



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geología

***Caracterización Geológica y Geocronológica  
de Unidades Metamórficas e Intrusivas de la  
Región Centro-Oeste de la Cuenca del Río  
Motagua, Sureste de Guatemala,  
Centroamérica: Implicaciones en las  
Conexiones Sur de México - Bloque Chortis***

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:

**RAFAEL TORRES DE LEÓN**

Tutor:

Luigi Augusto Solari Lovati  
Centro de Geociencias

Ciudad de México

febrero, 2016



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

Cita: Torres-de León Rafael; 2016; Caracterización Geológica y Geocronológica de Unidades Metamórficas e Intrusivas de la Región Centro-Oeste de la Cuenca del Río Motagua, Sureste de Guatemala, Centroamérica: Implicaciones en las Conexiones Sur de México - Bloque Chortis; Tesis de doctorado; Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México; Ciudad de México; 220 pp.

## CONTENIDO

ÍNDICE DE TEMAS	i
ÍNDICE DE FIGURAS	v
ÍNDICE DE TABLAS	xiii
AGRADECIMIENTOS	xv
RESUMEN	1
ABSTRACT	3
INTRODUCCIÓN	5
CAPÍTULO 1	7
CAPÍTULO 2	13
CAPÍTULO 3	45
CAPÍTULO 4	97
CAPÍTULO 5	173
REFERENCIAS	201



## Índice de Temas

<b>RESUMEN</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>3</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>5</b>
<b>CAPÍTULO 1. MARCO DE REFERENCIA</b>	<b>7</b>
1.1. Introducción	7
1.2. Localización del Área	7
1.3. Vías de Acceso	9
1.4. Trabajos Previos Relacionados al Área de Estudio	10
1.5. Fundamento e Hipótesis de Trabajo	11
1.6. Objetivos	12
<b>CAPÍTULO 2. EL BLOQUE CHORTIS</b>	<b>13</b>
2.1. Introducción	13
2.2. Placa Caribe	14
2.3. Principales Sistemas de Fallas de Centroamérica Septentrional	15
2.4. El Bloque Chortis	19
2.4.1. Definición y Antecedentes	19
2.4.2. Basamentos del Bloque Chortis	21
2.4.3. Geocronología de Basamentos e Intrusivos del Bloque Chortis	24
2.4.3.1. Geocronología de Basamentos	25
2.4.3.2. Geocronología de Intrusivos	29
2.4.4. Terrenos Tectonoestratigráficos del Bloque Chortis	32
2.4.5. Conexión Bloque Chortis-Sur de México: Parte 1 - Planteamiento	36
<b>CAPÍTULO 3. UNIDADES METAMÓRFICAS E INTRUSIVAS</b>	<b>45</b>
3.1. Introducción	45

3.2. Sinopsis Geológica del Sureste de Guatemala	46
3.2.1. Terrenos Metamórficos	48
3.2.2. Unidades Sedimentarias	49
3.2.3. Unidades Volcánicas	51
3.2.4. Aluvión	52
3.3. Complejo Las Ovejas	53
3.3.1. Definición y Antecedentes	53
3.3.2. Distribución, Relaciones y Correlación	56
3.3.3. Litologías Constituyentes del Complejo Las Ovejas	57
3.3.3.1. Ensamble Basal	58
a. Esquistos Huité	58
b. Gneises Lampocoy	61
c. Anfibolitas	64
d. Mármoles	66
e. Unidad Metavolcánica	68
f. Cuarcitas	68
3.3.3.2. Ensamble Intrusivo	70
a. Metagranitoide Loma Pareja	70
b. Diques Graníticos Deformados	73
c. Diques Pegmatíticos Deformados	74
d. Granodioritas Deformadas	77
e. Diorita Deformada El Maguey	78
3.3.4. Geocronología Previa del Complejo Las Ovejas	79
3.3.5. Metamorfismo del Complejo Las Ovejas	80
3.3.6. El Complejo Las Ovejas en Síntesis	82
3.4. Filita San Diego	84
3.4.1. Antecedentes y Definición	84
3.4.2. Descripción	84
3.4.3. Distribución, Relaciones y Correlación	86
3.5. Intrusivos No Deformados	89
3.5.1. Plutón La Unión	89
3.5.2. Plutón Chiquimula	90
3.5.3. Intrusivos Las Joyas	91
3.5.4. Intrusivos Máfico-Intermedios	93
3.5.5. Otros Intrusivos	95

<b>CAPÍTULO 4. GEOCRONOLOGÍA</b>	<b>97</b>
4.1. Introducción	97
4.2. Métodos y Tecnologías Analíticas Utilizadas	98
4.2.1. Muestreo	98
4.2.2. Fechamientos U-Pb	98
4.2.3. Fechamientos K-Ar	103
4.3. Análisis Geocronológicos	106
4.3.1. Fundamentación del Análisis de las Edades U-Pb	106
4.4. Descripción de los Fechamientos	115
4.4.1. Edades del Complejo Las Ovejas	118
4.4.1.1. Edades de las Litologías del Ensamble Basal	118
a. Esquistos Huité	118
b. Gneises Lampocoy	126
c. Anfibolitas	131
d. Unidad Metavolcánica	133
4.4.1.2. Edades de las Litologías del Ensamble Intrusivo	135
a. Metagranitoide Loma Pareja	135
b. Diques Graníticos Deformados	137
c. Diques Pegmatíticos Deformados	139
d. Granodioritas Deformadas	146
e. Diorita Deformada El Maguey	149
4.4.2. Edades de la Filita San Diego	152
4.4.3. Edad del Plutón La Unión	156
4.4.4. Edad del Plutón Chiquimula	157
4.4.5. Edades del Intrusivo Las Joyas	160
4.4.6. Edades de los Intrusivos Máfico-Intermedios	163
4.4.7. Edades de Otros Intrusivos	165
4.5. Síntesis de los Resultados Geocronológicos	169
<b>CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b>	<b>173</b>
5.1. Introducción	173
5.2. Historia Geológica del Complejo Las Ovejas	174
5.3. Correlación Complejo Las Ovejas - Sur de México	181

5.4. Filita San Diego: Interpretación y Correlación	
5.5. Episodios de Intrusión	<b>189</b>
5.6. Propuesta de Terreno	<b>191</b>
5.7. Conexión Bloque Chortis-Sur de México: Parte 2 - Discusión	<b>192</b>
5.8. Conclusiones	<b>186</b>
5.9. Cuestiones Abiertas por Resolver	<b>198</b>
<b>REFERENCIAS</b>	<b>201</b>

## Índice de Figuras

Fig. #	Descripción	Página
<b>CAPÍTULO 1. MARCO DE REFERENCIA</b>		
1.1.	Mapa índice en el que se muestra la localización del área de estudio. a) División política de Guatemala con las principales poblaciones. b) Detalle de una parte de la región sureste de Guatemala, se incluyen las vías de comunicación y poblados mencionados en el texto. El espacio enmarcado señala el área donde se realizó este trabajo.	<b>8</b>
1.2.	Relación de cartas topográficas escala 1:50 000 que son incluidas en este estudio. Se anota nombre y clave de cada una para mejor referencia.	<b>9</b>
<b>CAPÍTULO 2. EL BLOQUE CHORTIS</b>		
2.1.	Placas litosféricas en torno a la Placa Caribe, área central de América. En la imagen también se observan algunos de los rasgos topográficos mayores de la región. Ch = Bloque Chortis.	<b>15</b>
2.2.	Imagen de la región del Caribe en la que se muestran los principales rasgos geográficos y geológicos. Claves: a. Banco de Campeche, b. Cuenca de Yucatán, c. Cordillera Caimán, d. Plataforma de las Bahamas, e. Cordillera Bonaca, f. Cuenca Tela, g. Banco Rosalinda, h. Banco Pedro, i. Cuenca Colombiana, j. Cordillera Beata, k. Cuenca Venezolana, l. Cordillera Aves, m. Cuenca de Granada, n. Antillas menores, o. Cuenca de Tobago, p. Cordillera Barbados, q. Cuenca de Barbados, r. Cordillera Barracuda; 1. Sistemas de Fallas Polochic, Motagua y Jocotán, 2. Sistema de Fallas Guayape, 3. Zona de Fractura Zwan, 4. Falla Oriental, 5. Falla Enriquillo, 6. Falla Septentrional, 7. Zona de Fractura Hess, 8. Falla Oca, 9. Sistema de Fallas Boconó, 10. Falla El Pilar. Imagen base tomada de French y Schenk (2004).	<b>16</b>
2.3.	El Bloque Chortis en contexto. a) Propuesta de división tectónica de Centroamérica por Dengo (1969, 1985) los bloques principales son: Maya, Chortis, Chorotega y Chocó. b) Mapa de la región media-septentrional de Centroamérica en el que se muestran algunos rasgos fisiográficos y geológicos, junto con varias poblaciones y la división política, además los bloques Maya y Chortis. También se presentan los límites del Bloque Chortis,	<b>20</b>

que son: al norte el Sistema de Fallas Motagua, al oeste la Trinchera Mesoamericana y al sur el límite se infiere entre la península Santa Elena y la Zona de Fractura Hess. Los sistemas de fallas son: 1. Sistema de Fallas Polochic, 2. Sistema de Fallas Motagua, 3. Sistema de Fallas Jocotán, 4. Falla Ulúa, 5. Falla La Ceiba, 6. Falla Aguan, 7. Sistema de Fallas Guayape. El área enmarcada indica la zona de esta investigación. Los límites del Bloque Chortis corresponden a los señalados por Dengo (1985).

2.4.	Propuesta de división tectonoestratigráfica del Bloque Chortis de Rogers et al. (2007).	<b>33</b>
2.5.	Propuesta de división tectonoestratigráfica del Bloque Chortis de Ortega-Gutiérrez et al. (2007). a) Distribución de los terrenos. b) Carta de correlación.	<b>35</b>
2.6.	Terreno Oceánico Compuesto Mesquito de Baumgartner et al. (2008).	<b>36</b>
2.7.	Antecedentes de la hipótesis de desplazamiento lateral de gran magnitud en el noroccidente del Caribe. a) Ilustración de Hess & Maxwell (1953, p. 4, fig. 2) en la que por primera vez se plantea el desplazamiento lateral. b) Ilustración de Alberding (1957, p. 786, fig. 1) en la que se muestran los límites norte y sur del Caribe como fallas laterales, así como las respectivas áreas desplazadas, las identificadas con números enteros señalan posición previa al desplazamiento y enteros con subíndice posición actual. Se preserva la leyenda original de ambos modelos para más detalles.	<b>38</b>
2.8.	Modelo de evolución para la región del Caribe de Malfait y Dinkelman (1972). Consiste de cinco etapas iniciando en el Cretácico Tardío, donde proponen la prolongación austral de México hacia un bloque que empezó a desplazarse en el Paleoceno para luego incorporarse en la Placa Caribe.	<b>39</b>
2.9.	Alternativa a la hipótesis de conexión Bloque Chortis-sur de México en la que se considera a Chortis como un elemento aislado e independiente situado en el Océano Pacífico al suroeste de su ubicación actual. a) Planteamiento de Keppie y Morán-Zenteno (2005). b) Modelo de Sykes et al. (1982).	<b>44</b>

### **CAPÍTULO 3. UNIDADES METAMÓRFICAS E INTRUSIVAS**

3.1.	Mapa geológico simplificado de la región centro-occidental de la cuenca del Río Motagua, sureste de Guatemala.	<b>47</b>
3.2.	a) Ejemplo de afloramiento de esquistos de mica blanca. Corte de la carretera Gualán-La Unión; b) Fábrica típica de los Esquistos Huité. Se observan	<b>60</b>

- superficies de foliación compuestas por mica, un porfiroblasto de granate y un cristal de plagioclasa. Ancho de vista 4.5 mm, polarización cruzada; c) Porfiroblasto de granate deformado en esquistos de mica blanca, se observa una serie de fracturas dentro del cristal perpendiculares a la foliación la cual está flexionada en torno al granate. Ancho de vista 3 mm, polarización paralela; d) Detalle de porfiroblastos de granate y estaurolita en esquistos de mica blanca. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada; e) Cristales de estaurolita asociados con mica blanca. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada.
- 3.3. a) Afloramiento de gneises de biotita. Corte de la carretera Gualán-La Unión. **63**  
 b) Detalle de los gneises de biotita con foliación plegada. Corte de la carretera Gualán-La Unión. c) Fábrica de gneis de grano medio, nótese los grandes cristales de biotita y los restos de macla en algunas plagioclasas. Ancho de vista 2.5 mm, polarización cruzada. d) Fábrica de gneis de grano fino con dominios de clivaje formados por biotita y microlitones cuarzo-feldespáticos. Nótese los restos de macla en feldespatos. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada. e) Gneis de grano fino con dominios de clivaje de mica blanca. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada.
- 3.4. a) Afloramiento en el que se observa una intercalación de mármol con anfíbolita. Corte de la carretera Gualán-La Unión, al sur del poblado El Chile. **66**  
 b) Fábrica típica de las anfíbolitas, se observan anfíbol, biotita y plagioclasa. Ancho de vista 4.5 mm, polarización cruzada.
- 3.5. a) Afloramiento de mármol bandeado. Corte de la carretera Gualán-La Unión, al sur del poblado El Chile. Diámetro de la moneda 24 mm. b) Fábrica de una muestra de mármol bandeado, nótese la diferencia de tamaño de la calcita que corresponde a bandas diferentes. Ancho de vista 4.5 mm, polarización cruzada. **67**
- 3.6. a) Afloramiento de capas de cuarcitas intercaladas con capas de mármol (de color blanco). Corte de la carretera Cabañas-San Diego; b) Fábrica de cuarcita que está formada por un mosaico de cuarzo recristalizado de tamaño muy fino. Ancho de vista 1 mm, luz polarizada; c) Fábrica de cuarcita en la que además del mosaico de cuarzo se observan porfiroblastos de mica blanca definiendo a la foliación. Ancho de vista 1 mm, luz polarizada. **69**
- 3.7. a) Afloramiento en el que se observa la relación de intrusión entre el Metagranitoide Loma Pareja y gneises de biotita. Corte de la terracería Zacapa-La Unión. b) Detalle de la figura 3.7a en el que se muestra con mayor claridad la relación metagranitoide-gneises. c) Afloramiento en el que se observa al metagranitoide Loma Pareja intrusionado por un dique máfico deformado (dmd) y otro de composición intermedia sin deformación aparente (dsd). Corte de la terracería Zacapa-La Unión. d) Detalle de la figura 3.7c. **72**

3. 8. a) Detalle de un dique granítico lineado. Corte de la terracería Huité-La Oscurana. b) Dique granítico deformado que intrusiona a esquistos de mica blanca. Afloramiento del lecho del arroyo inmediato al oeste de San Miguel. **74**
- 3.9. a) Diques pegmatíticos deformados que intrusiona a anfibolitas. Corte del camino Gualán-La Unión, cerca de la salida sur de Gualán. b) Diques pegmatíticos deformados que intrusionan a anfibolitas y han sido desplazados por fallas. Corte del camino Gualán-La Unión. c) Diques pegmatíticos que intrusionan a esquistos y forman pliegues abiertos que están cortados por fallas. Corte de la terracería Huité-La Oscurana. d) Detalle del dique de la figura 3.9c, se pueden observar características de la fábrica como el tamaño de grano y la foliación plegada. Diámetro de la moneda, 29 mm. e) Dique pegmatítico deformado que intrusiona a la roca metavolcánica. Corte de la terracería Huité-El Jute. f) Detalle del dique de la figura 3.9e, se puede notar la foliación plegada. **76**
- 3.10. a) Dique de granodiorita deformada que intrusiona a anfibolitas. Corte de la carretera Gualán-La Unión. b) Dique de granodiorita deformada que intrusiona a gneises de biotita. Corte de la carretera Gualán-La Unión. c) Detalle de la figura 3.10b en el que se muestra al xenolito de gneis dentro de la granodiorita. **78**
- 3.11. a) Afloramiento de filitas con algunos lentes de metaarenisca. Corte de la terracería El Porvenir-San Pedro Pinula. b) Capa de metaarenisca en filitas, ambas formando un pliegue abierto. Corte de la carretera Chiquimula-Ipala, al sur de San José La Arada. c) Detalle de filitas crenuladas con fracturas desarrolladas a lo largo de los planos axiales que forman una foliación sobrepuesta. Diámetro de la moneda 29 mm. Corte de la terracería San Diego-San Luis Jilotepeque. d) y e) Ejemplos de la fábrica clástica relictas presente en las capas de metaarenisca. Ancho de vista 4.5 mm, polarización cruzada. **88**
- 3.12. a) Contacto tectónico entre la diorita de la muestra Ov 39-2 y mármoles del Complejo Las Ovejas. Carretera Cabañas-San Diego. Longitud del mazo 1 m. b) Diques de granodiorita que intrusionan a anfibolitas, al cuerpo en primer plano corresponde la muestra Ov 48-2. Carretera Gualán-La Unión **94**

#### **CAPÍTULO 4. GEOCRONOLOGÍA**

- 4.1. Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de las muestras de las unidades del ensamble basal del Complejo Las Ovejas que ilustran las características internas de los cristales. a, b y c) Esquistos Huité. d y e) Gneises Lampocoy. Las barras blancas indican la escala aproximada. **119**

4.2.	Gráficas de la muestra de micaesquisto de granate y estaurolita Ov 5X. a) Diagrama de concordia con el total de análisis. b) Diagrama de densidad de probabilidad.	<b>120</b>
4.3.	Diagramas de los análisis U-Pb del esquisto Ov 112. a) Diagrama de concordia del total de edades. b) Gráfica de densidad de probabilidad.	<b>122</b>
4.4.	Edades del esquisto de granate y estaurolita Ov 177. a) Diagrama en el que se muestra el total de análisis, nótese la manifiesta separación de los grupos principales. b) Gráfica de la población de edades cenozoicas. c) Diagrama TuffZirc de la población cenozoica. d) Gráfica de densidad de probabilidad. e) Esquema que ilustra el patrón escalonado definido por las poblaciones de zircones de esta muestra.	<b>124</b>
4.5.	Diagramas de edades de la muestra de gneis de biotita Ov 59. a) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg de todos los análisis. b) Gráfica TuffZirc de la población jurásica con la que se define la edad del protolito del gneis. c) Gráfica de distribución de probabilidad.	<b>127</b>
4.6.	Edades calculadas para el gneis Ov 76. a) Diagrama de concordia con los 112 análisis. b) Gráfica de la población jurásica. c) Gráfica de densidad de probabilidad.	<b>130</b>
4.7.	Diagramas de edad de la muestra de anfibolita Ov 61. a) Diagrama de concordia de la intersección inferior formada con los 29 análisis. b) Gráfica de la edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .	<b>132</b>
4.8.	Diagramas de edad de la muestra de metadacita Ov 107A. a) Edad de intersección inferior calculada con todos los análisis. b) Edad obtenida con los datos del Aptiano. c) Edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ del conjunto aptiano.	<b>133</b>
4.9.	Edades obtenidas en la muestra Ov 71B del Metagranitoide Loma Pareja. a) Diagrama de concordia con el total de datos. b) Edad de intersección inferior con los datos menores a 100 Ma. c) Edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la muestra.	<b>136</b>
4.10.	Gráficas de la muestra Ov 5D proveniente de un dique granítico deformado, cuya población de zircones presenta una estructura de dos conjuntos dominantes, uno Jurásico (148 a 186 Ma) y otro del Eoceno (36 a 55 Ma). Estructura poblacional: a1) Diagrama de concordia con todas las edades. a2) Diagrama TuffZirc de todos los análisis que exhibe una estructura escalonada. Edades de la roca: b1) Diagrama de concordia de la población cenozoica. b) Gráfica en la que se define la edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la población del Eoceno.	<b>138</b>

- 4.11. Diagramas de edad de la muestra Ov 54B de un dique pegmatítico deformado que intrusión a anfibolitas. a) Diagrama Tera-Wasserburg de la intersección inferior calculada con todos los análisis. b) Edad de intersección inferior obtenida con los datos del Cenozoico. c) Gráfica TuffZirc de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de las edades cenozoicas. **140**
- 4.12. Gráficos de la muestra Ov 06-3 proveniente de un dique pegmatítico deformado. a) Diagrama Tera-Wasserburg de la edad de intersección inferior con el total de datos. b) Diagrama de edad promedio ponderada del componente poblacional del Eoceno. **143**
- 4.13. Diagramas de la muestra Ov 107B del dique pegmatítico deformado emplazado en la metadacita. a) Análisis de la población jurásica. a1) Edad de intersección inferior, a2) Edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . b) Análisis de la población cenozoica. b1) Diagrama de la edad de intersección inferior, b2) Edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . **144**
- 4.14. Ilustraciones de las edades obtenidas en la muestra de granodiorita deformada Gt 0407 la cual corta a esquistos de biotita. a) edad de intersección inferior calculada con el grupo completo de datos. b) Gráfico TuffZirc que define la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . **147**
- 4.15. Edades obtenidas en la muestra de granodiorita deformada Gt 0415. a) Diagrama de intersección inferior computada con el conjunto completo de análisis. b) Diagrama de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . **148**
- 4.16. Edades calculadas para la muestra de granodiorita deformada Ov 64 la cual se emplaza en anfibolitas. a) Intersección inferior obtenida con los análisis meso-cenozoicos. b) Gráfico de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . **150**
- 4.17. Diagramas de edad de la muestra Ov 9X de la Diorita Deformada El Maguey. a) Gráfica de la intersección inferior con todos los análisis. b) Gráfica de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . **151**
- 4.18. Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de las muestras de metaareniscas de la Filita San Diego, en las que se ilustran las características internas de los cristales. Las barras blancas indican la escala aproximada. **153**
- 4.19. Diagramas de la metaarenisca Gt 0417 de la Filita San Diego. a) Gráfica con todos los análisis. b) Detalle del grupo de edades más jóvenes. c) Diagrama de densidad de probabilidad en el que se muestran los picos de concentración principales. **154**

