7	24.9	391.6	135.5	118.7
RO206-03	153	17863	2.3	0.5794	14.6	0.0761	13.5	0.92	473.0	61.4	464.1	54.5	420.4	127.1	112.5
RO206-24	272	171347	4.0	1.6196	3.7	0.1622	3.4	0.92	969.2	30.5	977.8	23.1	997.3	29.0	97.2
RO206-25	189	122867	5.1	1.4681	7.3	0.1466	6.8	0.94	881.9	56.3	917.4	44.1	1003.7	52.0	87.9
RO302-05	314	115711	2.8	0.5544	4.0	0.0723	2.3	0.58	450.0	10.0	447.9	14.5	436.8	72.6	103.0
RO302-09	153	18347	3.1	0.5552	5.3	0.0723	2.8	0.52	450.2	12.0	448.4	19.1	439.1	99.8	102.5
RO302-03	1116	404808	1.6	0.5633	4.2	0.0725	3.8	0.89	451.2	16.3	453.7	15.4	466.5	42.5	96.7
RO302-04	496	15984	3.1	0.7358	48.9	0.0882	47.9	0.98	544.7	250.3	560.0	213.7	622.5	215.7	87.5
RO302-02	411	94586	3.1	0.9226	14.5	0.1006	14.3	0.99	617.8	84.3	663.7	70.6	823.0	44.6	75.1
RO302-08	115	28011	1.7	1.5260	3.0	0.1609	1.3	0.44	961.5	11.7	940.9	18.3	893.0	55.5	107.7

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
RO302-07	343	4987	3.3	1.4940	6.4	0.1568	6.1	0.95	939.2	53.3	927.9	39.0	901.3	40.7	104.2
RO302-06	155	41280	2.0	1.6458	6.0	0.1691	5.4	0.90	1007.1	50.5	987.9	38.1	945.7	53.7	106.5
RO302b-05	180	10500	1.4	0.2316	14.3	0.0319	4.6	0.32	202.1	9.1	211.5	27.3	317.8	309.1	NA
RO302b-22	356	12149	2.6	0.5164	5.9	0.0656	5.0	0.86	409.5	19.9	422.7	20.3	495.7	67.0	82.6
RO302b-04	300	55365	1.6	0.5563	3.8	0.0692	2.0	0.52	431.4	8.3	449.1	13.9	540.9	71.9	79.8
RO302b-21	300	30716	2.1	0.5460	5.0	0.0709	2.3	0.45	441.8	9.7	442.4	18.1	445.3	100.2	99.2
RO302b-03	1929	122282	9.4	0.5493	1.7	0.0714	1.7	0.97	444.5	7.1	444.5	6.2	444.9	9.9	99.9
RO302b-20	221	36702	1.3	0.5570	5.3	0.0722	3.5	0.65	449.4	15.0	449.6	19.3	450.4	89.9	99.8
RO302b-12	232	22688	1.2	0.5358	6.2	0.0723	2.8	0.45	449.8	12.1	435.7	22.0	361.6	125.3	124.4
RO302b-23	256	54332	1.3	0.5624	2.9	0.0726	0.8	0.28	452.1	3.5	453.1	10.4	458.3	60.7	98.6
RO302b-13	1211	110080	2.1	0.5670	5.0	0.0731	4.9	0.99	455.1	21.6	456.1	18.3	461.2	17.5	98.7
RO302b-08	364	55864	1.5	0.5649	2.5	0.0734	1.1	0.45	456.9	5.0	454.7	9.3	443.6	50.7	103.0
RO302b-01	62	69040	1.3	1.5442	5.7	0.1592	1.4	0.25	952.2	12.6	948.2	35.3	938.8	113.9	101.4
RO302b-10	88	28857	1.3	1.5969	5.0	0.1624	1.8	0.36	970.4	16.1	969.0	31.4	965.9	96.1	100.5
RO302b-06	112	42038	1.9	1.7080	2.5	0.1722	0.7	0.29	1024.2	6.9	1011.5	15.9	984.2	48.2	104.1
RO302b-18	93	39889	2.2	1.4681	7.5	0.1461	5.8	0.77	879.1	47.3	917.3	45.3	1010.6	97.3	87.0
RO302b-07	164	75093	6.1	1.5781	6.8	0.1551	6.5	0.95	929.6	56.0	961.6	42.3	1035.7	42.5	89.8
RO302b-16	60	34766	2.8	2.3760	4.8	0.2182	3.0	0.63	1272.3	35.1	1235.4	34.5	1171.7	74.0	108.6