4.20.	Gráficas de la muestra Ov 142B de metaarenisca de la Filita San Diego. a) Diagrama Wetherill con todos los datos. b) Gráfica de densidad de probabilidad con los picos de concentración principales.	<b>155</b>
4.21.	Imágenes de cátodoluminiscencia de zircones de diferentes cuerpos intrusivos que exhiben las características internas de los cristales. a) Plutón La Unión. b) Plutón Chiquimula. c) y d) Intrusivo Las Joyas. Las barras refieren la escala aproximada.	<b>156</b>
4.22.	Edades obtenidas en la muestra de granodiorita del Plutón La Unión Ov 0430. a) Diagrama de concordia de la intersección inferior calculada con todos los datos. b) Diagrama TuffZirc de la edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ con los datos jurásicos.	<b>158</b>
4.23.	Diagramas de la muestra de granito 894A del Plutón Chiquimula. a) Edad de intersección inferior del total de análisis. b) Edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ del total de datos.	<b>159</b>
4.24.	Edad de la granodiorita Ov 0424 del apófisis principal del Intrusivo Las Joyas. a) Diagrama de concordia de la intersección inferior con el total de datos. b) Edad promedio de todas las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .	<b>161</b>
4.25.	Diagramas de la muestra Ov 0440 de un dique de granito del Intrusivo Las Joyas que corta a la Diorita Deformada El Maguey. a) Gráfica con todos los análisis. b) Edad promedio de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .	<b>162</b>
4.26.	Diagramas de la granodiorita Ov 39-2. a) Intersección inferior obtenida con todos los análisis. b) Diagrama TuffZirc del promedio de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .	<b>164</b>
4.27.	Edad de la muestra Ov 0421 del granito Tres Sábanas. a) Diagramas de Intersección inferior obtenida con todos los análisis. b) Diagrama de la edad promedio de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .	<b>166</b>

## **CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

5.1.	Comparación de los diagramas de distribución de probabilidad de esquistos y gneises del Complejo Las Ovejas y de metaareniscas de la Filita San Diego. Las partes sombreadas indican las coincidencias observadas en las poblaciones de las muestras del Complejo Las Ovejas (gris) y de las muestras de la Filita San Diego (gris oscuro). Las áreas gris claro señalan el traslape parcial de pequeñas poblaciones presentes en ambas unidades.	<b>175</b>
------	---	------------

- 5.2. Esquema que ilustra la historia geológica inferida para el Complejo Las Ovejas en la región sureste de Guatemala, con base en las observaciones geológicas y los fechamientos realizados en este estudio. Claves: Pr - Protolito. Episodios de actividad: I - Intrusivo; M - Metamorfismo; D - Deformación. **180**
- 5.3. Comparación de distribuciones de edades U-Pb en zircones de algunas muestras de los terrenos del sur de México, con las principales características de las poblaciones del Complejo Las Ovejas y la Filita San Diego denotadas por las áreas sombreadas. Fuentes: diagramas 1 a 3, 5, 6, 8 y 9 de Talavera-Mendoza et al. (2007); 4 y 7 de Martini et al. (2009); 10 de Escalona-Alcazar et al. (2009); 11 de Venegas-Rodríguez et al. (2009); 12 y 14 de Pérez-Gutiérrez et al. (2009b); 13 de Mendoza-Rosales et al. (2010); 15 a 17 de Talavera-Mendoza et al. (2005); 18 a 20 de Gillis et al. (2005); 21 de Ducea et al. (2004 [muestras M01-11, M01-14, M01-16]); 22 de Martens et al. (2010); 23 y 24 de Weber et al. (2008). Las barras en gris corresponden a las de la figura 5.1. Información complementaria de esta figura en la tabla 5.1. **188**

## Índice de Tablas

Tabla #	Descripción	Página
<b>CAPÍTULO 2. EL BLOQUE CHORTIS</b>		
2.1.	Edades de Unidades Metamórficas del Bloque Chortis de Ratschbacher et al. (2009)	28
2.2.	Edades Isotópicas de Cuerpos Intrusivos del Bloque Chortis	31
2.3.	Síntesis de la Propuesta de Terrenos de Ortega-Gutiérrez et al. (2007)	34
<b>CAPÍTULO 3. UNIDADES METAMÓRFICAS E INTRUSIVAS</b>		
3.1.	Edades Obtenidas en el Complejo Las Ovejas en Guatemala	80
<b>CAPÍTULO 4. GEOCRONOLOGÍA</b>		
4.1.	Materiales Empleados en los Fechamientos U-Pb en Zircones	101
4.2.	Parámetros Analíticos Rutinarios y Especificaciones del Sistema LA ICP MS para Fechamientos U-Pb en Zircones	102
4.3.	Materiales Empleados en los Fechamientos K-Ar	106
4.4.	Ubicación de las Muestras Datadas	116
4.5.	Resumen de las Edades Isotópicas Obtenidas en esta Investigación	167
4.6.	Número Total de Edades por Unidad Litoestratigráfica	169
<b>CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b>		
5.1.	Síntesis de Edades U-Pb en Zircones Detríticos de los Terrenos del Sur de México	185



## *Agradecimientos*

Como la mayoría de obras, una tesis doctoral, es en lo esencial, una responsabilidad individual, pero implica la participación directa o indirecta de un conjunto numeroso de personas. En este sentido, a través de estas líneas, este autor desea expresar su sincero agradecimiento a la gente que lo orientó, asistió, asesoró y criticó durante el curso de este estudio, contribuciones con las que se llegó a la terminación exitoso de esta disertación.

En primer lugar quiero expresar mi profundo reconocimiento al pueblo de México ya que por medio de sus contribuciones es aún posible que exista la educación pública de calidad, gratuita y humanística, que de no ser así, al igual que yo, muchos otros mexicanos no pudiéramos tener una formación académica de posgrado. En este contexto, fue gracias al financiamiento público otorgado al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología que se me proporcionó el soporte económico para realizar esta tesis mediante la beca # 172223.

Hago manifiesta mi especial gratitud a la Universidad Nacional Autónoma de México por posibilitar el acceso y uso de la infraestructura, talleres, laboratorios y equipamientos, de los institutos de Geología y Geofísica y del Centro de Geociencias, así como por el financiamiento otorgado para realizar el trabajo de campo a través del proyecto PAPPIT – IN100002.

Mi gratitud con los doctores Fernando Ortega Gutiérrez, Luigi Augusto Solari Lovati, Jesús Solé Viñas, Peter Schaaf y Bodo Weber quienes formaron el comité evaluador, por dedicar parte de su tiempo a la lectura, análisis y revisión exhaustiva de este trabajo, cuyos valiosos comentarios, correcciones, recomendaciones y sugerencias me ayudaron a mejorar, afinar y consumir la versión definitiva del documento. También reconozco las valiosas aportaciones realizadas por los doctores Mariano Elías Herrera, Dante Morán Zenteno y Luca Ferrari, quienes participaron en los comités de las evaluaciones interanuales o en el examen predoctoral.

Sinceramente estimo el apoyo otorgado por mi tutor, Dr. Luigi Solari, por su generosa asistencia en los fechamientos U-Pb, el seguimiento, orientación, supervisión y revisión de esta investigación a lo largo de estos años y por permitirme efectuar este estudio con total libertad.

Aprecio de manera particular al estudiante del Centro Universitario del Norte de la Universidad de San Carlos de Guatemala: Hugo Francisco Ruano Rivera, por su asistencia y acompañamiento durante las labores de campo.

Además quiero agradecer la disposición de diferentes personas durante la preparación de muestras y el trabajo analítico: a Teodoro Hernández Treviño por el soporte técnico y apoyo otorgado para el uso de las instalaciones y equipos del Laboratorio Universitario de Geoquímica

Isotópica, así como a Gabriela Solis, también del LUGIS, por la geoquímica de los intrusivos. A Consuelo Macías Romo por las facilidades de acceso al taller de molienda.

Asimismo, reconozco a María Luisa Reyes y a Gloria Angélica Alba de la oficina del posgrado, su amable ayuda con las gestiones escolares y administrativas.

Finalmente, deseo mencionar a quienes intervinieron en esta tesis más allá del estricto ámbito académico. Uwe Martens gentilmente compartió su conocimiento de la geología de Guatemala, además de conseguir y proporcionar bibliografía relevante acerca de Centroamérica, el préstamo de su vehículo para efectuar parte del trabajo de campo y el apoyo económico para que asistiera a una excursión geológica en Guatemala. Jesús Solé por su apoyo académico, asistencia económica, amistad, las fructíferas discusiones y las cuidadosas revisiones de diferentes partes del manuscrito, que mucho auxiliaron en el desarrollo de este estudio. María Fernanda Campa Uranga quien con su amistad, conocimientos, forma de trabajo, perseverancia y motivación ha inculcado en mí, un sentido de seriedad, responsabilidad y rigor académico, sin los cuales no podría tener una formación completa como investigador.

Estoy en deuda con ustedes por todo lo recibido durante el largo periodo que ha tomado la realización de esta tesis.

A todos mil gracias.

Rafael

Febrero, 2016

***Caracterización Geológica y Geocronológica  
de Unidades Metamórficas e Intrusivas de la  
Región Centro-Oeste de la Cuenca del Río  
Motagua, Sureste de Guatemala,  
Centroamérica: Implicaciones en las  
Conexiones Sur de México - Bloque Chortis***



# **Caracterización Geológica y Geocronológica de Unidades Metamórficas e Intrusivas de la Región Centro-Oeste de la Cuenca del Río Motagua, Sureste de Guatemala, Centroamérica: Implicaciones en las Conexiones Sur de México – Bloque Chortis**

## **Resumen**

En la región centro-oeste de la cuenca del Río Motagua, sureste de Guatemala, en Centroamérica, aflora un conjunto heterogéneo de unidades geológicas de diferente composición, estructura, edad, origen e historia. Las sierras que integran el flanco austral de esa cuenca, son delimitadas por los sistemas de fallas Motagua (al norte) y Jocotán (al sur), y se caracterizan esencialmente por dos terrenos contrastantes en su metamorfismo: el Complejo Las Ovejas, unidad de alto grado y la Filita San Diego, unidad de bajo grado.

El Complejo Las Ovejas es un terreno metamórfico, tradicionalmente considerado como parte del basamento del Bloque Tectónico Chortis. Está compuesto por dos asociaciones litológicas, un ensamble basal consistente de unidades metasedimentarias y metaígneas de medio a alto grado metamórfico, y la otra, es conjunto de intrusivos deformados o con incipiente metamorfismo. El Ensamble Basal está integrado por esquistos, gneises, anfibolitas, mármoles, cuarcitas y rocas metavolcánicas interrelacionadas. La mayor variación composicional atañe a esquistos y gneises, entre las que predominan: gneises de biotita, gneises de mica blanca, gneises de dos micas, esquistos de mica blanca, esquistos de biotita, esquistos de mica ± granate ± estauroлита y esquistos calcáreos. La fábrica típica en estas unidades es una foliación espaciada dúctil penetrativa con y sin lineación. El Ensamble Intrusivo está conformado por numerosos cuerpos de tamaño, forma, fábricas y composiciones heterogéneas que ocurren como sills, diques o pequeños troncos, entre los cuales hay metagranitoides, diques graníticos y pegmatíticos, granodioritas y dioritas todos con deformación cristal-plástica.

La Filita San Diego, también considerada parte del basamento del Bloque Chortis, es una unidad metasedimentaria de muy bajo a bajo grado con variaciones composicionales, constituida principalmente por filitas y en menor proporción por metaareniscas, pizarras y esquistos, que en algunas partes forman una secuencia interestratificada.

En esos terrenos metamórficos se emplazaron una serie de intrusivos sin metamorfismo ni deformación cristal-plástica de tamaño, composición y edades diferentes y con relaciones estratigráficas y estructurales diversas.

Con objeto de caracterizar geocronológicamente al Complejo Las Ovejas, la Filita San Diego y a varios de los intrusivos, así como de obtener datos útiles para acotar las interpretaciones de la historia geológica del Bloque Chortis y su correlación con el sur de México, se realizó un extenso estudio geocronológico U-Pb y K-Ar. Se obtuvieron un total de 40 dataciones, de ellas 24 fueron por U-Pb en zircones con LA-ICPMS y 16 por K-Ar en distintos concentrados minerales.

Las edades U-Pb posibilitaron la diferenciación de los protolitos de las litologías del ensamble basal del Complejo Las Ovejas. Los esquistos son caracterizados por poblaciones de zircones detríticos del Pérmico y el Triásico. Mientras que los gneises y las anfibolitas se distinguen por edades jurásicas. En cambio, la muestra de la unidad metavolcánica tiene una edad del Cretácico Temprano. Con base en estos datos, se infiere que los protolitos del ensamble basal de este complejo fueron un grupo heterogéneo de unidades formadas en distinto tiempo.

Por otra parte, las poblaciones principales de zircones detríticos de la Filita San Diego son del Proterozoico, con las edades más jóvenes en el Cámbrico. Esta diferencia en edades confirma que el Complejo Las Ovejas y la Filita San Diego son dos unidades litotectónicas distintas.

Las edades U-Pb del ensamble de intrusivos deformados del Complejo Las Ovejas son del Cenozoico. La más antigua corresponde a un metagranitoide cuya muestra dio 59 Ma; cuatro diques de composición granítica-granodiorítica tienen edades que abarcan de 39 a 35 Ma; otros dos diques pegmatíticos se sitúan en tono a los 32 Ma y una diorita deformada tiene 28 Ma. Las dataciones K-Ar obtenidas en anfíbol, biotita y mica blanca forman dos grupos, uno integrado por dos muestras de anfibolita con edades de 45 y 36 Ma, y el otro, compuesto por siete muestras, tres de esquisto, un gneis y tres de intrusivos deformados, cubre un rango de 30 a 24 Ma. Estos dos conjuntos de edades U-Pb y K-Ar del Eoceno-Oligoceno, permiten inferir que el episodio metamórfico de alto grado que formó al Complejo Las Ovejas ocurrió hacia los 45 a 35 Ma, en tanto que el lapso de 30 a 24 Ma, puede reflejar el tiempo del enfriamiento regional y posiblemente el inicio de la exhumación y el levantamiento.

Del grupo de intrusivos sin deformación cristal-plástica se fecharon seis cuerpos, tres granitoides y tres dioritas. En el Plutón La Unión se obtuvo una edad de  $165 \pm 2$  Ma. El Plutón Chiquimula resultó tener una edad de  $91 \pm 1$  Ma. El Intrusivo Las Joyas, que corta al Complejo Las Ovejas y al Mélange El Tambor, en dos de sus muestras produjo  $28 \pm 0.4$  Ma y  $27 \pm 0.8$  Ma. Este conjunto de dataciones son de U-Pb en zircones. A su vez, los intrusivos de composición diorítica produjeron edades K-Ar equivalentes: un cuerpo que se emplaza entre el Complejo Las Ovejas y el Plutón La Unión tiene  $31.3 \pm 1.3$  Ma; un dique que intrusión a anfibolitas es de  $27.4 \pm 0.7$  Ma; en otro pequeño cuerpo que corta a mármoles del Complejo Las Ovejas se obtuvo  $30 \pm 3.5$  Ma en el anfíbol y 28 Ma en los zircones. Este conjunto de intrusivos y sus edades, demuestran la existencia de al menos tres episodios distintos de actividad magmática en el margen norte del Bloque Chortis.

Las edades metamórficas e ígneas del Eoceno-Oligoceno abundantes en el Complejo Las Ovejas, hasta la fecha no se han encontrado en ninguno de los terrenos del sur de México, de lo que se deduce que el Complejo Las Ovejas ha tenido poca o ninguna interacción con esos terrenos en su historia más reciente. Esto significaría que el episodio metamórfico de alto grado que originó a ese complejo no está relacionado a la historia tectónica mexicana, lo cual implica o que el Bloque Chortis se separó del sur de México antes del Cenozoico, o bien nunca ha estado relacionado a este margen del Pacífico.

**Palabras Clave:** Complejo Las Ovejas, Bloque Chortis, Guatemala, Centroamérica, Sur de México, Geocronología U-Pb, Geocronología K-Ar, Zircones, Filita San Diego, Placa Caribe.

# **Geological and Geochronological Characterization of Metamorphic and Intrusive Units of the Midwest Region of the Motagua River Basin, Southeastern Guatemala, Central America: Implications for Southern Mexico – Chortis Block Connections**

## **Abstract**

In the Midwest region of the Motagua River Basin, southeast of Guatemala, in Central America, crops out a heterogeneous set of geological units of different composition, structure, age, origin and history. The mountain ranges that make up the southern flank of that basin are bounded by Motagua (north) and Jocotán (south) fault systems, and are essentially characterized by two contrasting terranes in their metamorphism: the Las Ovejas Complex, a high-grade unit and the San Diego Phyllite, a low-grade unit.

The Las Ovejas Complex is a metamorphic terrane, traditionally regarded as part of the basement of the Chortis Block. This complex is formed by two lithological associations: a basal ensemble that consists of metasedimentary and metaigneous units of medium- to high-metamorphic grade, and the other is a set of deformed intrusive bodies or with incipient metamorphism. The Basal Ensemble is composed of interrelated schists, gneisses, amphibolites, marbles, quartzites and metavolcanic rocks. Most compositional variation corresponds to schists and gneisses, among which predominate biotite gneisses, white-mica gneisses, two-mica gneisses, white-mica schist, biotite schist, mica ± garnet ± staurolite schist, and calcareous schist. The characteristic fabric in these units is a ductile penetrative spaced foliation with and without lineation. The Intrusive Ensemble is made up of numerous bodies heterogeneous in size, shape, fabrics and composition that occurs as sills, dykes, or small stocks, among which there are metagranitoids, granite and pegmatite dikes, granodiorite and diorite, all of them with crystal-plastic deformation.

The San Diego Phyllite, also regarded as part of the basement of the Chortis Block, is a very low to low grade metasedimentary unit with compositional variations, mainly composed of phyllites and minor proportion of meta-sandstones, slate, and schists, that in some parts form an interbedded sequence.

In those metamorphic terranes were emplaced a set of intrusive bodies without metamorphism or crystal-plastic deformation of diverse size, composition, and ages, and with different stratigraphic and structural relations.

In order to geochronologically characterize the Las Ovejas Complex, San Diego Phyllite and several of the intrusions as well as obtain useful data to refine interpretations of the geologic history of the Chortis Block and its correlation with southern México, an extensive U-Pb and K-Ar geochronological study was undertaken. We obtained a total of 40 ages, of which 24 were by U-Pb in zircon with LA-ICPMS and 16 were with K-Ar in different mineral concentrates.

The U-Pb ages enabled us to differentiate the protoliths of the basal ensemble lithologies of the Las Ovejas Complex. The schists are characterized by detrital zircons populations from Permian and Triassic, while gneisses and amphibolites are distinguished by Jurassic ages. However, the sample from the metavolcanic unit has an Early Cretaceous age. Based on these data, we infer that the protoliths of basal ensemble of this complex were a heterogeneous group of units formed at different times.

Otherwise, the main populations of detrital zircons from the San Diego Phyllite are Proterozoic, with the younger ages in the Cambrian. This difference in ages confirms that the Las Ovejas Complex and the San Diego Phyllite are two different lithotectonic units.

The U-Pb ages of deformed intrusive ensemble of Las Ovejas Complex are Cenozoic. The oldest corresponds to a metagranitoid whose sample was 59 Ma; four granite-granodiorite dikes have ages ranging from 39 to 35 Ma; two other pegmatitic dikes are c. 32 Ma and a deformed diorite is 28 Ma. The K-Ar ages obtained in amphibole, biotite and white-mica form two groups, one composed of two amphibolite samples aged 45 and 36 Ma, the other composed of seven samples, three of schist, one gneiss, and three deformed intrusives, covers a range of 30-24 Ma. These Eocene-Oligocene U-Pb and K-Ar ages, allow us to infer that the high grade metamorphic episode that originated the Las Ovejas Complex happened towards 45 to 35 Ma, while the 30 to 24 Ma span, can represent the regional cooling time and possibly the start of the exhumation and uplift.

Of the intrusive group without crystal-plastic deformation six bodies, three granitoids and three diorites, were dated. In La Union Pluton an age of  $165 \pm 2$  Ma was obtained. The Chiquimula Pluton have an age of  $91 \pm 1$  Ma. Two samples of the Las Joyas Intrusive, which cuts Las Ovejas Complex and El Tambor Mélange, produced  $28 \pm 0.4$  and  $27 \pm 0.8$  Ma. This set of dates is based on U-Pb in zircon. In turn, dioritic intrusives produced K-Ar equivalent ages: a body emplaced between the Las Ovejas Complex and the La Union Pluton is  $31.3 \pm 1.3$  Ma; a dike that intrudes amphibolites is  $27.4 \pm 0.7$  Ma. Another small body that cuts marbles of the Las Ovejas Complex gave an age of  $30 \pm 3.5$  Ma in amphibole and 28 Ma in zircon. This set of intrusives and their ages, demonstrate the existence of at least three different episodes of magmatic activity in the northern margin of the Chortis block.

The abundant Eocene-Oligocene metamorphic and igneous ages in the Las Ovejas Complex have not been found to date in any of the terranes of southern Mexico. From that it is deduced that the Las Ovejas Complex has had little or no interaction with those terranes in its more recent history. This would mean that the high-grade metamorphic episode which originated this complex is not related to the Mexican tectonic history, implying either that the Chortis Block was broken apart from southern Mexico before the Cenozoic, or it has never been connected to this Pacific margin.

**Key Words:** Las Ovejas Complex, Chortis Block, Guatemala, Central America, Southern México, U-Pb Geochronology, K-Ar Geochronology, Zircons, San Diego Phyllite, Caribbean Plate.

# *Introducción*

El Bloque Chortis es una entidad geológico-tectónica situada en la zona meso-septentrional de Centroamérica que se caracteriza por la amplia existencia de terrenos metamórficos, por lo que es una pieza clave en el conocimiento de la geología y de la evolución de la Placa Caribe. Es en la parte norte de este bloque, las regiones sur-suroriental de Guatemala y noroccidental de Honduras, donde los basamentos metamórficos afloran de manera extensa y continua.

El estudio, conocimiento y entendimiento de los ensambles metamórficos del Bloque Chortis es fundamental para circunscribir los modelos tectónicos y las reconstrucciones paleogeográficas de la región caribeña, así como para poder evaluar las propuestas de conexión Bloque Chortis - sur de México.

Desde el noreste de Ciudad de Guatemala hasta la costa del Caribe guatemalteca, al sur, en forma paralela y a lo largo de la cuenca del Río Motagua, se extiende una cordillera constituida por terrenos metamórficos diversos y conjuntos intrusivos heterogéneos. Esa cadena montañosa está limitada al norte por el Sistema de Fallas Motagua, el cual es un grupo de fallas laterales con rumbo W-E-NE distribuidas a través de la Cuenca Motagua, dicho sistema también constituye el margen septentrional del Bloque Chortis. En el curso de esta serranía convergen, entre otros elementos geológicos, dos terrenos contrastantes en su metamorfismo: el Complejo Las Ovejas, ensamble de alto grado y la Filita San Diego, unidad de bajo grado, ambos considerados como parte del basamento del Bloque Chortis.

El presente trabajo tiene por objeto caracterizar geológica y geocronológicamente al Complejo Las Ovejas y a la Filita San Diego así como a algunos de los intrusivos. El área de estudio se encuentra en la parte sur de la región centro-oeste de la cuenca del Río Motagua, en el suroriente de Guatemala, zona norte de Centroamérica.

Este documento se ha estructurado en cinco capítulos, cada uno enfocado a un tópico específico, que están agrupados en tres partes, la primera, capítulos 1 y 2, se orienta a la presentación de un panorama introductorio a la tesis y a la problemática que se aborda, la segunda, capítulos 3 y 4, se enfoca a la descripción y análisis de la zona de estudio y los resultados obtenidos, y la tercera, capítulo 5, se encauza a la interpretación, discusión y debate de los resultados de esta investigación.

En el primer capítulo se presenta un preámbulo general a esta disertación, por lo cual se indican: la localización geográfica del área de estudio, las vías terrestres de acceso, los trabajos previos realizados en la zona, el fundamento e hipótesis que motivan este estudio y los objetivos que se pretende lograr.

En el capítulo dos se expone una síntesis de las características geológicas y tectónicas del Bloque Chortis, la cual se basa en una revisión y análisis bibliográfico de la mayoría de trabajos que a la fecha se han publicado. El objetivo de esta sinopsis es mostrar la diversidad y complejidad geológica de ese bloque y examinar los problemas mayores en el entendimiento de su historia y sus procesos tectónicos.

En el tercer capítulo se describen con detalle las unidades estratigráficas principales de este estudio, el interés primordial se orienta al Complejo Las Ovejas, pero también se trata con atención a la Filita San Diego y a los intrusivos sin deformación cristal-plástica de los que se realizó su datación.

El capítulo cuatro detalla un nuevo conjunto de edades isotópicas U-Pb y K-Ar obtenidas en las distintas litologías descritas en el capítulo anterior. A fin de mostrar la información completa, el capítulo se

divide en tres secciones, la primera está enfocada a la exposición de los procedimientos, métodos y tecnologías analíticas; en la segunda, se señalan los criterios empleados en el examen, discriminación, ponderación e interpretación de los resultados y se describen de manera detallada cada una de las edades. En la tercera parte se hace un sumario de las edades.

En el capítulo cinco se analizan, interpretan y discuten los datos y resultados obtenidos en esta investigación y sus implicaciones en la conceptualización del Bloque Chortis. De inicio, se plantea una historia de evolución geológica para el Complejo Las Ovejas y se evalúa la posibilidad de su correlación con los terrenos tectónicos del sur de México. Luego se procede de forma análoga con la Filita San Diego. A continuación, se describen los episodios de intrusión del margen norte del Bloque Chortis y en seguida se expone una propuesta de terreno tectonoestratigráfico para el Complejo Las Ovejas. Posteriormente, se discute la conexión Bloque Chortis-sur de México. Para completar el capítulo, se enlistan las principales conclusiones derivadas de los datos y sus análisis, así como las cuestiones por resolver en estudios posteriores.

Como última parte formal de la tesis, se proporciona la bibliografía, la cual contiene todas las referencias a los documentos utilizados como apoyo en esta investigación.

Adicionalmente, se encuentra un apéndice, en el que se proporcionan los datos y resultados analíticos de cada fechamiento realizado. Este apéndice lo forman, la tabla A.1 la cual corresponde a los fechamientos K-Ar, y la tabla A.2 que concierne a las dataciones U-Pb.

Este proyecto se emprendió a sugerencia del Dr. Luigi Solari, como un problema de investigación orientado al estudio y datación de los complejos de basamento del Bloque Chortis y sus relaciones con los complejos metamórficos de los terrenos del sur de México, en el marco del proyecto PAPPIT – IN100002.

La elaboración de secciones delgadas, preparación de muestras y concentración de minerales para los fechamientos se realizó en los talleres y laboratorios de los Institutos de Geología, Geofísica y el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Los datos presentados en esta investigación pretenden ser útiles en el conocimiento de los terrenos metamórficos que afloran en la parte sureste de Guatemala, región perteneciente al norte del Bloque Chortis, lo cual es prioritario para entender la evolución geológica en el tiempo y el espacio de esta entidad, así como de sus posibles lazos con los terrenos tectónicos del sur de México.

# CAPÍTULO 1

## *Marco de Referencia*

### **1.1. INTRODUCCIÓN**

En el presente capítulo se brinda un preámbulo general a esta disertación. A fin de mostrar los rasgos esenciales de esta investigación, se indica la localización geográfica de la región en la que se realiza el trabajo y sus formas de acceso. En seguida se presenta un breve panorama de los antecedentes locales y próximos al área de estudio, los que serán tratados con detalle y en forma diferenciada en secciones y capítulos posteriores. Por último, se señalan el fundamento y la hipótesis que motivan esta tesis y los objetivos que se pretenden lograr.

### **1.2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA**

El área de estudio de esta tesis se ubica en la región centro-occidente de la cuenca del Río Motagua, zona sureste de la República de Guatemala, en el norte de Centroamérica (fig. 1.1a). En específico, la investigación se realizó en la cadena montañosa con orientación general suroeste - noreste que se ubica entre los Sistemas de Fallas Motagua (al norte) y Jocotán (al sur).

La zona de estudio se limita por los paralelos  $14^{\circ} 40'$  a  $15^{\circ} 07' 30''$  de latitud norte y los meridianos  $89^{\circ} 15'$  a  $90^{\circ} 00'$  de longitud oeste. Políticamente, esta área comprende parte de los departamentos de El Progreso, Zacapa, Chiquimula y Jalapa (fig. 1.1b). Las ciudades principales dentro la zona son Chiquimula y Zacapa, que a la vez son cabeceras departamentales. Entre las poblaciones más relevantes se encuentran San Agustín Acasaguastlán, Teculután, Río Hondo, Gualán, Cabañas, Huité, Estanzuela, San Diego, Jocotán, Camotán y La Unión (fig. 1.1b). Otros poblados importantes son San José La Arada, San Miguel, San Vicente y El Rosario.

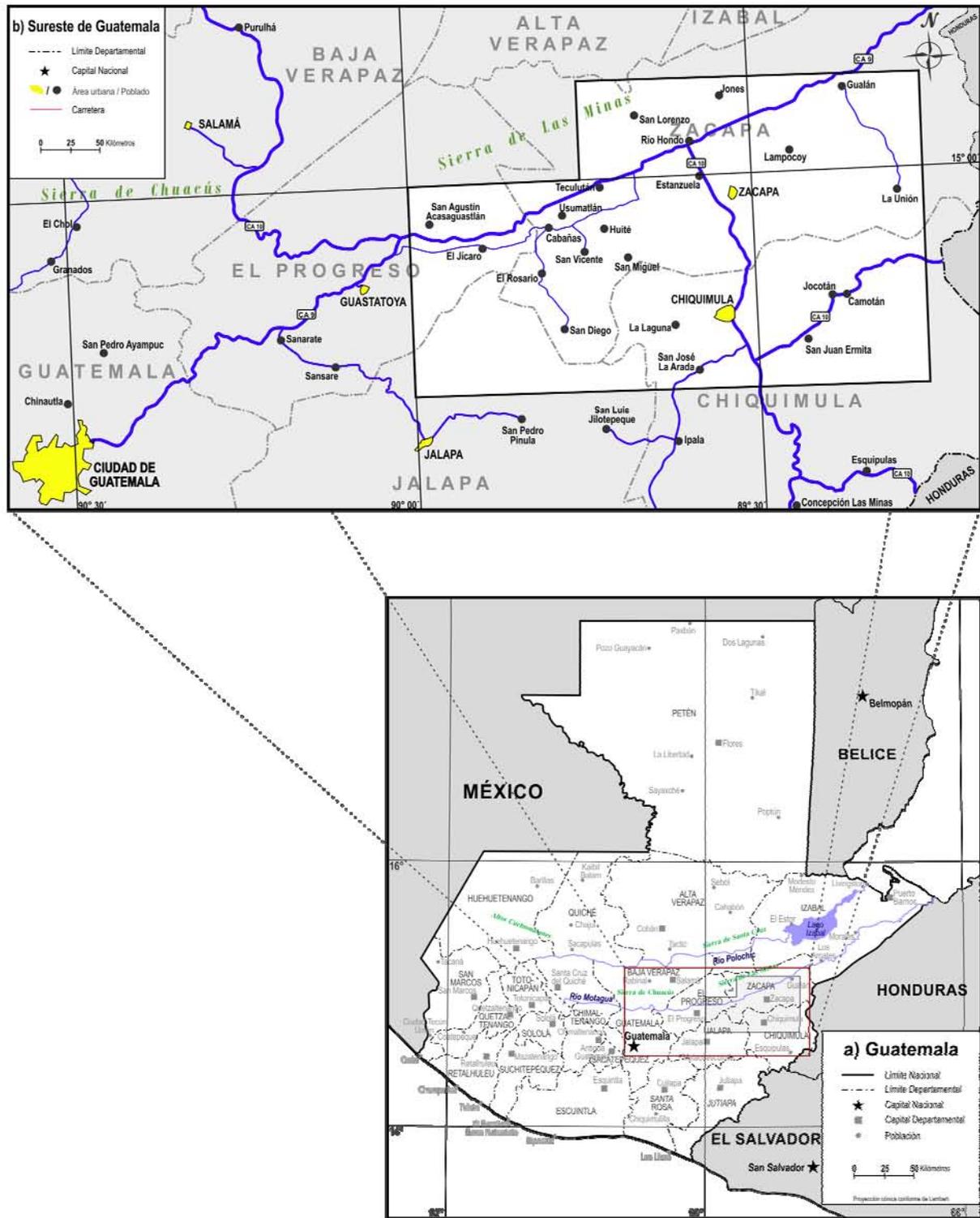


Figura 1.1. Mapa índice en el que se muestra la localización del área de estudio. a) División política de Guatemala con las principales poblaciones. b) Detalle de una parte de la región sureste de Guatemala, se incluyen las vías de comunicación y poblados mencionados en el texto. El espacio enmarcado señala el área donde se realizó este trabajo.

Las hojas topográficas escala 1:50 000 que cubren el área y se emplean en este trabajo son: San Agustín Acasaguastlán (2260 IV), San Diego (2260 III), Río Hondo (2261 II), Zacapa (2260 I), Chiquimula (2260 II), Gualán (2361 III), La Unión (2360 IV) y Jocotán (2360 III), figura 1.2, y las de escala 1:250 000 son Puerto Barrios (ND 16-1) y Chiquimula (ND 16-5), todas editadas y publicadas por el Instituto Geográfico Nacional de Guatemala.

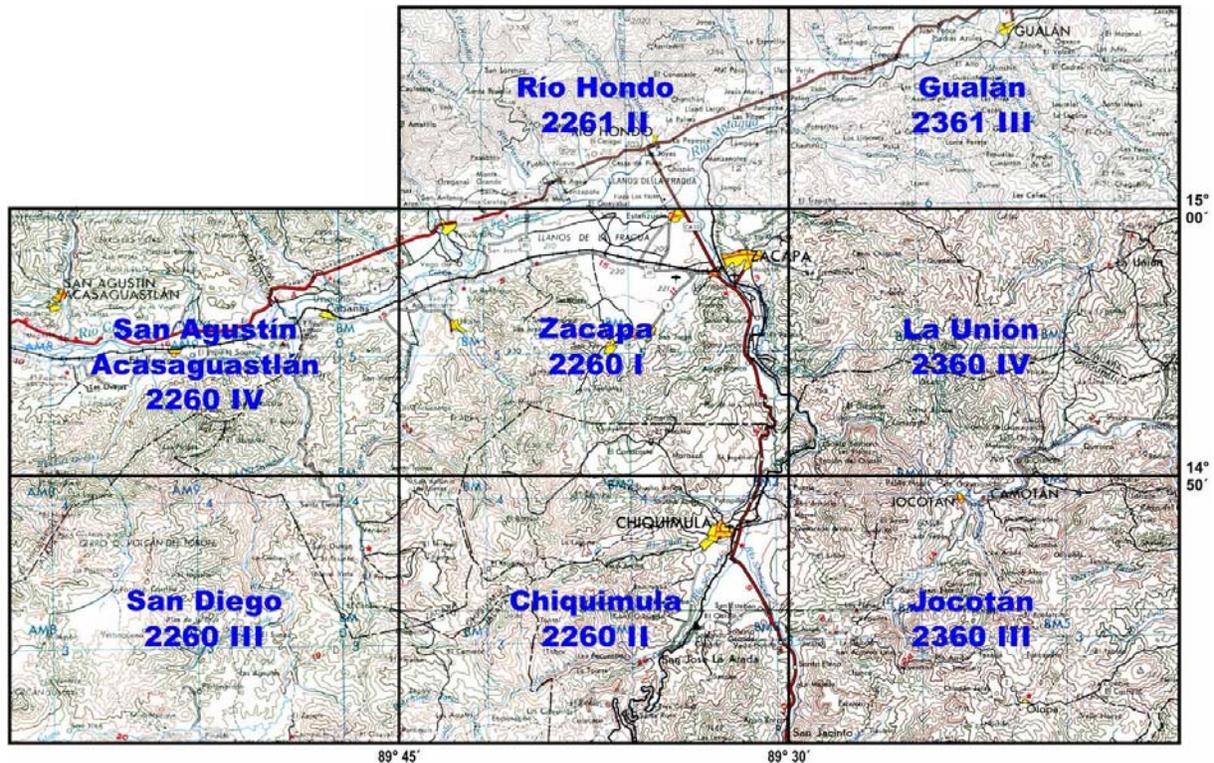


Figura 1.2. Relación de cartas topográficas escala 1:50 000 que son incluidas en este estudio. Se anota nombre y clave de cada una para mejor referencia.

### 1.3. VÍAS DE ACCESO

Para llegar al área de estudio desde Ciudad de Guatemala, la manera directa es tomar la carretera centroamericana número 9 (CA 9) que tiene como destino final la Ciudad de Puerto Barrios, localizada en la costa caribeña del país. Hasta el límite occidental de la zona de trabajo es un recorrido aproximado de 120 km (fig. 1.1b), mientras que al poblado Gualán, localizado cerca del límite oriental, son alrededor de 160 km.

Dentro del área de trabajo existe una moderada red vial: cinco carreteras pavimentadas: la ya citada carretera CA 9; la carretera CA 10 que pasa por Zacapa y Chiquimula; la nacional 21 que se desprende de la anterior y conduce a Jocotán para enseguida internarse en Honduras, la departamental 1, que va de Cabañas a San Diego y la carretera departamental 5 que va de Gualán a La Unión. El resto son caminos de terracería, muchos de ellos sólo transitables en tiempo de secas.

#### **1.4. TRABAJOS PREVIOS RELACIONADOS AL ÁREA DE ESTUDIO**

La región centro-este y sureste de Guatemala es un área geológicamente compleja ya que en ella converge un conjunto heterogéneo de unidades estratigráficas con relaciones espacio-temporales que a la fecha, aún presentan grados diversos de incertidumbre.

Las investigaciones geológicas en esta zona, iniciaron desde la segunda mitad del siglo 19 y continuaron de manera pausada durante el siglo 20, a lo largo de este tiempo ha habido varias etapas de profundización en el conocimiento geológico, yendo desde los fundamentales trabajos de reconocimiento (Dollfus y de Mont-Serrat, 1868; Sapper, 1899, 1937) hasta investigaciones de bloques de unos pocos metros cúbicos de volumen (Yui et al., 2010; Endo et al., 2012).

Las bases estratigráficas regionales de Guatemala fueron establecidas desde hace poco más de cincuenta años en los trabajos de Roberts e Irving (1957), Walper (1960), Weyl (1961), Vinson (1962), McBirney (1963), Williams et al. (1964), McBirney y Bass (1969a), Burkart et al. (1973) y Wilson (1974).

En las décadas de los sesenta, los setenta y primeros años de los ochenta, se realizaron una serie de tesis de posgrado por estudiantes de varias universidades de Estados Unidos en colaboración con el Instituto Geográfico Nacional de Guatemala (Hirschman, 1963; Burkart, 1965; Crane, 1965; Clemons, 1966; Reeves, 1967; Carvalho, 1967; Bosc, 1971; Lawrence, 1975; Newcomb, 1975; Schwartz, 1976; Muller, 1979; Rosenfeld, 1981; Johnson, 1984), estos trabajos tenían por objetivo realizar la cartografía geológica escala 1:50 000 por lo que están asociados a mapas topográficos. Del conjunto de disertaciones aludidas, las que están relacionadas de forma directa con la presente son: Clemons (1966) hace un estudio detallado del Plutón Chiquimula; Bosc (1971) realiza su tesis en la carta topográfica San Agustín Acasaguastlán donde define la unidad Migmatitas Las Ovejas; Lawrence (1975) define a la Filita San Diego; Schwartz (1976) cambia la denominación Migmatitas Las Ovejas a Complejo Las Ovejas y reafirma su ubicación en la facies de anfíbolita del metamorfismo regional y Johnson (1984) estudia al Complejo Las Ovejas en la carta topográfica Gualán. A este grupo se suman dos tesis más recientes, la de Pérez-Bol (2000) quién hace una revisión bibliográfica de la parte norte del Bloque Chortis y la de Francis (2005) quien efectúa un estudio estructural en la zona de falla Motagua.

La cartografía geológica regional se reduce al Mapa Geológico de la República de Guatemala escala 1:500 000 compilado por Bonis et al. (1970) y a la carta geológica 1:250 000 Chiquimula compilada por Clemons et al. (1969) que cubre la parte al sur de los 15° N, ambas publicadas por el Instituto Geográfico Nacional.

No obstante que en apariencia se ha realizado un número vasto de estudios, aún permanecen espacios múltiples para la realización de investigaciones geológicas de naturaleza diversa. Entre las carencias más relevantes, destaca la deficiencia de edades geocronológicas, principalmente en los terrenos metamórficos, cuestión hacia la que se enfoca esta tesis.

### **1.5. FUNDAMENTO E HIPÓTESIS DE TRABAJO**

La reconstrucción paleogeográfica del Caribe propuesta por Malfait y Dinkelman (1972) plantea la continuidad entre el sur de México y el Bloque Chortis para el Cretácico Tardío. Esta hipótesis es sustentada en varios argumentos geológicos: 1) Se asume que los basamentos del sur de México y los basamentos que se encuentran entre los sistemas de fallas Polochic y Motagua, en Guatemala, son contemporáneos. En esta premisa se admite que todos esos basamentos tienen edad mínima del Paleozoico, pero más probablemente Precámbrica. 2) La disminución del grado de metamorfismo en la región de Acapulco, sur de México, a partir de la costa en dirección norte, y la existencia de la relación inversa al sur del Sistema de Fallas Motagua en Guatemala y Honduras. 3) El truncamiento tectónico del margen sur de México indicado por la intersección en ángulo agudo de las tendencias estructurales existentes en las rocas metamórficas precámbricas de Oaxaca con la actual línea de costa.

La hipótesis de Malfait y Dinkelman (1972) es ampliamente aceptada por la comunidad geológica y se admite como válida en un número vasto de publicaciones que tratan la geología del sur de México, la de Centroamérica o proponen reconstrucciones tectónicas para la región del Caribe (p. e. Pindell y Dewey, 1982; Wadge y Burke, 1983; Burke et al., 1984; Pindell, 1985; Pindell et al., 1988; Ross y Scotese, 1988; Pindell & Barrett, 1990; Sedlock et al., 1993; Rogers et al., 2007; Pindell y Kennan, 2009; Ratschbacher et al., 2009; Pindell et al., 2012).

En un modelo diferente, Keppie y Morán-Zenteno (2005) plantean que el Bloque Chortis se localizaba aproximadamente a 1100 km al oeste-suroeste de su presente ubicación en el Eoceno Temprano (45 Ma), en una posición independiente de los continentes adyacentes y sin interacción con el sur de México. En esta propuesta, Chortis rota en sentido horario y su traslación ocurre a través de un sistema de fallas laterales cóncavo hacia el sur. Esta geometría ocasiona que el Bloque Chortis tenga un desplazamiento en forma de arco con dirección al noreste, desde su lugar inicial en el Océano Pacífico hasta su sitio actual en Centroamérica. Reconstrucciones similares,

pero antecedentes a la de Keppie y Morán-Zenteno (2005) son las de MacDonald (1976), Sykes et al. (1982) y Durham (1985).

Ante el panorama descrito, la hipótesis de trabajo de la presente tesis deriva de las interpretaciones tectónicas propuestas para el Bloque Chortis, en concreto:

A) El Bloque Chortis estuvo unido al sur de México hasta el Paleógeno y fue trasladado a su posición actual a través de desplazamiento lateral izquierdo.

B) El Bloque Chortis no estuvo unido al sur de México, por lo que su desarrollo geológico y tectónico es independiente de esa área.

En el primer caso se esperaría que haya algún tipo de correspondencia entre el sur de México y el Bloque Chortis que permita definir una historia geológica común. En el segundo caso, la historia geológica de ambas entidades sería fundamentalmente diferente, no obstante que tuviesen algún punto de coincidencia.

Para evaluar cualquiera de las hipótesis se necesita un gran conjunto de datos provenientes tanto del sur de México como del Bloque Chortis, con los cuales sustentar las correlaciones estratigráficas, geocronológicas, estructurales, metamórficas, paleontológicas, etc., de tal manera que se puedan establecer las historias geológicas individuales y compararlas.

Según los argumentos aludidos y con objeto de obtener información geológica relevante, es que se emprende este estudio enfocado a los fechamientos de rocas metamórficas e intrusivas del límite norte del Bloque Chortis.

## **1.6. OBJETIVOS**

El objetivo fundamental de este trabajo es la caracterización geocronológica y geológica del terreno metamórfico denominado Complejo Las Ovejas, además se incluyen a la Filita San Diego y a diversos cuerpos intrusivos. Ese conjunto litológico se encuentra en la parte meridional de la región centro-occidental de la cuenca del Río Motagua, en el sureste de Guatemala, zona norte de Centroamérica. Dicha área forma parte del límite norte del Bloque Chortis.

Con base en los resultados, se pretende entender la naturaleza, significado e implicaciones de las unidades tectonoestratigráficas estudiadas, así como su papel en la historia geológica del Bloque Chortis. La comparación de los nuevos datos con los existentes en los terrenos del sur de México, permitirá una mejor evaluación de las hipótesis de su correlación.

## CAPÍTULO 2

### *El Bloque Chortis*

#### **2.1. INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se presenta una síntesis de las características geológicas y tectónicas del Bloque Chortis, está basada en la revisión y análisis de la abundante bibliografía existente. El objetivo de esta sinopsis es mostrar la diversidad y complejidad geológica del Bloque Chortis y examinar los problemas mayores en el entendimiento de su historia y sus procesos tectónicos. Para tal efecto, el presente apartado se divide en cuatro secciones: en la primera se alude en forma sintética a la Placa Caribe; en seguida se describen los principales sistemas de fallas del norte de Centroamérica; luego se reseña al Bloque Chortis, centrándose en los complejos de basamentos e intrusivos, así como en su naturaleza tectonoestratigráfica; finalmente, se exponen los argumentos de los modelos paleogeográficos que proponen una conexión entre Chortis y el Sur de México.