RO302b-24	6	203	0.1	1.4390	52.5	0.1218	20.8	0.40	740.7	145.6	905.3	324.9	1331.8	993.2	55.6
R0401-1-19	719	95059	1.5	0.5212	10.6	0.0664	10.5	0.99	414.4	42.2	426.0	37.0	489.2	37.7	84.7
R0401-1-28	1036	93233	0.9	0.5180	12.4	0.0670	12.2	0.99	418.1	49.6	423.8	42.9	454.7	38.0	91.9
R0401-1-30	1472	221397	0.8	0.5289	2.4	0.0681	2.3	0.95	424.5	9.3	431.1	8.4	466.7	17.1	90.9
R0401-1-38	1294	201740	0.7	0.5346	1.7	0.0686	1.6	0.90	427.5	6.5	434.9	6.2	473.9	16.7	90.2
R0401-1-36	598	66196	1.5	0.5355	5.8	0.0687	5.5	0.96	428.2	23.0	435.4	20.4	474.1	35.0	90.3
R0401-1-09	1893	252909	0.8	0.5291	5.2	0.0688	5.1	0.99	428.9	21.3	431.2	18.2	443.7	16.3	96.7
R0401-1-37	627	85350	1.8	0.5384	2.7	0.0689	2.3	0.86	429.5	9.7	437.3	9.7	478.8	30.5	89.7
R0401-1-04	862	82108	1.8	0.5367	2.4	0.0692	2.0	0.83	431.1	8.4	436.2	8.6	463.6	30.4	93.0
R0401-1-03	357	35965	3.3	0.5283	4.2	0.0697	3.2	0.75	434.3	13.4	430.7	14.8	411.3	62.1	105.6

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
R0401-1-35	701	46456	2.6	0.5441	3.0	0.0698	2.4	0.81	434.7	10.1	441.1	10.6	474.8	38.0	91.6
R0401-1-27	1289	225904	1.9	0.5436	6.5	0.0699	6.4	1.00	435.7	27.1	440.8	23.1	467.4	13.4	93.2
R0401-1-26	623	83055	1.9	0.5462	3.6	0.0703	3.1	0.86	438.0	13.2	442.5	12.9	466.0	40.1	94.0
R0401-1-29	1305	163190	1.2	0.5496	3.5	0.0705	3.3	0.96	439.3	14.0	444.7	12.4	472.9	22.0	92.9
R0401-1-21	535	51487	1.1	0.5566	4.1	0.0707	3.3	0.80	440.6	13.9	449.3	14.8	494.1	53.5	89.2
R0401-1-25	801	110686	1.4	0.5559	4.1	0.0710	3.5	0.86	442.3	15.1	448.9	14.9	482.7	46.0	91.6
R0401-1-08	623	142172	1.8	0.5482	2.2	0.0712	1.4	0.63	443.4	6.0	443.8	8.0	445.9	38.3	99.4
R0401-1-18	792	89024	1.1	0.5548	4.8	0.0714	4.6	0.95	444.5	19.6	448.1	17.4	466.6	32.4	95.3
R0401-1-14	720	95755	2.9	0.5545	2.3	0.0715	2.0	0.86	445.4	8.5	447.9	8.4	460.8	26.4	96.7
R0401-1-22	1173	298546	0.7	0.5573	2.5	0.0720	2.3	0.91	448.0	9.8	449.8	9.0	458.8	22.9	97.6
R0401-1-15	652	42259	1.4	0.5754	9.1	0.0721	7.0	0.77	448.8	30.2	461.5	33.7	525.0	128.6	85.5
R0401-1-40	1327	176881	0.7	0.5588	1.8	0.0721	1.7	0.95	448.9	7.5	450.8	6.6	460.2	12.3	97.5
R0401-1-16	719	175699	1.6	0.5703	7.5	0.0728	7.4	0.98	453.0	32.4	458.2	27.8	484.5	29.8	93.5
R0401-1-05	3436	1000414	1.7	0.5658	1.2	0.0731	1.0	0.88	455.0	4.5	455.3	4.3	456.8	12.4	99.6
R0401-1-39	145	20530	1.0	0.5476	10.1	0.0732	7.1	0.70	455.2	31.2	443.4	36.4	382.8	162.2	118.9
R0401-1-23	2188	230881	2.2	0.5687	3.5	0.0735	3.4	0.99	457.2	15.1	457.2	12.7	457.1	11.8	100.0
R0401-1-17	283	31006	2.4	0.5595	5.0	0.0736	4.0	0.79	457.5	17.5	451.2	18.2	419.0	68.0	109.2