En el presente, el Bloque Chortis forma parte de la Placa Caribe, pero la existencia dentro de este bloque de diferentes basamentos que no se encuentran en otras partes de esa placa, así como el que los datos paleomagnéticos obtenidos en unidades sedimentarias mesozoicas de Honduras admiten la interpretación de grandes desplazamientos y rotaciones (Gose y Swartz, 1977; Gose 1985a, b; Gose y Finch 1987, 1992) implican que el Bloque Chortis es alóctono a su actual ubicación y de un origen al momento desconocido.

El Bloque Chortis con frecuencia es usado a manera de comodín en muchos modelos de evolución y reconstrucciones paleogeográficas de la Placa Caribe. Según las necesidades de los autores, este bloque es ajustado en forma, tiempo y espacio a los distintos modelos tectónicos, sin embargo, la revisión, análisis y discusión de esos modelos es un tema vasto y complejo que va más allá de los propósitos de esta tesis.

## 2.2. PLACA CARIBE

La parte media de América es un área geológicamente compleja debido a la interacción de diversos elementos tectónicos e incluye áreas de cinco grandes placas tectónicas: Norteamérica, Caribe, Suramérica, Nazca y Cocos (fig. 2.1). Los contactos entre esas placas están definidos por zonas de fallas transcurrentes, zonas de expansión del piso oceánico o zonas de subducción.

La Placa Caribe actual es una entidad litosférica rígida definida por la distribución espacial de sismos (Sykes y Ewing, 1965; Molnar y Sykes, 1969; figs. 2.1 y 2.2). Está constituida por arcos de isla, en su parte N-NE-E (Antillas Mayores y Antillas Menores); por corteza oceánica engrosada, en su región central (Gran Provincia Ígnea Caribeña [Cuencas Colombiana y Venezolana]) y por un macizo continental (Centroamérica) en su parte W-SW. Sobre estas distintas cortezas se encuentra una variedad compleja de rasgos geológico-tectónicos, los más relevantes de ellos se pueden ver en la figura 2.2.

Los límites de la Placa Caribe son zonas de subducción en el W-SW y en el E-NE (fig. 2.2) y extensas franjas de fallamiento lateral en el NW-N y en el S-SE. Estos últimos, cortan el noroeste y sureste de Centroamérica, donde la Placa Caribe se une con las placas Norteamérica y Suramérica, respectivamente, pero en ambas áreas están poco definidos, debido principalmente a la pobre exposición superficial y a que abarcan zonas vastas.

El límite entre las placas Caribe y Norteamérica es una región extensa definida por tres sistemas estructurales transcurrentes y paralelos que describen un movimiento lateral izquierdo, esos sistemas, de norte a sur, son Polochic, Motagua y Jocotán. A su vez, el límite entre las placas Caribe y Suramérica es otra zona amplia de deformación caracterizada por un conjunto de fallas con movimiento lateral derecho que definen un patrón complejo de desplazamientos relativos. Diferentes sistemas de fallas constituyen este contacto, entre los más importantes se encuentran Boconó, Sebastián, La Victoria y El Pilar.

El cálculo de mecanismos focales sísmicos (Molnar y Sykes, 1969) sugiere que en la actualidad la Placa Caribe se desplaza hacia el noreste-este, respecto a las placas Norteamérica, Suramérica y Cocos. La tasa de desplazamiento a lo largo del límite norte de la placa se ha estimado en  $\sim 20$  mm/a (Molnar y Sykes, 1969; Holcombe et al., 1973; Jordan, 1975), pero, cálculos más recientes indican que ese movimiento es de  $\sim 12 \pm 3$  mm/a, orientado  $75\text{--}80^\circ$  al SE (DeMets et al., 1990).

Centroamérica es la región comprendida desde el Istmo de Tehuantepec en el suroriente de México hasta el noroccidente de Colombia, esta definición geográfica incluye diferentes entidades geológicas que se conceptualizaron como bloques tectónicos (Maya, Chortis, Chorotega y Choco) por Dengo (1969, 1985; fig. 2.3a) los cuales han sido vinculados a la evolución de la Placa Caribe. Uno de éstos, el Bloque Chortis, es el objeto central de estudio en este capítulo y se estudia en detalle en las siguientes secciones.

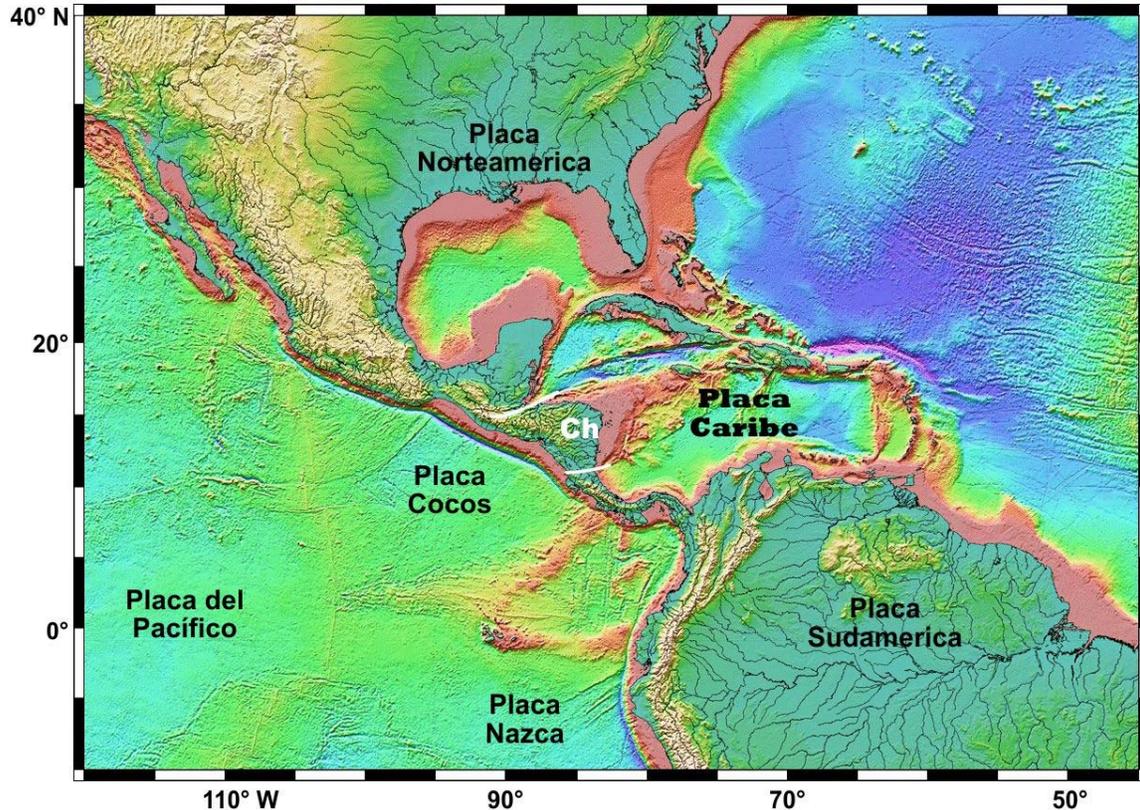


Figura 2.1. Placas litosféricas en torno a la Placa Caribe, área central de América. En la imagen también se observan algunos de los rasgos topográficos mayores de la región. Ch = Bloque Chortis.

### 2.3. PRINCIPALES SISTEMAS DE FALLAS DE CENTROAMÉRICA SEPTENTRIONAL

El límite actual entre las placas Norteamérica y Caribe en el norte de Centroamérica está definido por una zona estructural compleja, formada por tres sistemas paralelos de fallas, que de norte a sur son: Sistema de Fallas Polochic, Sistema de Fallas Motagua y Sistema de Fallas Jocotán (fig. 2.3b). Varios aspectos de esos sistemas estructurales son aún objeto de estudio, entre ellos: el tiempo durante el que han estado activos, la magnitud del desplazamiento de cada uno, su terminación o modo en que continúan al oeste, sismicidad y grado de peligrosidad, estructuras menores asociadas, etc.

En la literatura es común el uso de las denominaciones Sistema de Fallas Motagua o Zona de Fallas Motagua para aludir en conjunto a los tres sistemas (p. e. Plafker, 1976). Sin embargo, en este estudio se favorece el concepto de Sistema de Fallas Motagua sólo para referir al grupo de fallas que se encuentran a lo largo de la cuenca del Río Motagua, o sea Falla Motagua, Falla San Agustín, Falla Jubuco, Falla Cuyamel y demás fallas menores. Tampoco se prefiere el uso de nombres locales asignados a segmentos particulares de la Falla Motagua (i. e. Falla Cabañas,

Bosc, 1971, p. 109), ésto se hace con objeto de evitar un uso excesivo de nomenclatura que pueda conducir a confusiones.

Además de los sistemas de fallas, en el límite de placas se han desarrollado cuencas pull-apart, la más grande de éstas corresponde al Lago Izabal.

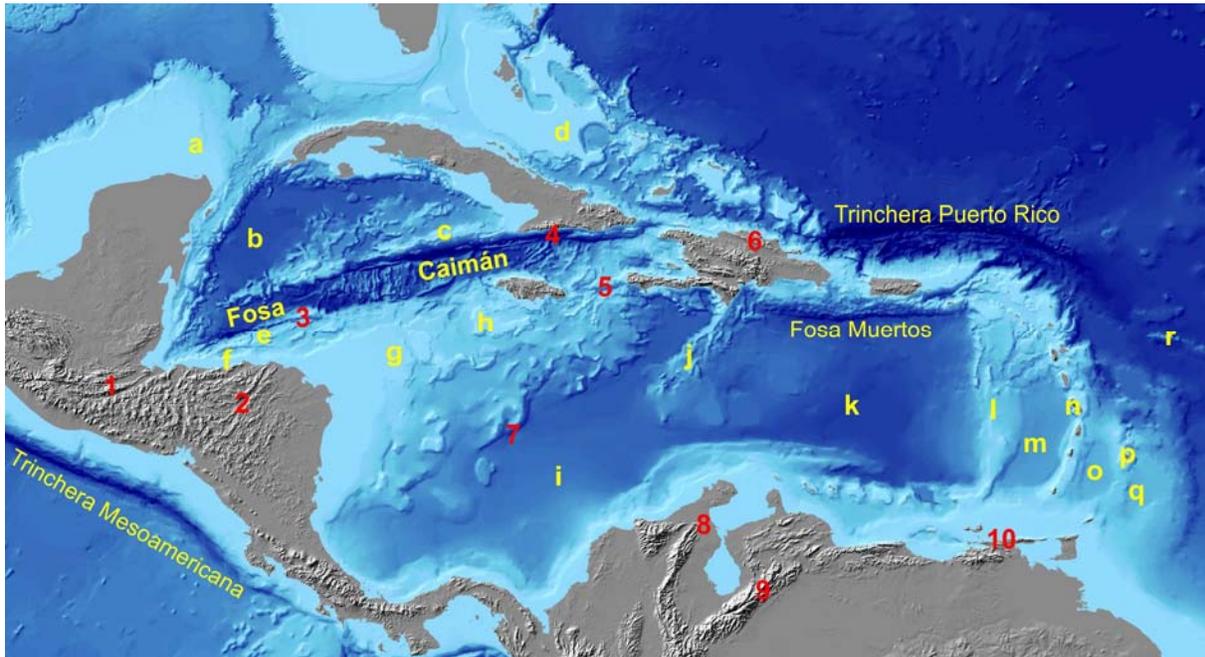


Figura 2.2. Imagen de la región del Caribe en la que se muestran los principales rasgos geográficos y geológicos. Claves: a. Banco de Campeche, b. Cuenca de Yucatán, c. Cordillera Caimán, d. Plataforma de las Bahamas, e. Cordillera Bonaca, f. Cuenca Tela, g. Banco Rosalinda, h. Banco Pedro, i. Cuenca Colombiana, j. Cordillera Beata, k. Cuenca Venezolana, l. Cordillera Aves, m. Cuenca de Granada, n. Antillas menores, o. Cuenca de Tobago, p. Cordillera Barbados, q. Cuenca de Barbados, r. Cordillera Barracuda; 1. Sistemas de Fallas Polochic, Motagua y Jocotán, 2. Sistema de Fallas Guayape, 3. Zona de Fractura Zwan, 4. Falla Oriental, 5. Falla Enriquillo, 6. Falla Septentrional, 7. Zona de Fractura Hess, 8. Falla Oca, 9. Sistema de Fallas Boconó, 10. Falla El Pilar. Imagen base tomada de French y Schenk (2004).

#### a) Sistema de Fallas Polochic

La zona de falla Polochic fue descrita por Walper (1960, p. 1306) de la forma siguiente:

“A major zone of faulting can be traced across Guatemala from the Mexican border to the lower part of the Polochic Valley on the Caribbean coast. The Tactic-Polochic fault zone of the Cobán-Purulhá area is a segment of this major fault which is postulated as being aligned with the fault zone of the Cayman trench (Bartlett trough) in the northern Caribbean. This zone of faulting is located north of Huehuetenango and continues eastward passing near Sacapulas, San Miguel Uspantan, and San Cristobal. Throughout this area it separates Paleozoic and Cretaceous strata and parallels the crystalline core of the Central American Mountain System. It controls the west-flowing segment of the Río Chixoy west of the report area and continues

eastward across the southern part of the map area, down the Polochic Valley, and beyond La Tinta, where it is hidden beneath recent alluvium. Doubtless it continues eastward, passing through Lago de Izabal, along the Río Dulce, and into the Bay of Amatique on the Caribbean coast. Besides the deep, V-Shape Polochic Valley which follows the fault zone, the other outstanding topographic feature associated with this fault is the high scarp that marks the northern margin of the belt. This scarp is a prominent feature north of Tactic and west of the map area, beyond San Cristobal where it forms the north wall of the Chixoy Valley.”

En cuanto a la caracterización de la magnitud del movimiento del Sistema de Fallas Polochic poco se ha avanzado y la evidencia hasta ahora aportada sólo apoya desplazamientos menores de 200 km. Kesler (1971) con base en el estudio de las relaciones de las rocas de basamento a cada lado de la Falla Polochic sugiere que un movimiento izquierdo no mayor a 150 km ha ocurrido, pero que la magnitud más probable sería de 100 a 120 km. Burkart (1978) propone un desplazamiento lateral izquierdo de  $132 \pm 5$  km para hacer coincidir las estructuras cenozoicas y anteriores, así como la estratigrafía pre-cenozoica. Burkart (1983), Deaton y Burkart (1984) y Burkart et al. (1987) sugieren un desplazamiento lateral izquierdo de  $\sim 130$  km. Por otra parte, Erdlac y Anderson (1982) y Anderson et al. (1985) señalan que la Falla Polochic tiene unos pocos kilómetros de desplazamiento lateral izquierdo.

Respecto al tiempo de actividad Burkart (1978), Burkart (1983), Deaton y Burkart (1984) y Burkart et al. (1987) proponen que el Sistema de Fallas Polochic ha estado activo durante el Neógeno. En tanto que Erdlac y Anderson (1982) y Anderson et al. (1985) plantean que la Falla Polochic es una estructura pos-Jurásico Tardío - preturoniana.

#### b) Sistema de Fallas Motagua

La Falla Motagua fue definida por McBirney (1963, p. 212-213) de la forma siguiente: “The Motagua fault is a primary structural feature of the Caribbean region. It emerges from beneath a blanket of Recent volcanic rocks in the Department of Quiché, then follows the valley of the Rio Motagua in a gentle arc, concave to the north, until it passes under the sea and becomes the southern boundary of the Bartlett Trough between Guatemala and Haiti.” Asimismo, menciona que no encontró evidencias de desplazamientos laterales de gran escala pero sugiere un movimiento lateral izquierdo de al menos 20 km. Coincide con Walper (1960) respecto a que los grandes desplazamientos propuestos para la Fosa Caimán no se confirman en las fallas Polochic ni Motagua.

La terminación oeste de la falla ha sido observada a casi 10 km al este del poblado Patzaj (Plafker, 1976), en el Departamento de Chimaltenango. Hacia el occidente la región es cubierta por el arco volcánico centroamericano actual, por lo que la falla ya no se percibe.

En febrero de 1976 ocurrió un evento sísmico catastrófico en el segmento noreste de la Falla Motagua con epicentro en las cercanías del poblado Los Amates, después de este sismo, en

la falla se documentó un desplazamiento horizontal lateral izquierdo de ~1.1 m en promedio a lo largo de una superficie de ruptura de ~230 km (Plafker, 1976; Matumoto y Latham, 1976; Bonis, 1976). Este evento sísmico condujo a considerar al Sistema de Fallas Motagua como el límite activo actual entre las placas Norteamérica y Caribe, relegando planteamientos anteriores que proponían al Sistema de Fallas Polochic para tal límite (p. e. Kesler, 1971; Muehlberger y Ritchie, 1975).

#### c) Sistema de Fallas Jocotán

Crane (1965, p. 70) Describe la existencia de una falla mayor localizada al sur de Jocotán, que es cortada por el camino de acceso a ese poblado. Señala que la estructura puede ser trazada en el oriente de Guatemala, desde el norte de Jalapa, donde desaparece bajo las rocas volcánicas cuaternarias y que puede extenderse hacia el noreste, en Honduras, hasta las cercanías de San Pedro Sula. En términos generales, la falla separa rocas metamórficas (Filita San Diego), del lado norte, de las secuencias sedimentarias cretácicas y terciarias, en el lado sur. Esta falla es paralela a las zonas de falla Polochic y Motagua.

Donnelly et al. (1968) basados en evidencias estructurales encontradas en las calizas del Grupo Yojoa plantean que la Falla Jocotán ha estado activa al menos desde el Cretácico Medio, sin embargo, se ha documentado que esta falla afecta a los depósitos volcánicos terciarios, por lo que dicha estructura o a estado activa un largo período de tiempo o es más reciente que tales depósitos, descartando así una edad antigua.

Además de las fallas asociadas al límite de placas que están presentes en Guatemala, existen otras estructuras tectónicas mayores en diferentes partes de Honduras: Falla Chamelecón, Falla La Ceiba, Falla Aguan, Falla Ulúa, Sistema de Fallas Guayape, etcétera (fig. 2.3b), de estas, la más relevante es el Sistema de Fallas Guayape, el cual también se ha usado como argumento de correlación entre el Bloque Chortis y el sur de México (Silva-Romo, 2008) y cuya descripción sigue a continuación.

#### d) Sistema de Fallas Guayape.

Este conjunto estructural fue descrito con detalle por Finch y Ritchie (1991), quienes denotan los siguientes rasgos como los principales:

Este sistema es una franja compleja de fallas cuya anchura va de 2 a 25 km y tiene un rumbo N 30-35° E. Se extiende por casi 300 km, desde la frontera entre Honduras y Nicaragua cerca del poblado El Paraíso hasta la costa hondureña en el Caribe cerca de la desembocadura del Río Sico. La manifestación más obvia de este sistema es el alineamiento de segmentos mayores de los ríos Guayambre, Guayape, Tinto, Paulaya y Sico. La forma rectilínea y la gran longitud del sistema permiten suponer que es una falla transcurrente, hecho confirmado por la

existencia de estructuras generadas por el desplazamiento lateral como estrías horizontales y subhorizontales, pliegues verticales de arrastre, pequeñas cuencas de extensión, entre otras (Finch y Ritchie, 1991).

De entre los elementos estructurales mayores, el Sistema de Fallas Guayape es uno de los menos estudiados, y diferentes aspectos de su constitución permanecen ambiguos, por ejemplo, el tipo de desplazamiento es impreciso y se han mencionado evidencias en los dos sentidos, lo que condujo a Gordon (1987}, Finch y Ritchie (1991) y Gordon y Muehlberger (1994) a proponer que este sistema tectónico experimentó una fase temprana con movimiento lateral izquierdo seguida por una fase reciente con movimiento lateral derecho.

De modo análogo, la edad y el tiempo durante el que ha estado activo el sistema Guayape están poco limitados, se ha sugerido una edad terciaria, pero indicios de actividad durante el cuaternario han sido señalados por Finch y Ritchie (1991) y Gordon y Muehlberger (1994).

## **2.4. EL BLOQUE CHORTIS**

### **2.4.1. Definición y Antecedentes**

El Bloque Chortis fue definido por Dengo (1969, p. 312), de la siguiente manera:

“The basement presents two areas of different metamorphic grade, essentially separated along the Motagua fault zone in central Guatemala. For the purpose of this discussion the area north of the Motagua Fault Zone will be referred to as the Maya block, and the area to the south of it as the Chortis block... The Maya block includes northern Guatemala, Belice, the states of Chiapas, Tabasco, Campeche, Yucatán and Quintana Roo in Mexico, and the Campeche Bank in the Gulf of Mexico.

The basement of the Chortis block consists mainly of phyllites and schists of the greenschist facies, which are here designated as the Palacagüina metamorphics, after the formation of the same name in Nicaragua (Zoppis Bracci, 1957). The Chortis Block is the area of southern Guatemala, El Salvador, Honduras, northern Nicaragua and the Nicaraguan Rise (or bank) in the Caribbean.”

Así, el Bloque Chortis ocupa la parte media-septentrional de Centroamérica (fig. 2.3a, b), su límite noroeste es el Sistema de Fallas Motagua (que también es el contacto entre las placas Norteamérica y Caribe), al suroeste es delimitado por la Trinchera Mesoamericana (que pone en contacto a las placas Cocos y Caribe). La parte sur del bloque está cubierta por rocas volcánicas del Neógeno, por lo que Dengo (1969) no estableció la ubicación del límite austral, sin embargo, Dengo (1985) y Donnelly et al. (1990) proponen para ese límite, la existencia de una falla con orientación W-E en el norte de Costa Rica que sería la continuación continental de la Zona de Fractura Hess. El margen oriental del bloque es problemático, ya que se encuentra cubierto por el Mar Caribe (figs. 2.2 y 2.3a, b).