R0401-1-33	2462	424243	1.0	0.5723	4.1	0.0739	4.1	1.00	459.8	18.3	459.5	15.3	458.0	9.1	100.4
R0401-1-13	481	31432	1.6	0.5966	5.9	0.0750	4.7	0.81	466.4	21.2	475.1	22.2	517.3	76.0	90.1
R0401-1-34	716	177773	1.5	0.5851	8.1	0.0754	7.7	0.95	468.5	34.8	467.7	30.3	463.6	53.8	101.1
R0401-1-10	562	51862	1.3	0.6706	13.1	0.0860	13.0	0.99	532.0	66.2	521.1	53.6	473.5	44.9	112.4
R0401-1-32	1229	98839	3.2	0.6745	7.5	0.0867	7.4	0.99	536.1	38.1	523.4	30.7	468.5	26.5	114.4
R0401-1-12	861	60453	1.9	0.7157	3.0	0.0923	2.8	0.93	569.0	15.2	548.1	12.7	462.4	24.5	123.0
R0401-1-31	108	45261	2.2	1.5572	4.1	0.1634	3.0	0.73	975.8	26.9	953.4	25.2	901.8	57.7	108.2
R0401-1-11	177	50428	2.0	1.4948	2.2	0.1552	1.2	0.53	930.2	10.3	928.3	13.5	923.7	38.7	100.7
R0401-1-01	62	37078	9.9	1.6008	4.1	0.1611	1.7	0.43	962.7	15.6	970.5	25.4	988.4	74.6	97.4
R0401-1-02	152	90563	2.0	1.6792	4.1	0.1668	2.8	0.69	994.5	25.8	1000.7	25.8	1014.2	59.5	98.1
R0907-08	43	4122	14.4	0.5265	22.6	0.0724	8.3	0.37	450.3	36.1	429.5	79.4	319.1	483.4	141.1
R0907-13	129	12165	2.3	0.7941	16.3	0.0894	14.7	0.91	551.8	78.0	593.5	73.3	756.4	145.9	72.9

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
R0907-12	113	32612	2.4	1.5580	10.3	0.1618	8.2	0.79	967.0	73.3	953.7	64.0	923.1	130.3	104.8
R0907-34	67	18180	1.2	1.6761	7.6	0.1724	4.4	0.58	1025.2	41.7	999.5	48.2	943.6	126.2	108.6
R0907-45	202	41640	1.7	1.5790	9.2	0.1620	7.5	0.81	968.2	67.2	962.0	57.3	947.8	110.2	102.1
R0907-29	86	20658	2.5	1.6091	5.9	0.1643	2.8	0.47	980.5	25.1	973.8	36.9	958.6	106.6	102.3
R0907-14	165	33041	2.2	1.6652	3.8	0.1688	1.9	0.50	1005.5	17.7	995.4	24.0	973.1	66.7	103.3
R0907-15	45	17929	1.5	1.7150	12.4	0.1734	7.7	0.62	1030.9	73.6	1014.2	79.6	978.3	197.9	105.4
R0907-31	41	23804	1.9	1.6829	14.4	0.1697	2.6	0.18	1010.3	24.0	1002.1	91.7	984.1	289.1	102.7
R0907-23	168	65614	2.7	1.7176	4.1	0.1716	1.8	0.43	1021.0	16.9	1015.1	26.6	1002.6	76.0	101.8
R0907-11	87	13467	0.8	1.5320	7.2	0.1530	3.0	0.42	917.7	25.9	943.3	44.4	1003.5	133.4	91.5
R0907-28	470	196088	3.6	1.7287	1.8	0.1713	1.6	0.89	1019.1	14.8	1019.3	11.4	1019.5	16.6	100.0
R0907-36	150	81918	4.8	1.6560	3.7	0.1639	2.2	0.59	978.2	20.0	991.8	23.7	1022.1	61.3	95.7
R0907-38	364	91650	3.6	1.7140	2.4	0.1696	2.1	0.87	1009.7	19.8	1013.8	15.7	1022.5	24.5	98.8
R0907-19	158	28163	1.1	1.7048	4.2	0.1672	2.0	0.49	996.7	18.9	1010.3	26.6	1039.9	73.0	95.8
R0907-06	85	22608	2.8	1.7492	4.6	0.1709	2.3	0.50	1017.3	21.5	1026.9	29.7	1047.2	80.5	97.1
R0907-21	386	78932	3.6	1.7288	1.8	0.1687	1.7	0.92	1005.2	15.5	1019.3	11.7	1049.7	14.8	95.8
R0907-01	131	35724	3.6	1.6004	10.3	0.1557	9.3	0.91	933.1	81.2	970.4	64.4	1055.8	86.7	88.4
R0907-20	123	38620	1.5	1.7640	5.0	0.1714	4.3	0.85	1019.6	40.5	1032.3	32.6	1059.5	52.7	96.2
R0907-17	331	252038	6.9	1.7360	9.8	0.1681	9.6	0.98	1001.5	88.9	1022.0	63.1	1066.1	38.8	93.9
R0907-07	327	99085	4.5	1.7294	4.7	0.1674	3.9	0.84	997.9	36.0	1019.5	29.9	1066.2	51.1	93.6
R0907-04	73	17629	2.8	2.1044	7.7	0.2009	6.5	0.84	1180.3	70.1	1150.2	53.1	1094.1	82.8	107.9
R0907-39	302	61211	2.9	2.1109	7.1	0.2009	6.7	0.95	1180.0	72.6	1152.4	48.8	1100.7	43.7	107.2
R0907-40	124	46556	4.1	2.0271	6.0	0.1921	3.8	0.62	1132.9	39.0	1124.6	40.9	1108.8	94.0	102.2
R0907-16	140	13766	2.7	1.9877	4.5	0.1881	3.5	0.77	1111.1	35.8	1111.3	30.7	1111.8	57.7	99.9
R0907-22	210	61865	3.1	1.9675	2.9	0.1851	2.0	0.68	1094.6	19.8	1104.5	19.7	1123.8	42.9	97.4
R0907-09	324	63960	4.4	2.0450	19.0	0.1923	18.9	1.00	1133.6	196.2	1130.6	130.0	1125.0	37.0	100.8
R0907-30	155	55121	2.6	2.0664	4.7	0.1925	3.7	0.79	1135.1	38.2	1137.7	31.9	1142.8	57.3	99.3
R0907-18	39	12475	2.0	2.1559	8.9	0.2000	4.0	0.45	1175.1	43.0	1167.0	61.7	1151.9	157.8	102.0
R0907-26	244	45107	2.3	2.1351	3.5	0.1965	3.0	0.87	1156.7	31.8	1160.2	24.0	1166.8	34.5	99.1
R0907-37	66	29544	1.3	2.0294	5.5	0.1862	2.3	0.42	1100.7	23.1	1125.4	37.2	1173.5	98.4	93.8
R0907-33	284	73310	4.7	2.3671	6.6	0.2074	6.6	0.99	1215.1	73.1	1232.7	47.5	1263.7	14.8	96.2

Muestra	U	206Pb	U/Th	207Pb*/235U*		206Pb*/238U		error	206Pb*/238U*		207Pb*/235U		206Pb*/207Pb*		Conc
	(ppm)	204Pb		±σ %		±σ %		corr.	Ma ±1σ		Ma ±1σ		Ma ±1σ		(%)
R0907-42	182	83605	3.3	2.4471	8.1	0.2128	7.5	0.92	1243.5	84.5	1256.6	58.8	1279.1	63.3	97.2
R0907-24	260	136879	3.8	2.6367	5.6	0.2229	5.5	0.97	1297.0	64.2	1310.9	41.3	1333.8	24.6	97.2
R0907-02	450	182176	2.2	3.2323	5.2	0.2548	5.2	0.99	1463.1	67.7	1464.9	40.6	1467.6	14.3	99.7
R0907-32	290	83608	3.5	3.1279	5.9	0.2424	5.7	0.96	1399.3	71.3	1439.6	45.7	1499.6	33.1	93.3
RO9-07-09r	37	26467	3.2	0.5293	2.9	0.0682	2.3	0.78	425.4	9.4	431.3	10.3	463.5	40.7	91.8
RO9-07-01r	25	4620	3.5	0.6748	19.7	0.0703	2.1	0.11	438.2	9.0	523.6	80.9	916.0	407.3	47.8
RO9-07-02r	320	193153	10.9	0.6592	17.3	0.0723	15.0	0.86	450.0	65.0	514.1	70.0	810.5	182.6	55.5
RO9-07-08r	131	7427	35.3	0.7484	5.1	0.0743	2.9	0.56	461.8	12.9	567.3	22.3	1016.2	85.9	45.4
RO9-07-07r	58	24417	1.3	1.7617	6.2	0.1709	5.6	0.90	1016.8	52.4	1031.5	40.0	1062.7	53.4	95.7
RO9-07-06r	114	504561	1.5	1.9732	3.0	0.1824	2.7	0.90	1080.2	27.0	1106.4	20.4	1158.2	26.5	93.3
RO9-07-05r	217	160672	4.5	2.5738	1.8	0.2292	1.6	0.88	1330.5	19.4	1293.2	13.4	1231.8	17.3	108.0