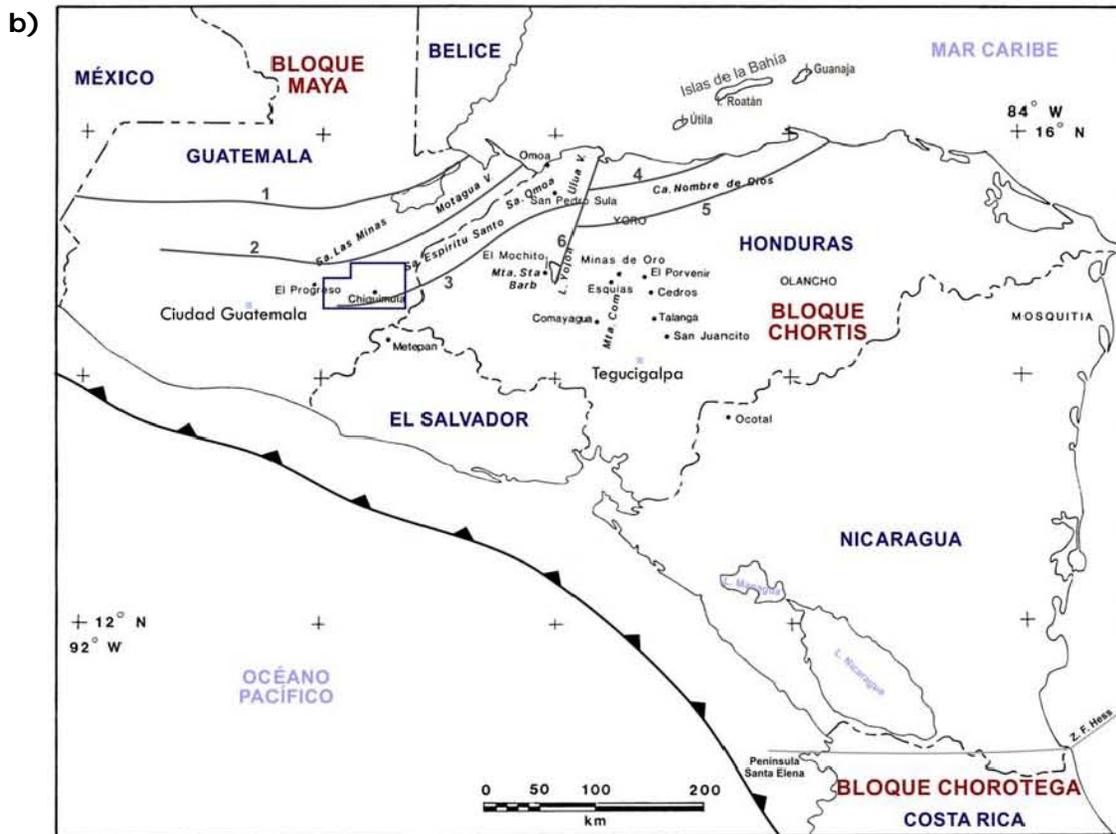
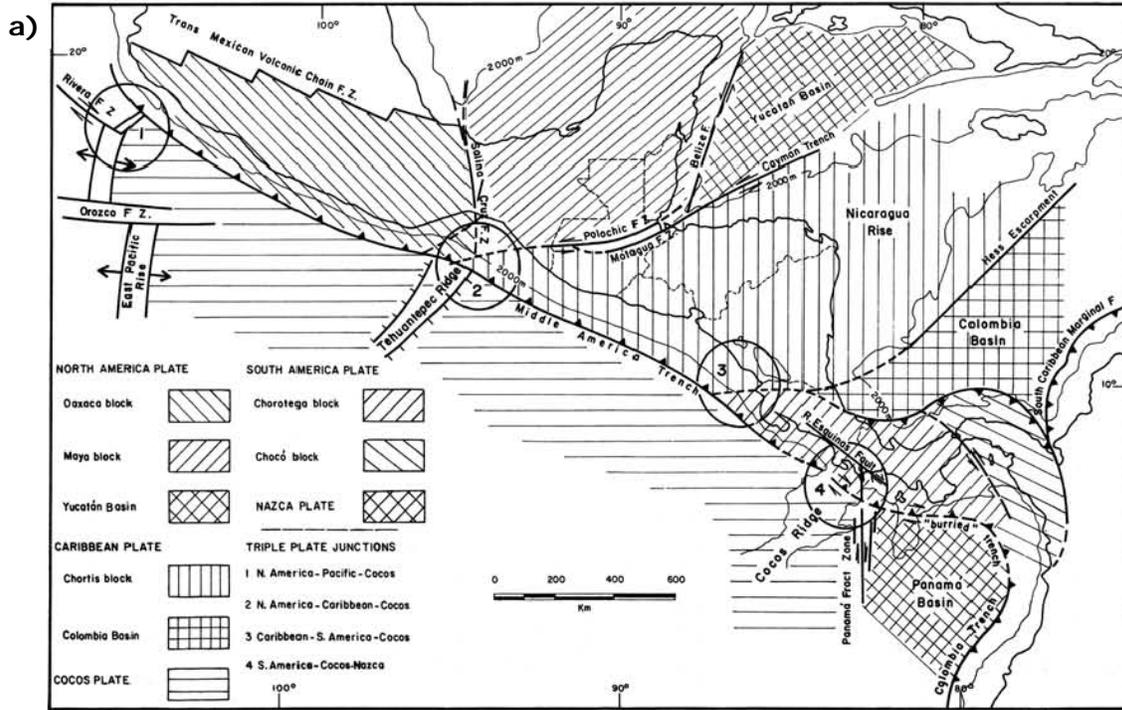


Figura 2.3. El Bloque Chortis en contexto. a) Propuesta de división tectónica de Centroamérica por Dengo (1969, 1985) los bloques principales son: Maya, Chortis, Chorotega y Chocó. b) Mapa de la región media-septentrional de Centroamérica en el que se muestran algunos rasgos fisiográficos y geológicos, junto con varias poblaciones y la división política, además los bloques Maya y Chortis. También se presentan los límites del Bloque Chortis, que son: al norte el Sistema de Fallas Motagua, al oeste la Trinchera Mesoamericana y al sur el límite se infiere entre la península Santa Elena y la Zona de Fractura Hess. Los sistemas de fallas son: 1. Sistema de Fallas Polochic, 2. Sistema de Fallas Motagua, 3. Sistema de Fallas Jocotán, 4. Falla Ulúa, 5. Falla La Ceiba, 6. Falla Aguan, 7. Sistema de Fallas Guayape. El área enmarcada indica la zona de esta investigación. Los límites del Bloque Chortis corresponden a los señalados por Dengo (1985).

Políticamente, el Bloque Chortis abarca parte o todo el territorio de cuatro naciones, se extiende desde el sur de Guatemala, a El Salvador, Honduras y hasta el centro-norte de Nicaragua, según la definición de Dengo (1969, 1985).

Dentro del Bloque Chortis existen varias regiones fisiográficas notables, una de ellas es la cordillera con orientación oeste-noreste que va desde el norte de Ciudad de Guatemala y finaliza en la costa noroeste de Honduras, esta cadena montañosa recibe en conjunto el nombre de Sierras del Norte (Donnelly et al., 1990), pero tiene varios nombres locales que de SW a NE son: Sierra de la Grita, Sierra de Merendón, Sierra del Espíritu Santo y Sierra de Omoa. A lo largo de esta serranía afloran diferentes ensambles metamórficos considerados como parte del basamento del Bloque Chortis a los que se ha supuesto una edad pre-mesozoica (Horne et al., 1976a; Weyl, 1980, p. 22–31; Donnelly et al., 1990; Martens et al., 2007, tabla 19.1, p. 489; Ortega-Gutiérrez et al., 2007) y en los que se han emplazado numerosos intrusivos.

#### **2.4.2. Basamentos del Bloque Chortis**

Las unidades metamórficas del Bloque Chortis están ampliamente distribuidas hacia las regiones norte y centro del mismo, esto es, en el sur-sureste-este de Guatemala, al centro-nortenoeste de Honduras y de manera restringida en el noroeste de Nicaragua (Powers 1918; Foye 1918; Dengo, 1969; McBirney y Bass, 1969a, b; Kesler, 1971; Horne et al., 1976a; Weyl, 1980; Donnelly et al., 1990).

Los artículos más antiguos del norte del bloque, son los de Powers (1918) y Foye (1918), quienes describen la geología de la Sierra de Omoa en Honduras y en parte de Guatemala, aunque sus trabajos no están específicamente orientados a las rocas metamórficas las aluden con detalle. Powers (1918) señala que la parte central de la sierra en el NW de Honduras está constituida de esquistos de mica, esquistos de cuarzo, cuarcitas y mármol, los que en las cercanías de San Pedro Sula son intrusionados por tonalita o granodiorita. Mientras que del lado de Guatemala en las cercanías del Río Motagua afloran esquistos de hornblenda. Por su parte Foye (1918) describe las rocas de los alrededores de la Laguna Micos que son ortogneises dioríticos, ortogneises de epidota y hornblenda, esquistos de moscovita, hornblenditas y tonalitas en parte pegmatíticas, pero no señala sus relaciones ni estratigráficas ni estructurales.

En los primeros trabajos sintéticos de la geología del norte de Centroamérica, se mencionaba que el basamento regional consistía de una unidad de bajo grado metamórfico, por ejemplo, McBirney y Bass (1969a, p. 278) señalan: “South of the Central Guatemala Cordillera, thick phyllitic shale forms the basement of a large region extending at least as far as northern Nicaragua. Recent studies in Nicaragua (McBirney y Williams, 1965) and in Honduras (Williams y McBirney, 1969) have shown the extensive distribution of this group but have not established its age limits.”

Esas unidades de basamento, o terrenos de bajo grado metamórfico, del Bloque Chortis han sido descritas, definidas y conceptualizadas por autores diferentes en localidades diferentes:

Carpenter (1954, p. 25) de manera escueta describe con el nombre de **Formación Peten** a un conjunto de esquistos sericíticos y grafiticos y cuarcitas que afloran en las colinas ubicadas al este de San Juancito, área al noreste de Tegucigalpa, Honduras. Señala que los esquistos grafiticos contienen abundantes pods de cuarzo lechoso de hasta 30 cm de longitud y numerosos moldes de pirita. Carpenter no encontró evidencia de la edad de la Formación Peten, exceptuando por el hecho de que es sobreyacida por la Formación El Plan, en aquél entonces considerada de edad triásica pero ahora asignada al Jurásico y redefinida como la Formación Agua Fría. McBirney y Bass (1969a, p. 278) utilizan los datos obtenidos por Pushkar (1968, tabla 2) en una filita de San Juancito para calcular una edad aparente de roca total de 412 Ma, la que interpretan como la edad máxima del protolito sedimentario.

Zoppis-Bracci (1957, p. 30-31) describe una unidad de bajo grado formada por esquistos grafitico con abundantes vetas rellenas de cuarzo que está intensamente plegada y la refiere como esquistos de Palacagüina. Esta litología aflora en la zona noroeste de Nicaragua. Más tarde se usaron las denominaciones Metamórficos o **Formación Palacagüina** (Dengo, 1968, 1969) para aludir a esta unidad.

del Giudice (1960, p. 24-26) denomina **Esquistos de Nueva Segovia** a una asociación en principio metasedimentaria de bajo grado que aflora a lo largo del Río Coco, Departamento de Nueva Segovia, en la región noroeste de Nicaragua. La unidad está formada por filitas (grafíticas, cuarzosas), cuarcitas, esquistos sericítico, esquistos micáceo y mármol.

Fakundiny (1970, p. 23–37) nombra **Esquisto Cacaguapa** a una secuencia metamórfica que se encuentra en la zona occidental de la Sierra de Comayagua, área localizada al noroeste de Tegucigalpa, Honduras. Divide a la unidad en dos miembros: Humuya y Las Marías, de cuya descripción se presenta una síntesis.

*Miembro Humuya.* Aflora en el cañón del Río Humuya unos 4 km al oeste de Cacaguapa. Está formado por un conglomerado metamorfozido y milonitizado con intercalaciones de rocas metaígneas. El conglomerado consiste de capas gruesas que contienen diferentes tipos de clastos

desde guijarros de cuarzo a cantos ígneos y metamórficos. Dentro de esta secuencia meta-sedimentaria se observan flujos ígneos de composición félsica, de grano fino y con hasta un metro de espesor, que están milonitizados, estirados y budinados. Toda la secuencia está deformada en pliegues apretados casi isoclinales. La presencia de clastos metamórficos dentro del conglomerado evidencia que estas rocas son derivadas de un terreno metamórfico más antiguo y además su depósito estuvo acompañado por volcanismo.

*Miembro Las Marías.* Una asociación de filita, esquisto micáceo y esquisto clorítico intercalados con capas de mármol y cuarcita forman el área metamórfica desde el Río Humuya hacia el este, hasta el lado occidental de la Sierra de Comayagua. La mayor parte de este miembro consiste de un esquisto micáceo foliado y crenulado. En algunas exposiciones en cauces de ríos se observaron esquistos gráfiticos y cloríticos intercalados con los esquisto micáceos. Una capa de mármol silíceo y cuarcita forma un horizonte marcador, dicha capa varía desde unos pocos a más de 60 metros de espesor.

Lawrence (1975) llama **Filita San Diego** a una unidad metasedimentaria de bajo grado, que aflora en las proximidades del poblado San Diego, al sur del Río Motagua en el sureste de Guatemala. Está unidad es constituida fundamentalmente por filitas en asociación con capas de metaarenisca y escasas pizarras.

Horne et al. (1976a, p. 573–574) estudian los terrenos metamórficos de la Sierra de Omoa, en la región ubicada al oeste-suroeste de San Pedro Sula, zona noroccidental de Honduras. Señalan variaciones significativas tanto en el tipo litológico como en el grado metamórfico y la deformación. La traducción de la descripción que hacen esos autores de las secuencias metamórficas es la siguiente:

en el área norte de la sierra existe una asociación metavolcánica de bajo grado que incluye rocas verdes, metadacita porfídica, esquisto de albita-clorita-calcita con textura sedimentaria relictiva y metagrauvaca de andesina-cuarzo-biotita-hornblenda... Puede representar la parte superior de una ofiolita. (op. cit, p. 573)

en la parte central y oriental de la sierra, abundan rocas en facies de anfibolita-almándino que varían ampliamente en composición y textura. Por ejemplo, al oeste de la cantera de mármol Bijao, 25 km al noreste de San Pedro Sula, anfibolita masiva está intercalada con gneis granatífero, esquisto de estaurolita y mármol; al oeste de San Pedro Sula, hay metadiorita que está intercalada con hornfels de piroxeno, gneis de oligoclasa-hornblenda y esquisto de dos micas y granate. (op. cit, p. 573)

la zona sur de la sierra, alrededor de los poblados Cofradía y Quimistán, consiste predominantemente de estratos metasedimentarios en facies de bajo esquisto verde. Las rocas son aluminosas y pelíticas y consiste de una secuencia monótona de filita calcárea y esquisto de clorita-sericita. Esquisto gráfitico es común en el este cerca de Cofradía y capas delgadas de mármol y cuarcita están presentes escasas y esporádicamente en el oeste cerca de Quimistán. (op. cit, p. 574)

finalmente, en la zona suroeste de la Sierra de Omoa se distinguen dos secuencias metamórficas contrastantes: una secuencia antigua caracterizada por esquistos cuarzo-feldespático micáceo con abundante epidota, que también contiene capas de anfibolita de hornblenda-andesina-tremolita, y una secuencia joven que consiste de una sucesión de estratos pelíticos y calcáreos de muy bajo grado que incluye pizarras, filita calcárea, esquistos de sericita-calcita y mármol cristalino. (op. cit, p. 574)

Además de los basamentos citados, en la literatura se aluden otras áreas de Honduras en las que afloran terrenos metamórficos diversos, por ejemplo, en la región de El Porvenir, Simonson (1981) menciona rocas en facies de anfibolita. Por otra parte, Emmet (1988) reporta serpentinitas junto con rocas máficas y ultramáficas en la Isla Guanaja. De igual manera, Fakundiny (1970) indica la existencia de unidades metamórficas en las zonas correspondientes a las hojas topográficas El Rosario, Vallecillo, Comayagua, Agalteca y Talanga regiones incluidas en la Sierra de Comayagua, parte suroccidental del país.

En resumen, los terrenos metamórficos que afloran en diferentes partes del Bloque Chortis son más diversos que la asociación metamórfica de grado bajo inicialmente considerada para la región en su totalidad (p. e. Dengo, 1969). Donnelly et al. (1990, p. 57) señalan que las unidades metamórficas pudieran no ser equivalentes a través del Bloque Chortis y que éste puede ser una colección de pequeños fragmentos de origen diverso.

#### **2.4.3. Geocronología de Basamentos e Intrusivos del Bloque Chortis**

Contrario al vasto número de publicaciones en las que se recurre al Bloque Chortis como un elemento relevante en las reconstrucciones paleogeográficas de la región del Caribe, un grupo pequeño de trabajos se ha enfocado en el fechamiento de rocas de ese bloque, por ello, una de las mayores dificultades que hasta ahora prevalece, es el número limitado de edades isotópicas que se tienen en las diferentes unidades litoestratigráficas de Chortis, en especial se requiere de datos en los terrenos metamórficos y en los cuerpos intrusivos.

Varios de los fechamientos existentes son mencionados en resúmenes (p. e. Manton, 1996) o en forma de comunicaciones personales (p. e. Donnelly et al., 1990, p. 44) como números aislados, lo que obstaculiza la valoración completa de la información geográfica, geológica y analítica de esos datos, les resta relevancia y dificulta su interpretación. Otra desventaja, es que parte de las edades geocronológicas publicados están pobremente documentadas y en diversos casos la localización es aproximada o de plano ni se menciona, lo anterior aplica en especial a los trabajos más antiguos. A pesar de lo señalado, los antecedentes geocronológicos demuestran que la idea de simplicidad del Bloque Chortis postulada en los estudios iniciales esta equivocada.

Los trabajos publicados que reportan o mencionan edades isotópica de los basamentos e intrusivos de diferentes regiones del Bloque Chortis se remontan a poco más de cinco décadas (Williams, 1960; Williams y McBirney, 1969; Clemons y Long, 1971; Horne et al., 1976a, b, c; Ritchie y McDowell, 1979; Venable, 1994; Manton, 1996; Avé Lallemant y Gordon, 1999; Manton y Manton, 1999; Ratschbacher et al., 2009). A este conjunto se suman un par de artículos recientes (Solari et al., 2009 y Torres-de León et al., 2012) en los que se exponen algunas de las edades concernientes a esta tesis y las cuales se describen en este documento con mayor detalle (capítulo 4).

#### 2.4.3.1. Geocronología de Basamentos

Con excepción de los datos obtenidos en este estudio para el Complejo las Ovejas que limitan el tiempo de su origen, la edad de los otros terrenos metamórficos del Bloque Chortis al presente no ha sido acotada, primordialmente, debido al número restringido de dataciones que se han realizado. Hasta el momento existen dos publicaciones extensas orientadas a las edades isotópicas de este Bloque, que son los artículos de Horne et al. (1976a) y de Ratschbacher et al. (2009), de cuyos fechamientos enseguida se presenta una descripción resumida y traducida.

Horne et al. (1976a) en su trabajo de reconocimiento de la Sierra de Omoa, en el noroeste de Honduras exponen un grupo de edades Rb-Sr del basamento de esa región:

*Área de Quebrada Seca.* Un complejo metaígneo aflora en el flanco este de la Sierra de Omoa, alrededor del poblado de Quebrada Seca, norte de San Pedro Sula. Los contactos no están bien expuestos pero las rocas plutónicas foliadas han intrusionado a la secuencia metavolcánica-metasedimentaria en facies de anfibolita, relación que se puede observar en los cortes de camino entre Choloma y Bijao. A lo largo de un trayecto de 5 km entre los dos pueblos señalados, fueron colectadas en exposiciones discontinuas, cuatro muestras de rocas metaígneas de composición diferente y que corresponden a metatonalita, metadacita porfídica, metadiorita utilizada y gneis de adamelita. Las muestras tienen fábrica similar y se considera que son cogenéticas. La línea de regresión produce una edad de **305 ± 12 Ma**.

*Área de Bañaderos.* Esta región se ubica cerca del centro de la sierra, ~ 15 km al oeste de San Pedro Sula en las cercanías del poblado Bañaderos. Aquí, el basamento consiste de una asociación metaígneas de la que se colectaron tres muestras que incluyen gneis de granodiorita y granofels de tonalita. Las relaciones isotópicas de esas muestras definen pobremente una línea de regresión que produce una edad de **720 ± 260 Ma**.

Horne et al. (1976a) reconocieron las limitaciones de sus datos, por lo que sus resultados son discutibles y deben valorarse de forma mesurada, debido a las características del método geocronológico que emplearon y a las dificultades para interpretarlos. No obstante, las edades de

Horne et al. (1976a) -en especial la de 305 Ma- se han interpretado y aceptado como evidencia de la edad pre-mesozoica del basamento del Bloque Chortis (p. e. Rowley & Pindell, 1989; Gordon, 1990, p. 508; Keppie, 2004, p. 778; Martens et al., 2007, p. 509; Ortega-Gutiérrez et al., 2007), esta presunción debe reevaluarse, ya que si bien hay unidades antiguas como la Filita San Diego, existen otras jóvenes como el Complejo Las Ovejas que originan dudas respecto a la antigüedad de tal basamento. De modo semejante, las dataciones de Horne et al. (1976a) han sido aludidas para correlacionar a las rocas metamórficas de la Sierra de Omoa con, por ejemplo, el Complejo Acatlán del sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1978, p. 116; Keppie y Morán-Zenteno, 2005, p. 478), sin embargo, las particularidades geocronológicas de ese terreno (Torres-de León, 2001, tabla 1; Talavera-Mendoza et al., 2005) son diferentes de las que hasta ahora se han encontrado en Chortis.

Ratschbacher et al. (2009) en un extenso artículo presentan un conjunto grande de edades de diferentes regiones del Bloque Chortis obtenidas con los métodos U-Pb, Rb-Sr y Ar/Ar, que se resumen en la tabla 2.1. Se considera que las edades U-Pb de Ratschbacher et al. (2009) tienen una relevancia significativa por sus implicaciones e interpretaciones, por lo que las descripciones que esos autores hacen de tales fechas se transcriben (traducidas) a continuación, se agrupan por región y listan por número de muestra, entre paréntesis se indica la técnica analítica:

*Muestra de Guatemala:*

**5PB-5C** (SHRIMP). Pequeño pod de ortogneis en migmatita masiva que a su vez está embebida en granito. La muestra proviene del oriente de Guatemala.

- 3 puntos definen una edad concordante de  $36.2 \pm 2.1$  Ma, que probablemente sea la edad de migmatización.

- el grupo mayor de edades fanerozoicas abarca de 190 a 140 Ma, e incluye dos subgrupos significativos:  $158.8 \pm 0.52$  Ma (4 puntos) y  $165.79 \pm 0.87$  Ma (13 puntos). Estas edades sugieren un protolito granítico del Jurásico Medio que heredó zircones del Proterozoico al Jurásico Temprano.

*Muestras del noroeste de Honduras:*

**5H-3** (SHRIMP). Gneis del Complejo Las Ovejas del flanco oeste del Graben Sula.

- Edades de  $40 \pm 0.4$  a  $36.5 \pm 0.9$  Ma, con 3 granos que definen un edad concordante en  $37 \pm 0.52$  Ma, que es interpretada como el tiempo del magmatismo y la deformación.

**5H-9a** (SHRIMP). Ortogneis y migmatita al sur de la Falla Jocotán. Son diferentes de los gneises y migmatitas del Complejo Las Ovejas.

- 2 grupos principales:  $272.8 \pm 2.8$  (8 puntos) y  $244.8 \pm 2.3$  (4 puntos).

Estos datos son interpretados como evidencia de cristalización del protolito en el Pérmico Temprano y su metamorfismo en el Triásico Temprano.

**5H-11a** (SHRIMP). Ortogneis milonítico, probablemente se trata de una metarriolita, intercalado con paragneis y mármol. La muestra es de la Zona de Falla Jocotán.

- Seis puntos definen una edad concordante de  $130.5 \pm 2.7$  Ma, la que interpretan como evidencia de un magmatismo del Cretácico Temprano.

**92RN412** (TIMS). Gneis granítico rodeado por rocas en facies de anfibolita del Complejo Las Ovejas. Proviene del noroeste de Honduras.

- Una fracción concordante en  $38.3 \pm 0.53$  Ma. Esta edad limita la deformación en la parte oriental del Complejo Las Ovejas a menos de 39 Ma.

- Intersecciones definidas con todas las fracciones:  $36.6 \pm 3.1$  y  $\sim 1014$  Ma. 3 fracciones definen intersecciones en  $37.49 \pm 0.53$  y  $\sim 1136$  Ma.

**94SA602**. Es una anfibolita dentro de la secuencia metamórfica que contiene al gneis granítico de la muestra 92RN412.

- 3 fracciones definen una intersección inferior de  $88 \pm 51$  Ma. Una fracción es concordante a  $88.27 \pm 0.56$  Ma. Interpretan este dato como la edad de cristalización del protolito de la anfibolita.

**93LP522**. Muestra de un granito colectada directamente al sur de la Falla Jocotán.

- 4 fracciones definen una intersección inferior de  $167.6 \pm 2.6$  Ma, con una fracción concordante a  $167.99 \pm 0.46$  Ma.

*Muestra del centro de Honduras:*

**92QO404**. Metagranito con megacristales de feldespatos potásicos.

- 5 fracciones definen una edad de intersección inferior de  $396 \pm 11$  Ma.

**86TA100**. Augenesquisto.

- 4 fracciones definen una edad de intersección inferior de  $404 \pm 13$  Ma.

Además de los trabajos anteriores, Avé Lallemant & Gordon (1999) reportan que la hornblenda de una anfibolita colectada en la punta occidental de la Isla Roatán (muestra H-93-12) produjo una edad de meseta  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $36 \pm 1.2$  Ma que corresponde al Eoceno Tardío.

<b>Tabla 2.1. Edades de Unidades Metamórficas del Bloque Chortis de Ratschbacher et al. (2009)</b>				
Muestra	Roca	Edades (Ma)		
		U-Pb	Rb-Sr	Ar/Ar
<b>Western Las Ovejas Complex, Guatemala</b>				
5C-2c	Amphibolite			20 ± 2 (H)
5C-5	Phyllite, ?San Diego phyllites			29 ± 2 (B)
5C-23c	Biotite gneiss (migmatite)			25 ± 0.5 (B)
5C-23d	Hornblende-biotite gneiss			35.5 ± 1 (H)
5C-26c	Garnet amphibolite			36 ± 3 (H)
				20 ± 2 (B)
5C-26d	Migmatitic biotite gneiss			30 ± 1 (FK)
5C-28b	Biotite gneiss		34.2 ± 1	
5C-33	Biotite gneiss			32 ± 4 (FK)
				23 ± 2 (B)
5C-37b	Phyllitic biotite-granite gneiss			39 ± 3 (H)
5C-37d	Garnet micaschist			19 ± 2 (B)
5C-37e	Leucogranite		33.6 ± 2	
5PB-5a	Amphibolite in migmatite			30 ± 2 (H)
				28 ± 0.4 (B)
5PB-5c	Orthogneiss (large xenolith in granite)	36.2 ± 2.1		
<b>Eastern Las Ovejas complex, Honduras</b>				
5H-2a	Leucogranite		23.7 ± 0.3	
5H-3a	Tonalitic granite	37.0 ± 0.5		22 ± 4 (B)
5H-4b	Biotite-amphibolite pegmatite in leucogranite			38 ± 2 (H)
				25 ± 3 (B)
5H-4c	Amphibolite			30 ± 2 (H)
				25 ± 2 (B)
5H-4d	Undeformed amphibolite			29 ± 3 (H)
5H-9a	Migmatitic orthogneiss	272.8 ± 2.8	c. 162	c. 135
		244.8 ± 2.3		
5H-11a	Greenschist-grade orthogneiss	130.5 ± 2.7		
92RN412	Granitic gneiss	38.3 ± 0.53		
93LP522	Granite	167.6 ± 2.6		
94SA602	Amphibolite	88.27 ± 0.5		
<b>Metamorphic basement of the central Chortis block, Honduras</b>				
SF1D	Weakly deformed granite	251 ± 51		
92QO404	Tonalitic granite-gneiss	396 ± 11		
86TA100	(?ortho) augen schist	404 ± 13		

Clave: B=biotita, FK=feldespatos potásico, H=hornblenda.

En este cúmulo de datos, se evidencia la existencia de un grupo numeroso de edades cenozoicas registradas en los diferentes sistemas isotópicos empleados. Es de notar que en la parte occidental del Complejo Las Ovejas (Guatemala) sólo se reportan edades jóvenes que abarcan un rango de 20 a 39 Ma, mientras que en el noroeste de Honduras, además del registro joven, se revelan edades mesozoicas y paleozoicas. Por otra parte, en lo que Ratschbacher et al. (2009) llaman basamento metamórfico del Bloque Chortis Central mencionan un par de edades U-Pb de intersección inferior en 396 y 404 Ma, obtenidas en zircones provenientes de ortogneises embebidos en los Esquistos Cacaguapa del centro de Honduras, que interpretan como indicativas de un magmatismo del Devónico Temprano.

#### 2.4.3.2. Geocronología de Intrusivos

Desde los trabajos iniciales de geología regional realizados en el norte de Centroamérica (p. e. Williams et al., 1964) se sabe de la existencia de numerosos intrusivos en la región, no obstante, poco se ha avanzado en el conocimiento de estos cuerpos, en casi todos falta la caracterización de campo y cartografía, geoquímica, geocronología, etc., por lo que este tópico es un espacio abierto de investigación.

En la parte sureste de Guatemala se han reconocido diferentes intrusivos (tales como los plutones Chiquimula, La Unión, Buenavista y un número considerable de troncos, diques y sills), pero sólo el Plutón Chiquimula ha sido estudiado con detalle (Clemons, 1966), además de ser el primero en el que se obtuvieron edades isotópicas (Clemons y Long, 1971). Sin embargo, es en Honduras donde mayor número de datos se tienen, pero provienen sólo de pocas publicaciones (Horne et al., 1976a, b, c; Avé Lallemant y Gordon; 1999; Manton y Manton, 1999; Ratschbacher et al., 2009). Dada la dificultad para conseguir los trabajos, en especial los antiguos, en seguida se transcriben en forma traducida, las descripciones hechas por Horne et al. (1976a, b, c) de los intrusivos y sus dataciones. Las edades se encuentran resumidas en la tabla 2.2.

— Edades Rb-Sr reportadas por Horne et al. (1976a)

*Área de Bañaderos.* Un tronco profundamente intemperizado intrusiona al basamento cerca del centro de la Sierra de Omoa, 15 km al W de San Pedro Sula (justo al norte del poblado Bañaderos). Este cuerpo es una adamelita no deformada del que una muestra fresca colectada en El Cusuco produce una edad de **60 Ma**, si se asume una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de 0.703.

*Batolito San Isidro.* Es un cuerpo que aflora en el flanco sur de la Sierra de Omoa, cerca de 30 km al suroeste de San Pedro Sula. Este cuerpo varía en composición de granodiorita a tonalita. La roca encajonante del área consiste de filitas y esquistos en facies de esquistos verde bajo que contienen unidades delgadas de mármol y cuarcita. Se colectaron cuatro muestras de este intrusivo las que no definen una isócrona, los datos de tres de estas muestras producen una edad estimada de **180 Ma**, si se asume una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de 0.704.

*Intrusivo San Marcos.* Es un pequeño tronco que aflora en el suroeste de la Sierra de Omoa, cerca del poblado San Marcos unos 50 km al suroeste de San Pedro Sula. Este cuerpo varía de adamelita a granodiorita y no está deformado. El cuerpo intrusiona filitas y esquistos. Cuatro muestras colectadas de este intrusivo definen una isócrona con una edad de **150 ± 13 Ma** y una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de 0.705, corresponde al Jurásico Medio.

— Edades K-Ar reportadas por Horne et al. (1976b)

*Batolito San Pedro Sula.* Se ubica en el lado occidental del valle Ulúa, al N y NE de San Pedro Sula. Su composición varía de adamelita a tonalita y no está deformado. Una muestra

colectada en el campus universitario justo al norte de San Pedro Sula produjo una edad K-Ar de **35.9 ± 0.7 Ma** en concentrado de biotita.

*Plutón Mezapa.* Intrusivo que aflora en el lado oriental del valle Ulúa, al SE del poblado Mezapa. Es una tonalita no deformada rica en biotita. Una muestra fresca colectada en la carretera a Tela, ~5 km al SE de Mezapa, produjo una edad K-Ar en biotita de **71.8 ± 1.4 Ma**.

*Batolito Tela.* Intrusivo que se localiza en el lado norte de la Cordillera Nombre de Dios, al norte del lineamiento La Ceiba, está bien expuesto al este y sur de Tela. Este batolito varía en composición de gabro a granodiorita, en promedio es una tonalita de augita. Dos muestras colectadas en la carretera Tela - La Ceiba, 3 y 5 Km al este de Tela, produjeron edades K-Ar en biotita de **73.9 ± 1.5 Ma** y **80.5 ± 1.5 Ma**, respectivamente. La hornblenda de la segunda muestra dio **93.3 ± 1.9 Ma**.

*Intrusivo Piedras Negras.* Una muestra de tonalita fue colectada ~12 km al SE de La Ceiba, en el Río Cangrejal cerca del puente de la carretera La Ceiba - Olanchito en la localidad Las Mangas. La moscovita de esta muestra produjo una edad K-Ar de **57.3 ± 1.1 Ma**. Una segunda muestra de tonalita rica en biotita y hornblenda se colectó 4 km al sur sobre la misma carretera en Piedras Negras. La biotita de esta muestra dio una edad K-Ar de **56.8 ± 1.1 Ma**, pero la hornblenda produjo **72.2 ± 1.5 Ma**.

— Edades K-Ar reportadas por Horne et al. (1976c)

*Tronco Minas de Oro.* Una muestra fresca de granodiorita fue colectada de la parte centro-sur de este tronco, en el campo aéreo al sur de Minas de Oro. La biotita está fresca, pero es “vesicular”, y el análisis de argón reveló contaminación atmosférica alta. No obstante, el análisis duplicado concuerda dentro del error analítico e indica una edad de **60.6 ± 1.3 Ma**.

*Tronco San Francisco.* Una muestra relativamente fresca de este tronco fue colectada del centro del plutón en la Quebrada Buenos Aires, 5 km al sur del campo aéreo de Minas de Oro. La biotita tiene 5.9 % de potasio y el análisis duplicado produjo una edad de **58.6 ± 0.7 Ma**.

*Tronco San Ignacio.* Es una adamelita que aflora en un área de ~13 km<sup>2</sup>, al este del pueblo San Ignacio. Una muestra de adamelita fue colectada en la Quebrada Coyolito, alrededor de un kilómetro al noreste de San Ignacio. El concentrado de biotita está parcialmente alterado y contiene sólo 5.4 % de potasio. Probablemente esta adamelita perdió algo de argón radiogénico, por lo que la edad obtenida de **114 ± 1.8 Ma**, es una fecha mínima para este tronco.

Las edades K-Ar de Horne et al. (1976b, c) corresponden al tiempo de enfriamiento de los intrusivos, por lo que es recomendable datar estos cuerpos con otros métodos, por ejemplo, con U-Pb en zircones para tener datos más precisos del tiempo de su cristalización.

<b>Tabla 2.2. Edades Isotópicas de Cuerpos Intrusivos del Bloque Chortis</b>				
<b>Cuerpo</b>	<b>Ubicación de la muestra</b>	<b>Método, Mineral</b>	<b>Edad (Ma)</b>	<b>Ref.*</b>
Granito		Ar/Ar, biotita (6 grs)	59 ± 3	R09
Granito	Flanco del Graben Sula	Ar/Ar, Fk	28 ± 0.5	R09
Plutón Chiquimula		Ar/Ar, Fk (8 grs)	20 ± 1	R09
		Ar/Ar, biotita (10 grs)	90 ± 10	
Granito El Carbón		U-Pb, zircón	i.i. 30.3 +5/-7	MM99
Pórfido granítico	Isla Barbareta	TF, zircón	38.9 ± 2.8	AG99
Plutón diorítico	~6 km al NE de la Mina Siuna	Ar/Ar, biotita	59.88 ± 0.47	V94
Dique andesítico	Tajo de la Mina Siuna	Ar/Ar, hornblenda	75.62 ± 1.33	V94
Granito deformado	NW de San Antonio las Flores, Guatemala	K-Ar, biotita	94.8 ± 2.7	RM79
Diorita	NW de San Antonio las Flores, Guatemala	K-Ar, biotita	104.0 ± 6.1	RM79
Tronco San Francisco	5 km al sur de Minas de Oro	K-Ar, biotita	58.6 ± 0.7	H76c
Tronco Minas de Oro	sur del poblado Minas de Oro	K-Ar, biotita	60.6 ± 1.3	H76c
Tronco San Ignacio	~ 1 km al NE de San Ignacio	K-Ar, biotita	114 ± 1.8	H76c
Intrusivo San Pedro Sula	Al norte de San Pedro Sula	K-Ar, biotita	35.9 ± 0.7	H76b
Plutón Mezapa	~5 km al SE de Mezapa	K-Ar, biotita	71.8 ± 1.4	H76b
Intrusivo Piedras Negras	~12 km al SE de La Ceiba	K-Ar, moscovita	57.3 ± 1.1	H76b
	Poblado Piedras Negras	K-Ar, biotita	56.8 ± 1.1	
	Poblado Piedras Negras	K-Ar, hornblenda	72.2 ± 1.5	
Batolito Tela	Carretera Tela - La Ceiba	K-Ar, biotita	73.9 ± 1.5	H76b
		K-Ar, biotita	80.5 ± 1.5	
		K-Ar, hornblenda	93.3 ± 1.9	
Intrusivo San Marcos	San Marcos, SW Sierra de Omoa	Rb-Sr, LR 4 pts RT	150 ± 13	H76a
Plutón Chiquimula		Rb-Sr, LR 6 pts RT	50 ± 5	CL71
		K-Ar, biotita	84 ± 1.7	
		Rb-Sr, RT-biotita	95 ± 1	
Granito	Noreste del poblado El Rosario	K-Ar, biotita	27	B71

Clave: Fk = feldespato potásico, TF = Trazas de Fisión, LR = Línea de Regresión, RT = Roca Total, grs = granos, pts = puntos, i.i. = Edad de Intersección Inferior.

\*Ref. = referencia: B71 = Bosc (1971), CL71 = Clemons y Long (1971), H76a = Horne et al. (1976a), H76b = Horne et al. (1976b), H76c = Horne et al. (1976c), RM79 = Ritchie y McDowell (1979), V94 = Venable (1994), AG99 = Avé Lallemant y Gordon (1999), MM99 = Manton y Manton (1999), R09 = Ratschbacher et al. (2009).

#### 2.4.4. Terrenos Tectonoestratigráficos del Bloque Chortis

El Bloque Chortis fue concebido por Dengo (1969) como una entidad geológica individual, idea que persiste en los modelos tectónicos y paleogeográficos actuales que intentan reconstruir la historia geológica de la Placa Caribe. En contraparte con el enfoque anterior, existe un conjunto de investigaciones que plantean la posibilidad de que se trate de una entidad geológica compuesta por un agregado de diferentes terrenos (Case y Dengo, 1982; Howell et al., 1983; Case et al., 1984; Venable, 1994; Keppie, 2004; Rogers et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2007; Baumgartner et al., 2008). Esta segunda hipótesis se consolida conforme la adquisición de datos y el conocimiento de la estratigrafía del bloque han avanzado. Sustancialmente relevantes resultan ser los estudios realizados en los ensambles de basamento, ya que han permitido establecer una base de comparación con los terrenos contiguos.

Case y Dengo (1982) presentan en un mapa de la región del Caribe los terrenos tectonoestratigráficos expuestos o inferidos, en esta propuesta, el área que corresponde al Bloque Chortis aparece dividida en un terreno central cratónico que abarca la parte sur de Guatemala, Honduras y el norte de Nicaragua, mientras que la zona del Río Motagua y la parte sur de Nicaragua se muestran como terrenos de afinidad oceánica.

Howell et al. (1983) dividen al Bloque Chortis en dos terrenos, a los que describen como: Chortis, terreno compuesto por corteza continental, rocas ígneas y metamórficas paleozoicas, estratos marinos someros y no marinos del Mesozoico, rocas volcánicas del Cenozoico; Yolaina, terreno que puede estar constituido sobre corteza oceánica, está formado de estratos marinos y continentales mesozoicos y rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas.

Case et al. (1984, p. 9-10) modifican la denominación de terrenos tectonoestratigráficos empleada por Case y Dengo (1982) por la de provincias geológicas. En este planteamiento la región que concierne al Bloque Chortis es dividida en las provincias: Chortis, Yolaina, Cuencas Mosquitia-Banco Nicaragüense y Provincia Diapírica Fronteriza Hondureña. Respecto a Chortis indican: “This complex polycomponent province in northeastern Honduras and Nicaragua includes Precambrian(?) and Paleozoic metamorphic and igneous rocks; Mesozoic red-beds, carbonates, clastic, and local volcanic rocks; and Cenozoic marine, continental, and volcanic rocks.”

Venable (1994) con base en un análisis y comparación de características geológicas como basamentos, secuencias sedimentarias mesozoicas y cenozoicas y depósitos minerales entre el Bloque Chortis y el área de Siuna en Nicaragua propone la existencia del **Terreno Siuna**. Indica que ese terreno no es parte de Chortis, y se encuentra entre éste y el Bloque Chorotega. Además, sugiere que el límite sur del Bloque Chortis puede estar en la región septentrional de Nicaragua, al norte de la zona de Siuna.

Keppie (2004) propone la existencia de un terreno intermedio entre los Bloques Maya y Chortis, al que denomina Terreno Motagua, que está formado por ofiolitas jurásico-cretácicas con afinidad de arco y MORB y rocas metasedimentarias y metaígneas de alto y bajo grado que incluyen eclogitas e infiere que esa asociación representa litósfera oceánica, arco oceánico, sedimentos asociados y litósfera oceánica subducida. Indica que el límite sur del terreno Motagua es la zona de falla Jocotán-Chamelecón que a su vez es el límite norte del Terreno Chortis.

Rogers et al. (2007) con base en características geológicas y magnéticas, proponen dividir al Bloque Chortis en tres terrenos: (1) **Central Chortis terrane** (Terreno Chortis Central), con un basamento paleozoico de origen continental, cuyo lado norte es modificado por metamorfismo e intrusiones del terciario temprano; (2) **Eastern Chortis terrane** (Terreno Chortis Oriental) con un basamento metasedimentario Jurásico, y (3) **Southern Chortis terrane** (Terreno Chortis Austral) de baja intensidad magnética cubierto por estratos piroclásticos del Mioceno y una exposición del basamento limitada (fig. 2.4). A los que agregan el Terreno Siuna definido por Venable (1994), de origen oceánico y acrecionado a Chortis en el Cretácico Tardío.

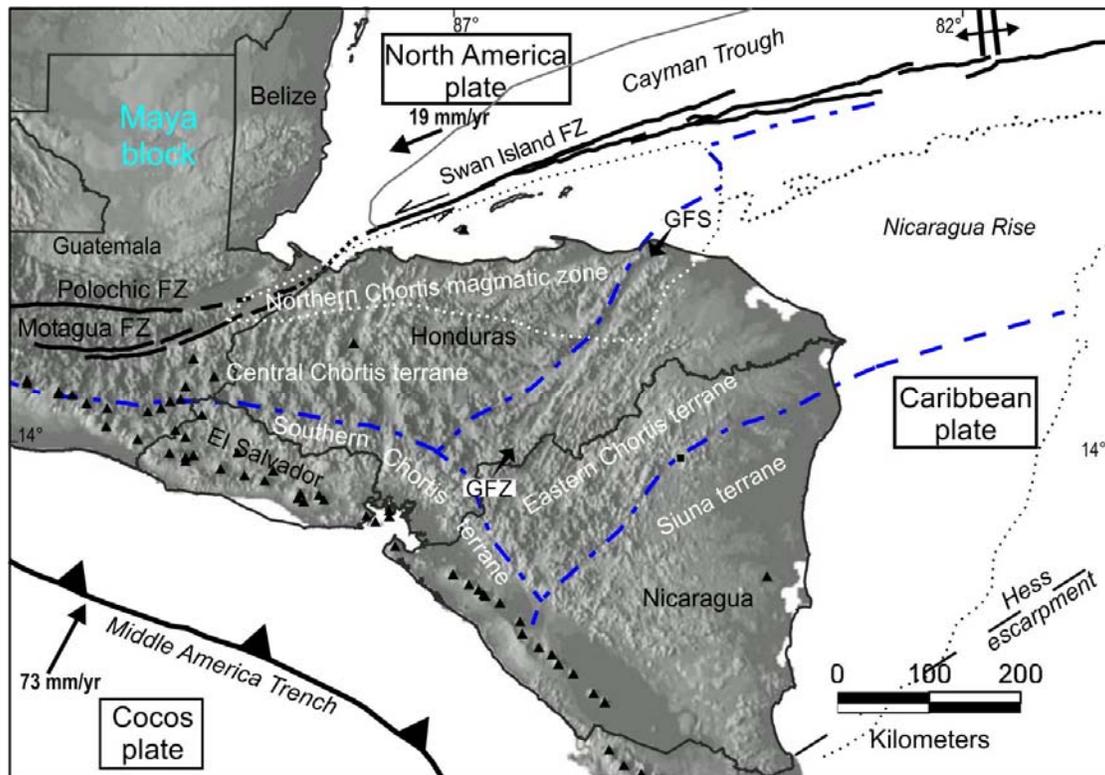


Figura 2.4. Propuesta de división tectonoestratigráfica del Bloque Chortis de Rogers et al. (2007).

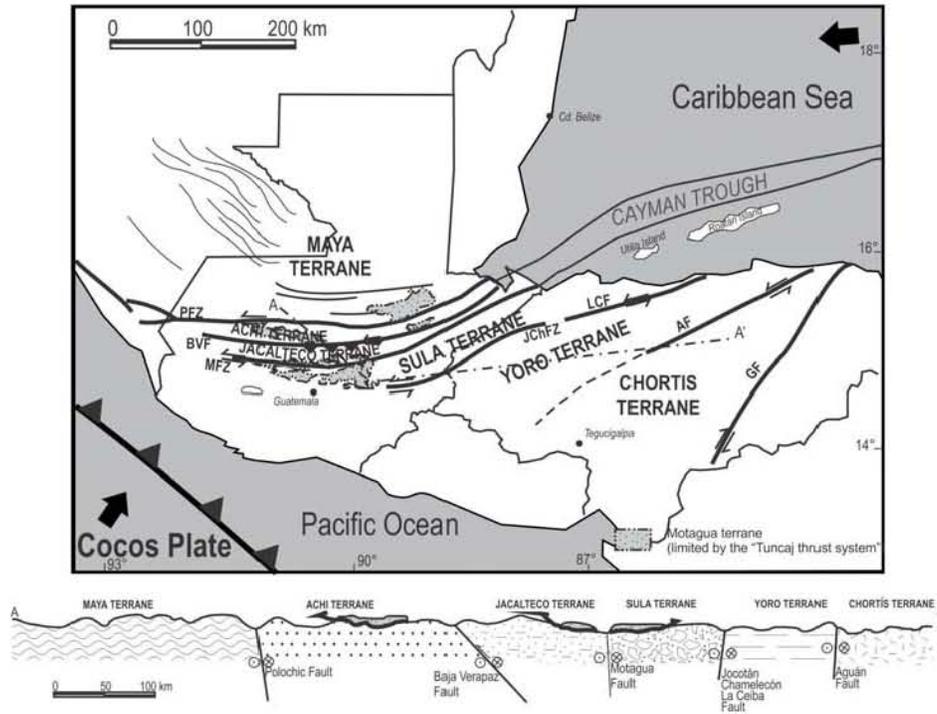
Ortega-Gutiérrez et al. (2007) basados en trabajo de campo, petrológico, geocronológico, y estructural, plantean la existencia de 7 terrenos tectonoestratigráficos en Centroamérica Nuclear caracterizados por notables contrastes en sus complejos metamórficos de basamento (tabla 2.3), esos terrenos se sitúan en la zona limítrofe entre los bloques Maya y Chortis, de norte a sur son: Maya, Achí, Jacalteco, Motagua, Sula, Yoro y Chortis, que son separados por los sistemas de fallas Polochic, Baja Verapaz, Tuncaj, Motagua, Jocotán y Aguan. La distribución de los terrenos se muestra en la figura 2.5a y la carta de correlación en la figura 2.5b.

<b>Tabla 2.3. Síntesis de la Propuesta de Terrenos de Ortega-Gutiérrez et al. (2007)</b>		
<b>Terreno</b>	<b>Basamento</b>	<b>Edad (p. 1014)</b>
Maya	Complejo Barillas	Desconocida, posiblemente paleozoica o precámbrica
Achí	Suite San Gabriel-Rabinal	Paleozoico Temprano
Jacalteco	Complejo Chuacús	Aparentemente paleozoica
Motagua	El Tambor	Jurásica
Sula	Complejo Las Ovejas	Desconocida, posiblemente paleozoica
Yoro	Complejo Precámbrico Grenvilliano.	Precámbrica
Chortis	Grupo Cacaguapa	Desconocida, posiblemente paleozoica

Baumgartner et al. (2008) basados en biocronología de radiolarios, geoquímica de rocas ultramáficas y máficas y edades Ar/Ar, proponen una nueva subdivisión de la mitad meridional del Bloque Chortis, suponen que esa área está subyacida por una variedad de terrenos de origen Pacífico a los que designan como Terreno Oceánico Compuesto Mesquito [Mesquito Composite Oceanic Terrane (MCOT)]. Este terreno es definido por cuatro localidades caracterizadas por rocas oceánicas ultramáficas y máficas y radiolaritas del Triásico Tardío, Jurásico y Cretácico Temprano: 1. Mélange de Serpentinita Siuna (noreste de Nicaragua); 2. Mélange El Castillo (frontera Nicaragua-Costa Rica); 3. Ultramáficos Santa Elena (norte de Costa Rica); 4. Localidad de los Legs 67/84 del DSDP. En la figura 2.6 se presenta esta propuesta de terreno.

La diferencia existente entre los terrenos metamórficos e ígneos que sustenta la conjetura de que la parte sur del Bloque Chortis es un terreno diferente: Terreno Siuna (Venable, 1994; Rogers et al., 2007) o Terreno Mesquito (Baumgartner et al., 2008) es una observación conocida con anterioridad a la definición del Bloque Chortis (Dengo, 1969) e indicada desde los primeros estudios regionales, por ejemplo, Pushkar (1968, p. 2,706) enfatiza la marcada discrepancia que existe en los basamentos de Centroamérica, indica que la región al noroeste de la frontera entre Honduras y Nicaragua es formada por gneises, filitas y granitos -Centroamérica Nuclear- mientras que en el área al sureste, la corteza es constituida por rocas volcánicas de composición máfica. En la descripción original de Chortis, Dengo (1969) no menciona la zona centro-sur de Nicaragua ni norte de Costa Rica como partes integrantes de este bloque, sin embargo, en un trabajo posterior (Dengo, 1985) esas áreas son incorporadas. En la actualidad existen datos suficientes para evaluar si los terrenos definidos para la región austral de Chortis deben o no ser incluidos en éste.

a)



b)

AGE	MAYA	FAULT BOUNDED TERRANES					CHORTIS	
	GUATEMALA	ACHI	JACALTECO	MOTAGUA	SULA	YORO	HONDURAS/ NICARAGUA	
CENOZOIC	Q	VOLCANICS	ALLUVIUM	TUFF	ALLUVIUM	TUFF		COYOL
	Pi				GUASTATOYA	GUASTATOYA		
	Mi	?			?	PADRE MIGUEL	PADRE MIGUEL	PADRE MIGUEL
	Oi	SUBINAL			SUBINAL		PUNTA GORDA	PUNTA GORDA
	Eo							
MESOZOIC	Pal							
	L	CAMPURSEPUR				VALLE DE ANGELES	VALLE DE ANGELES	VALLE DE ANGELES
	E	COBAN				ATIMA	ATIMA	ATIMA
	L	SAN RICARDO			EL TAMBOR GROUP	CANTARRANAS	CANTARRANAS	CANTARRANAS
	J	TODOS SANTOS						TEPEMECHIN
	M							AGUA FRIA
	E							EL PLAN
	L							
	T							
	M							
PALEOZOIC	P	TUILÁN CHOCHAL						
	L	TACTIC						
	Ps	SACAPULAS CHICOL	CHIXOLOP FM SACAPULAS	CHUACÚS COMPLEX		LAS OVEJAS COMPLEX	LAS OVEJAS COMPLEX (?)	
	Ms	SANTA ROSA GROUP						
	D							
	S	BARILLAS COMPLEX						PALACAGUINA
	O		RÁBINAL					NUEVA SEGOVIA
	C		S. GABRIEL sequence					CACAGUAPA SCHIST
	PE						1.075 Ga GRANITES & GNEISSES	

Figura 2.5. Propuesta de división tectonoestratigráfica del Bloque Chortis de Ortega-Gutiérrez et al. (2007). a) Distribución de los terrenos. b) Carta de correlación.

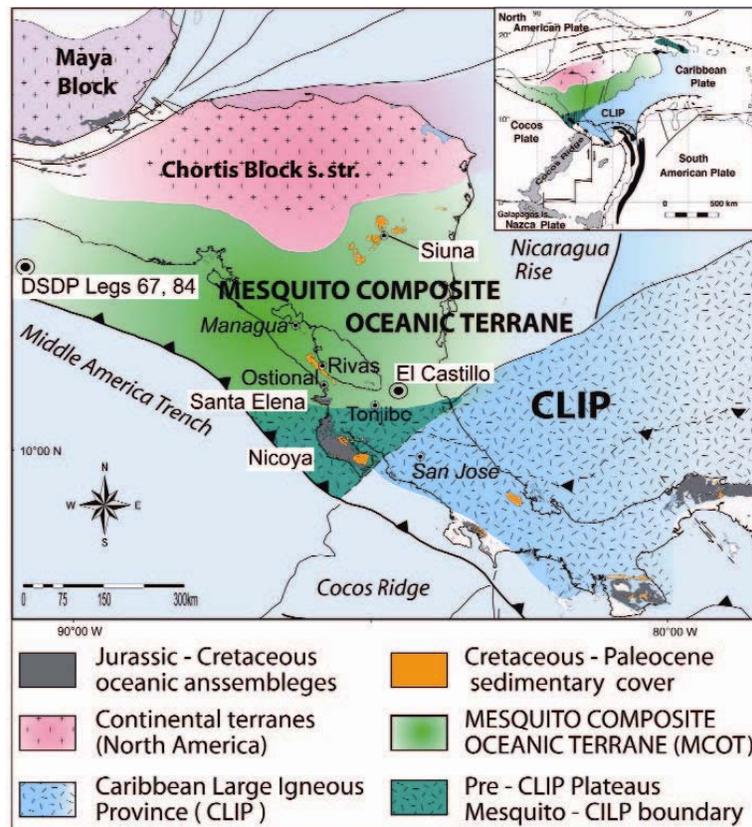


Figura 2.6. Terreno Oceánico Compuesto Mesquito de Baumgartner et al. (2008).

Con base en los datos geológicos y geocronológicos obtenidos en la presente disertación, este trabajo se acopla a la hipótesis de que el Bloque Chortis es un terreno compuesto y por lo tanto, la historia geológica de esta entidad debe ser considerada en términos de las historias geológicas individuales de sus terrenos constituyentes.

#### 2.4.5. Conexión Bloque Chortis-Sur de México: Parte 1 - Planteamientos

Aun cuando la geología del Bloque Chortis no se tiene completamente caracterizada se han hecho intentos por establecer su evolución tectónica. El modelo de evolución en el que mayor cantidad de trabajos se apoyan, es en el que se plantea que una parte de Centroamérica (el Bloque Chortis) estuvo adherido al sur de México hasta el terciario temprano, en ese tiempo ocurrió una reorganización de las placas, lo que originó los sistemas de fallas Polochic y Motagua a través de las cuales el Bloque Chortis se desplazó en dirección sureste hacia su ubicación presente.

Sin embargo, la idea de relacionar la geología de Centroamérica y la del sur de México, no es nueva, fue inicialmente concebida por Schuchert (1935) quien acuñó el término Centroamérica

Nuclear para referir a la parte del sur de México y de Centroamérica que está conformada por rocas antiguas:

“Nuclear Central America... includes the ancient folded and faulted mountain land of Central America, namely, Chiapas (of Mexico), Guatemala, Honduras, Salvador, and most of Nicaragua, which make the western part of the northern transverse frame of the Caribbean mediterranean.” Schuchert (op. cit., p. 6).

La primera propuesta de un desplazamiento lateral izquierdo de gran magnitud en el noroccidente del Caribe (a través de la Fosa Caimán) fue hecha por Hess y Maxwell (1953) basados en la suposición de que los cinturones metamórficos existentes en Cuba y la Isla Española estuvieron unidos y formaban una zona continua (fig. 2.7a). En seguida, Alberding (1957) plantea la existencia de desplazamientos laterales entre el Caribe y Suramérica que concuerdan con la propuesta de Hess y Maxwell (1953), además presenta un mapa del Caribe en el que muestra los desplazamientos supuestos (fig. 2.7b).

Finalmente, la idea de desplazamientos de gran magnitud a lo largo del límite norte de la Placa Caribe queda consolidada en el trabajo de Malfait y Dinkelman (1972). En la reconstrucción paleogeográfica del Caribe propuesta por esos autores, uno de los elementos centrales es el planteamiento de la continuidad entre el sur de México y el Bloque Chortis para el Cretácico Tardío y el posterior desplazamiento de este bloque mediante movimiento lateral izquierdo hasta su localización actual (fig. 2.8). Esta hipótesis se basa en varios argumentos geológicos, los que el presente autor considera de relevancia primaria en el entendimiento de la conexión planteada, por lo que a continuación se transcriben del documento original:

Argumentos centrales de la hipótesis de Malfait y Dinkelman (1972, p. 256-257):

1. The exact age of the basement rock in northern Central America is unknown, but is at least as old as Paleozoic and may be Precambrian (Z. de Cserna, 1971, oral commun.). McBirney (1963) has shown that the Chuacús metamorphics underlie the Santa Rosa Group which is at least Pennsylvanian in age (Dengo, 1968). Radiometric dates indicate that the Chuacús Group may be as old as 1 b.y. Between the Polochic and Motagua fault systems, Kesler and others (1970) have mapped a metasedimentary sequence which correlates with the Chuacús Group to the north. Their work places only a minimum age of early Paleozoic on these metamorphic rocks. Farther to the west, Dengo (1969, Fig. 2) shows metasediments similar to the Chuacús Group in the region north of the Gulf of Tehuantepec. Similar quartz-feldspar-biotite gneiss has been mapped as far west as Oaxaca, Mexico, where its age appears to be Precambrian (Kesler and Heath, 1970).

The major left-lateral movement suggested by these admittedly speculative lithologic correlations is supported by additional observations along the Middle Americas Trench-Motagua fault system.

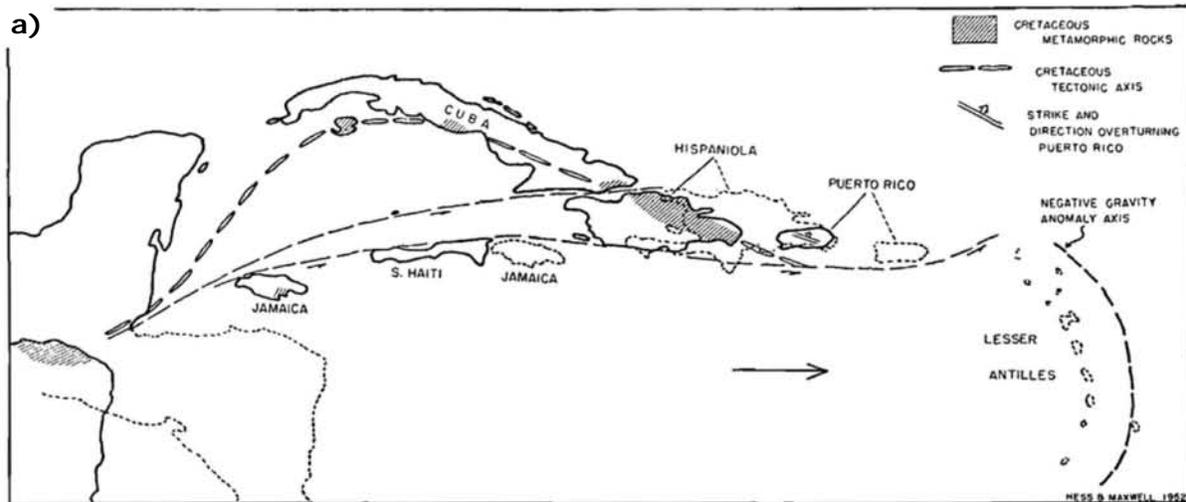


FIGURE 2.—HYPOTHETICAL RECONSTRUCTION OF GREATER ANTILLES AREA BEFORE STRIKE-SLIP FAULTING

Major axis of the tectonic zone indicated by exposed remnants of Cretaceous metamorphic rocks. Under this hypothesis the overturning of folds in Puerto Rico is consistent with the regional relationships. Solid lines indicate original positions before faulting; dashed lines indicate present positions.

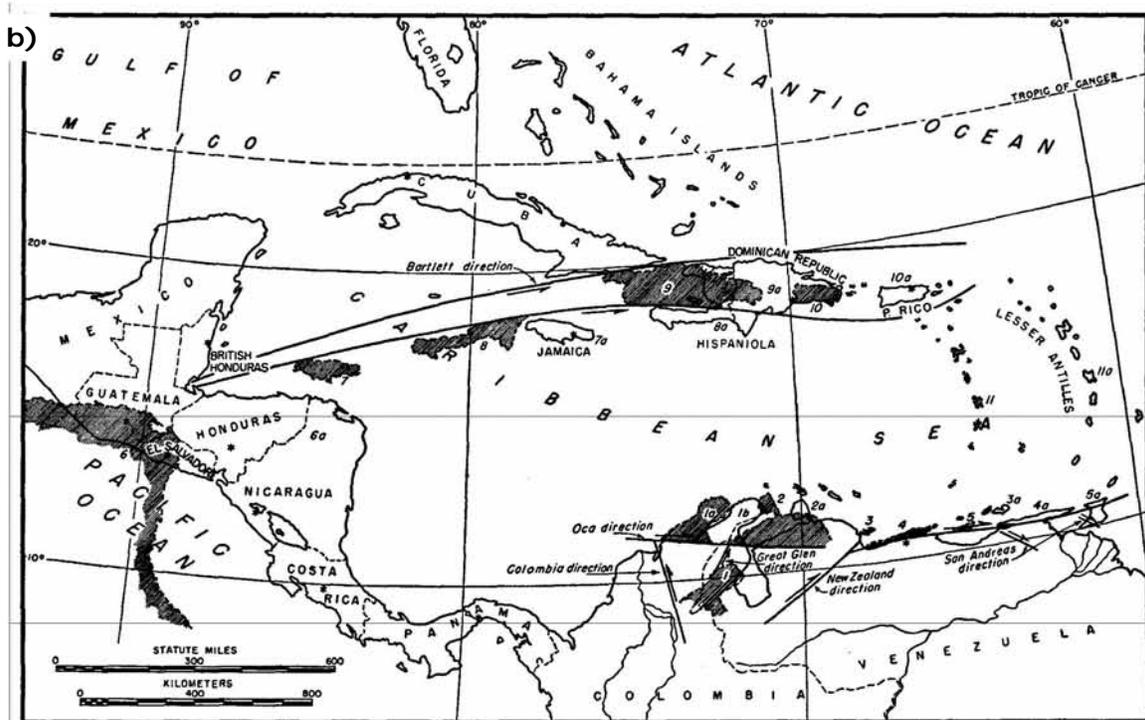


FIGURE 1.—PRINCIPAL STRIKE-SLIP (WRENCH) FAULTS OF CARIBBEAN AREA

Showing displacements of land masses (shaded areas represent positions prior to faulting). Greater Antilles and Central America after Hess and Maxwell. Wrench-fault directions after Moody and Hill.

Figura 2.7. Antecedentes de la hipótesis de desplazamiento lateral de gran magnitud en el noroccidente del Caribe. a) Ilustración de Hess & Maxwell (1953, p. 4, fig. 2) en la que por primera vez se plantea el desplazamiento lateral. b) Ilustración de Alberding (1957, p. 786, fig. 1) en la que se muestran los límites norte y sur del Caribe como fallas laterales, así como las respectivas áreas desplazadas, las identificadas con números enteros señalan posición previa al desplazamiento y enteros con subíndice posición actual. Se preserva la leyenda original de ambos modelos para más detalles.

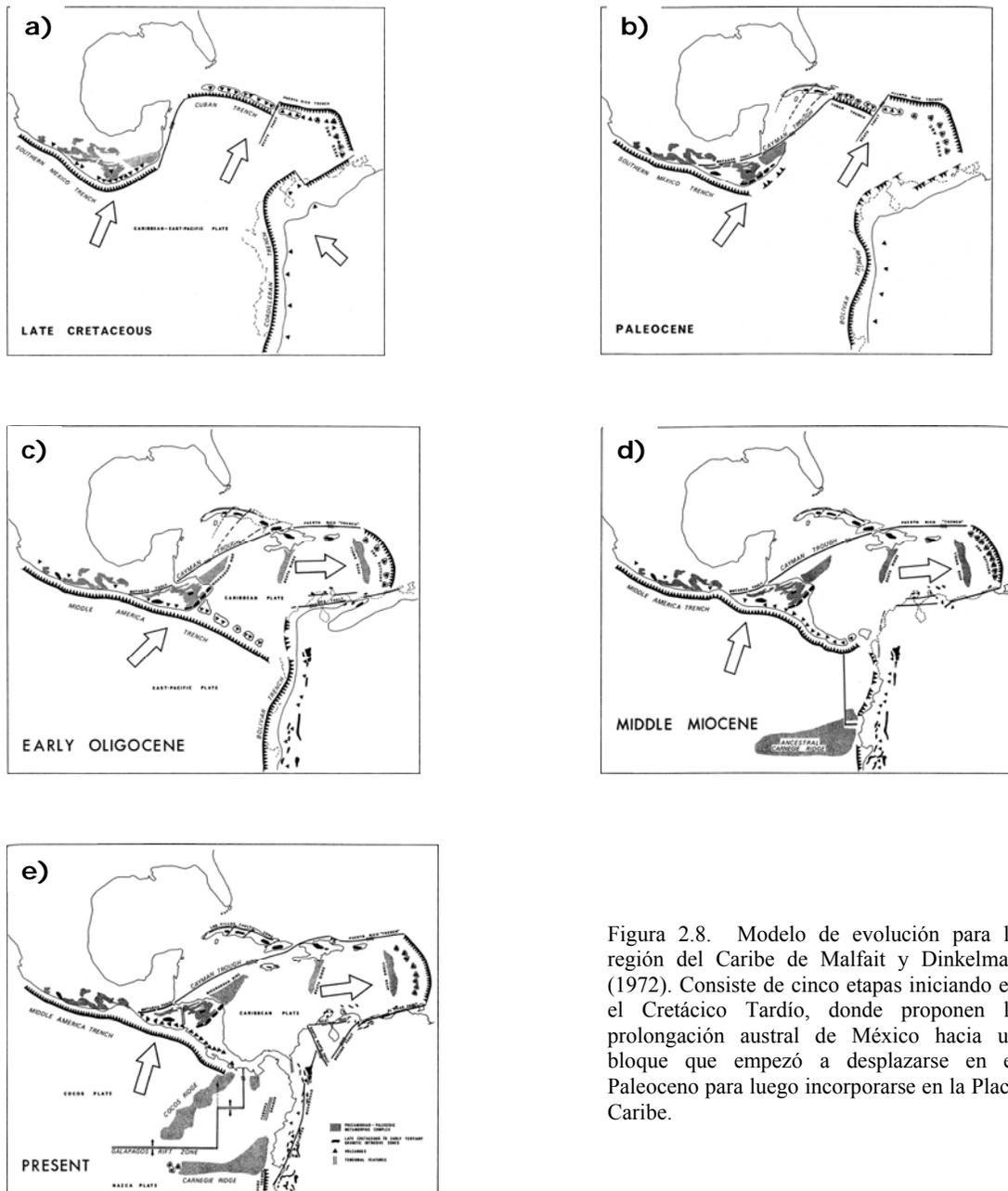


Figura 2.8. Modelo de evolución para la región del Caribe de Malfait y Dinkelman (1972). Consiste de cinco etapas iniciando en el Cretácico Tardío, donde proponen la prolongación austral de México hacia un bloque que empezó a desplazarse en el Paleoceno para luego incorporarse en la Placa Caribe.

2. de Cserna (1965) has shown that the degree of metamorphism decreases northward from the coast near Acapulco. McBirney (1963) has reported a reverse relation in Central America, where the degree of metamorphism decreases abruptly southward away from the Motagua fault zone, suggesting that movement along the fault played a role in determining the metamorphic character of the region.

3. Kesler and Heath (1970) have shown that structural trends in the Precambrian metamorphic rocks near Oaxaca intersect the present coastline at a steep angle, indicating that the southern margin of Mexico has been tectonically truncated.

Although exact correlations of rock types and ages along and across the Middle America Trench and Polochic-Motagua faults must await further study, the general grade of metamorphism, age, and structural trends suggest that the Paleozoic basement in Honduras is a fragmented section of southern Mexico which has been displaced eastward since the Cretaceous.

Después de que Malfait y Dinkelman (1972) publicaron su modelo, la hipótesis sobre la evolución del Caribe por ellos propuesta, fue adoptada prácticamente sin cuestionamientos por la comunidad geológica y se convirtió en un patrón de referencia, admitido, validado, citado y usado en un número vasto de publicaciones en las que se intenta establecer la historia tectónica y/o se proponen reconstrucciones paleogeográfica de la región del Caribe (p. e. Pindell y Dewey, 1982; Anderson y Schmidt, 1983; Wadge y Burke, 1983; Burke et al., 1984; Pindell, 1985; Calmus, 1986; Pindell et al., 1988; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Pindell et al., 2005; Mann et al., 2007; Pindell y Kennan, 2009; Pindell et al., 2012), o en las que se estudia la geología de Centroamérica (Manton, 1996; Mills, 1998; Rogers et al., 2007; Ratschbacher et al., 2009) o la del sur de México (Carfantán, 1983; Azema et al., 1985; Riller et al., 1992; Sedlock et al., 1993; Herrmann et al., 1994; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1996; Meschede et al., 1997; Meschede y Frisch, 1998; Ducea et al., 2004; Keppie, 2004; Cerca et al., 2007; Solari et al., 2007; Silva-Romo, 2008; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009; Ferrari et al., 2014; Molina-Garza et al., 2015).

El análisis de los artículos enfocados en la problemática de la región del Caribe, va más allá de los objetivos y cuestionamientos abordados en esta tesis, por lo que en adelante, la discusión se orienta a los trabajos realizados en el sur de México y en Centroamérica.

Los modelos que ubican al Bloque Chortis unido al y su posterior separación desde el sur de México, pretenden explicar algunas características tectónicas de ese margen: el truncamiento continental (e.g. Herrmann et al., 1994; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1996, Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009); la exhumación del Complejo Xolapa (Morán-Zenteno et al., 1996; Ducea et al., 2004); la existencia de zonas de cizalla con movimiento lateral izquierdo en apariencia paralelas al margen continental (Riller et al., 1992; Herrmann et al., 1994; Meschede et al., 1997; Meschede y Frisch, 1998; Molina-Garza et al., 2015); la presencia de un cinturón plutónico a lo largo de la costa (Guerrero-García, 1989; Herrmann et al., 1994; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1996; Ferrari et al., 2014); diversos tipos de rasgos estructurales (Mills, 1998; Cerca et al., 2007; Silva-Romo, 2008).

Una contrariedad relevante en la mayoría de trabajos antes citados, es que o no incluyen datos de la geología del Bloque Chortis o se hace alusión mínima de ella, así que para sustentar los planteamientos e interpretaciones de la conexión Chortis-México, se asume de manera a priori y como un hecho demostrado, que en efecto, el Bloque Chortis estuvo unido al sur de México, conjetura basada fundamentalmente en los modelos de evolución y reconstrucción del Caribe, de entre tales propuestas, algunas de las más recurrentes son las de Malfait y Dinkelman (1972), Pindell et al. (1988), Ross y Scotese (1988) y Pindell y Barrett (1990).

De haber relación entre los terrenos del sur de México y el Bloque Chortis, se esperarían semejanzas en el registro geológico de ambas partes, así pues, a continuación se reseñan los estudios en los que se proporcionan argumentos, que a criterio de sus autores, comprueban la conexión de Chortis con México.

» Mills (1998) propone una conexión entre el sur de México y el Bloque Chortis para el Cretácico, basado en la correlación de características estratigráficas y estructurales observadas en las calizas de la Formación Morelos, del sur de México, y los carbonatos de la Formación Atima de la región central de Honduras.

» Cerca et al. (2007) hacen un planteamiento en el que relacionan las estructuras de acortamiento de la Plataforma Guerrero-Morelos con estructuras similares de la Cuenca Agua Blanca del centro de Honduras.

» Rogers et al. (2007) aluden seis características geológicas y aeromagnéticas comunes en el sur de México y en el Bloque Chortis para constreñir la posición de Chortis a lo largo del margen suroeste mexicano durante el Cretáceo Tardío, estas son: (1) basamento precámbrico; (2) cubierta mesozoica similar; (3) un arco del Cretácico Medio y tendencias geoquímicas con vergencia al norte; (4) cinturones estructurales del Cretácico Tardío con vergencia al norte; (5) una firma magnética común con vergencia al norte; (6) la alineación del cinturón de pliegues Colón de Honduras oriental con el cinturón de pliegues del Cretácico Tardío del sureste de Guatemala.

» Silva-Romo (2008) propone que el Bloque Chortis se ubicaba adyacente al sur de México durante el Cretácico, basado en la suposición de que la Cabalgadura de Papalutla y el Sistema de Fallas Guayape eran estructuras continuas que se extendían desde el sur de México hasta el Bloque Chortis, por lo que la localización indicada, implica que ese bloque se desplazó 1500 km hacia el noreste durante el Cenozoico. Los argumentos en los que Silva-Romo (2008) se basa para sugerir que la Cabalgadura de Papalutla tenía continuidad con el Sistema de Fallas Guayape son: 1) La correlación de la Plataforma Guerrero-Morelos con la sucesión sedimentaria del Terreno Chortis Central; 2) La correlación del Terreno Mixteca con el Terreno Chortis Oriental; 3) La cinemática y escenario tectónico-estructural de ambos sistemas de fallas.

» Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2009) favorecen el modelo de desplazamiento del Bloque Chortis desde el sur de México para explicar el truncamiento existente en el margen pacífico mexicano, se basan en el paralelismo del registro mesozoico del borde noroeste de Chortis respecto al del sur de México, sus argumentos son los siguientes: 1. Correlación entre la Plataforma Guerrero-Morelos y el Terreno Chortis Central; 2. Conexión estructural entre la Falla Papalutla y el Sistema de Fallas Guayape para el Cretácico, junto con la correspondencia entre los terrenos exhumados Xolapa y la suite de la Isla Roatán; 3. Desplazamiento lateral izquierdo de la Falla Polochic de tal manera que sea colineal con la Trinchera Mesoamericana hacia el Mioceno Temprano.

» Ferrari et al. (2014) presentan un modelo con el Bloque Chortis unido al sur de México del Cretácico Tardío al Eoceno. Las evidencias geológicas consideradas como pruebas de esta correlación son: Continuidad de un arco magmático con edad de 92 a 70 Ma, desde la parte oeste del Bloque Jalisco hasta el Bloque Chortis, donde es caracterizado por el Plutón Chiquimula (90 Ma); Prolongación del magmatismo de edad Campaniano tardío - Paleoceno, localizado en el sur de México, desde Manzanillo hasta Atoyac, y representado en el bloque Chortis por los intrusivos del norte de Honduras con edades de 74-59 Ma.

La mayoría de modelos de evolución del Bloque Chortis bosquejan su historia desde el Cretácico al Reciente, ello se debe, en esencia, a la falta de datos en las unidades precretácicas existentes en ese bloque. No obstante lo anterior, se han hecho algunos intentos por establecer su correlación premesozoica, pero esos ensayos prosiguen la idea de vincularlo al sur de México.

» Rowley y Pindell (1989) proponen una reconstrucción continental de la región ecuatorial del Atlántico en la que ubican al sur de México y al Bloque Chortis a lo largo del margen occidental de Colombia, en la parte noroeste de Suramérica. Afirman que la actividad tectónica del Paleozoico Tardío relacionada a la colisión allegheniana afectó a las asociaciones metamórficas y plutónicas de los terrenos Oaxaca, Mixteca y Xolapa en el sur de México, así como a los metamórficos del norte del Bloque Chortis, esta última aseveración la fundamentan en la edad Rb-Sr de 305 Ma de Horne et al. (1976). También sostienen que los terrenos del sur de México junto con el Bloque Chortis formaron parte de la continuación premesozoica del cratón amazónico y consideran que las unidades metamórficas del norte de Chortis son equivalentes al Terreno Xolapa.

» Manton (1996) señala que el modelo ortodoxo de la evolución del Caribe puede ser probado geológicamente, ya que el Complejo Oaxaqueño (grenvilliano), parte del basamento mexicano se orienta norte-sur y es abruptamente truncado en la costa. Afirma que la continuación de ese grenvilliano fue buscada y encontrada en Honduras e indica que se trata de una secuencia

dominada por gneises cuarzofeldespáticos masivos, algunas veces bandeados, que se extiende desde la pared oriental del Valle de Sula hacia el este pasando por el poblado El Progreso hasta el valle de Yoro, una distancia aproximada de 60 km. Dicha secuencia está limitada en el norte por filitas y en el sur es cubierta por sedimentos mesozoicos. Manton (1996) señala que un granito fuertemente lineado que intrusión a las rocas metamórficas contiene zircones concordantes de 1.0 Ga, y que su sistemática Sm-Nd indica edades de separación del manto de 1.4 Ga. Por último, menciona que una traslación de ~1000 km es requerida para poner a los dos basamentos grenvillianos en yuxtaposición.

» Keppie (2004) propone la existencia de nexos prejurásicos entre el sur de México y el Bloque Chortis. Así, sugiere una conexión precámbrica entre Chortis y Oaxaquia basado en la presencia de un granitoide de 1 Ga en el noreste de Honduras (el mismo fechado por Manton, 1996) que es sincrónico con granitoides similares en Oaxaquia. Pero indica que en Honduras la roca encajonante está en facies de anfibolita, mientras que en el sur de México se encuentra en facies de granulita. Por otra parte, basado en la edad de  $305 \pm 12$  Ma de Horne et al. (1976a), interpreta la existencia de un evento tectonomagmático permo-carbonífero en las rocas de basamento del norte de Honduras al que correlaciona con un evento similar en el Complejo Acatlán.

Una hipótesis alternativa es planteada por Keppie y Morán-Zenteno (2005), quienes señalan que las reconstrucciones que yuxtaponen al Bloque Chortis contra el sur de México, son incompatibles con la presencia de sedimentos no deformados con edad del Cretácico Superior al Reciente los cuales se encuentran en la traza proyectada del Sistema de Fallas Motagua en el Golfo de Tehuantepec; el mínimo desplazamiento del Batolito de Chiapas; y la ausencia en Honduras de varios de los rasgos geológicos mayores del sur de México.

Así, Keppie y Morán-Zenteno (2005) proponen que esos problemas pueden ser superados con un modelo diferente, en el cual, Chortis se localizaba aproximadamente a 1100 km al oeste-suroeste de su ubicación actual durante el Eoceno Temprano, en una situación aislada e independiente de los continentes adyacentes y a unos 700 km de la costa suroccidental de México. En esta reconstrucción, el Bloque Chortis rotó en sentido horario  $\sim 40^\circ$  y su traslación ocurre a través de un sistema de fallas laterales cóncavo hacia el sur. Tal geometría ocasiona que Chortis tenga un desplazamiento en forma de arco con dirección al noreste, desde su lugar inicial en el Océano Pacífico hasta su espacio contemporáneo en Centroamérica (fig. 2.9a).

Argumentos adicionales de Keppie y Morán-Zenteno (2005) en favor de su propuesta son: Los desplazamientos mínimos hasta ahora calculados a los sistemas de fallas en Guatemala; La existencia de intrusivos del Cretácico Tardío en Chiapas, al norte de la traza de las fallas, lo que implica la permanencia de una trincheras al sur de Tehuantepec y al oeste de Guatemala para ese tiempo, hecho incompatible con la ubicación de Chortis en el sur de México; Los límites de los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos no están presentes en el Bloque Chortis.

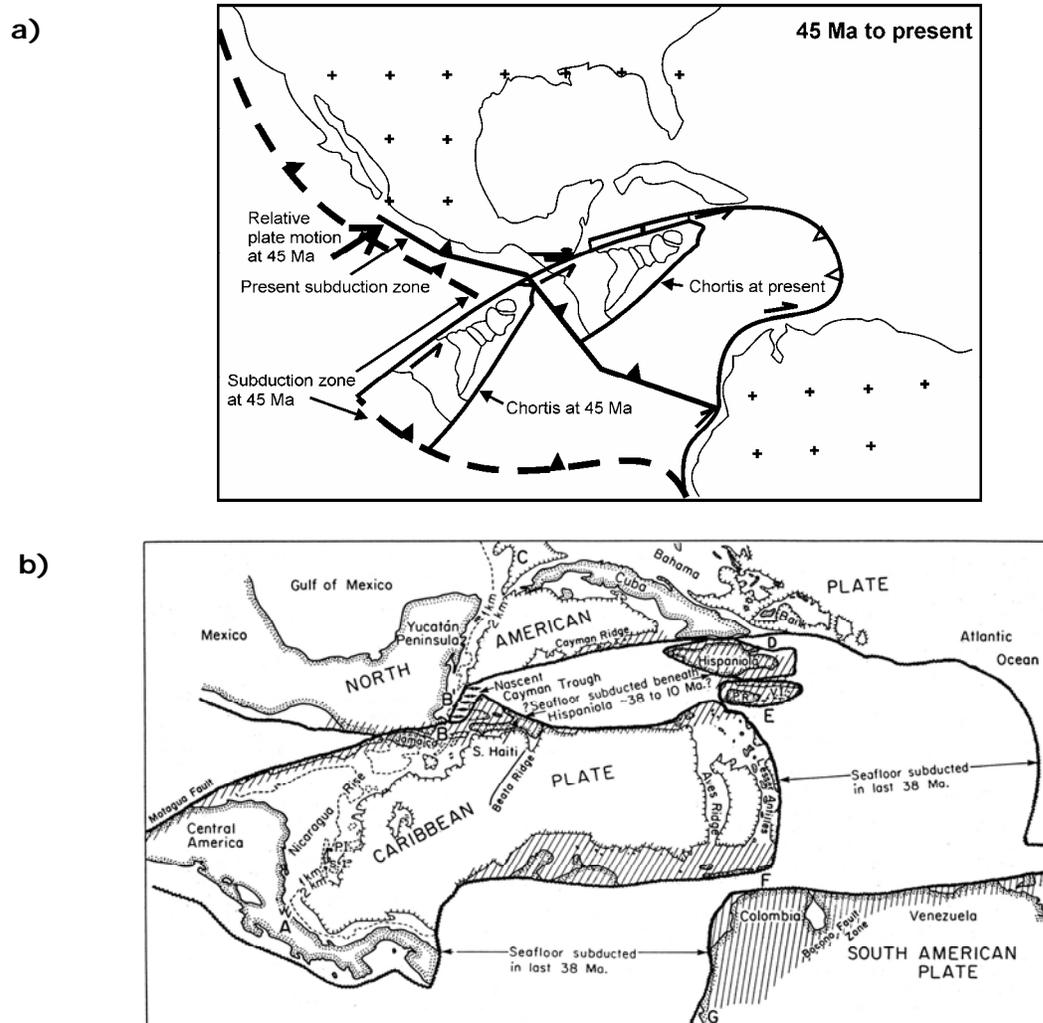


Figura 2.9. Alternativa a la hipótesis de conexión Bloque Chortis-sur de México en la que se considera a Chortis como un elemento aislado e independiente situado en el Océano Pacífico al suroeste de su ubicación actual. a) Planteamiento de Keppie y Morán-Zenteno (2005). b) Modelo de Sykes et al. (1982).

Reconstrucciones similares, pero antecedentes a la de Keppie y Morán-Zenteno (2005) son las de MacDonald (1976), Sykes et al. (1982) y Durham (1985). Por ejemplo, Sykes et al. (1982) obtuvieron una tasa de 3.7 cm/año de movimiento relativo para el Caribe durante los últimos 7 Ma, e indican que si esa tasa se extrapola hacia atrás, el Caribe habría estado alrededor de 1400 km al oeste de su posición actual hace 38 Ma. Este modelo es análogo al de Keppie y Morán-Zenteno (2005) y se puede comparar en la figura 2.9b.

La evidencia acerca del origen, procedencia y ubicación inicial del Bloque Chortis es escasa, sin embargo, la idea predominante y ampliamente aceptada es que este bloque representa un fragmento del sur de México que se desplazó hacia el sureste durante el Cenozoico hasta su posición actual.

## CAPÍTULO 3

### *Unidades Metamórficas e Intrusivas*

#### **3.1. INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se presenta la información geológica obtenida a partir del trabajo de campo propio del autor, junto con la literatura relacionada al área de estudio. Sustancialmente se detallan las unidades estratigráficas objetivo de esta investigación, el interés primordial es el Complejo Las Ovejas, su constitución litológica y estructura interna, relaciones de contacto, distribución, correlación y metamorfismo. También se trata con atención a la Filita San Diego y a los intrusivos sin deformación cristal-plástica de los que se colectó muestra para su fechamiento (plutones La Unión, Chiquimula y otros cuerpos menores), los cuales forman parte de un numeroso conjunto que se extiende a lo largo de la cordillera hasta la costa caribeña en el noroeste de Honduras.

Antes de la exposición de los temas centrales, se presenta una sinopsis de la geología del área sureste de Guatemala, con objeto de proveer un contexto regional esencial y una explicación del mapa geológico sintético parte de esta tesis. En este sumario se tratan brevemente terrenos metamórficos, unidades sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, unidades volcánicas paleógenas y neógenas y el aluvión cuaternario.

En los análisis petrográficos y las descripciones de las unidades metamórficas y con deformación cristal-plástica se emplean la clasificación morfológica de foliaciones y los términos relacionados a ese esquema de organización definidos por Turner y Weiss (1963), Hobbs et al. (1976), Gray (1977), Powell (1979), Borradaile et al. (1982) y Passchier y Trouw (1996) ya que se considera que es un método puramente descriptivo exento de connotaciones genéticas, más ilustrativo y explicativo de la fábrica de las rocas metamórficas que los términos tradicionales (p. e. lepidoblástica, nematoblástica, fibroblástica).

### 3.2. SINOPSIS GEOLÓGICA DEL SURESTE DE GUATEMALA

La región sureste de Guatemala es una zona geológicamente compleja, tanto estratigráfica como tectónicamente, ya que en esta área convergen diferentes terrenos metamórficos, unidades sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, unidades volcánicas paleógenas y neógenas, un numeroso conjunto de cuerpos intrusivos y depósitos aluviales diversos. Además existen dos dominios estructurales activos e interrelacionados, los sistemas de fallas laterales (Motagua y Jocotán) que atraviesan el área de estudio y son parte del límite entre las placas Norteamérica y Caribe, y un sistema de cuencas de extensión que se localiza al sur de la zona abarcada en esta disertación, el cual no se integra en el análisis.

En esta sección se describen en forma resumida las unidades litológicas que afloran en el área de trabajo que no son el tópico central de esta tesis, pero que guardan relación con alguna o algunas de las que aquí se estudian en detalle. La distribución de las unidades puede observarse en el mapa geológico de la figura 3.1 y la descripción de los principales sistemas estructurales del norte de Centroamérica se encuentra en la sección 2.3.

Para la preparación del mapa geológico incluido en este documento, en la escala local se recurrió a la cartografía geológica 1:50 000 realizada por Crane (1965), Clemons (1966), Bosc (1971), Lawrence (1975), Schwartz (1976) y Johnson (1984), mientras que para la escala regional se empleó el Mapa Geológico de la República de Guatemala 1:500 000 (Bonis et al., 1970) junto con la carta geológica 1:250 000 Chiquimula (Clemons et al., 1969). Además del propio trabajo de campo realizado por este autor.

El área seleccionada para el mapa es relevante en el sentido de que esa zona contiene algunas de las mejores exposiciones del Complejo Las Ovejas, además aflora de manera extensa y son numerosos los sitios en los que se pueden realizar observaciones. Asimismo, se halla una heterogeneidad litológica representativa de este terreno metamórfico.

El Complejo Las Ovejas se describe en la sección 3.3 y sus edades se tratan en el capítulo cuatro (§. 4.4.1), este terreno se identifica con la clave ToOv en el mapa geológico (fig. 3.1). La descripción detallada de la Filita San Diego se presenta en la sección 3.4 y las edades obtenidas en el siguiente capítulo (§. 4.4.2), esta unidad se reconoce con la grafía PzFi. Los intrusivos no deformados se detallan en la parte 3.5, en el mapa, el Plutón La Unión se identifica con la clave JmGr, el Plutón Chiquimula se refiere con la notación KsGr y el Intrusivos Las Joyas se representa con el símbolo Toi, sus edades respectivas se hallan en las secciones 4.4.3 a 4.4.5 del capítulo sucesivo.

Debido a las diferentes edades obtenidas en los intrusivos mencionados en párrafos anteriores, el resto de cuerpos que se encuentran en la zona de este estudio y que no fueron datados, se aluden en el mapa de manera genérica como No Diferenciados con el signo Ind, ya que sin su edad isotópica, la posible correlación de esos intrusivos con cualquiera de los fechados es meramente especulativa.

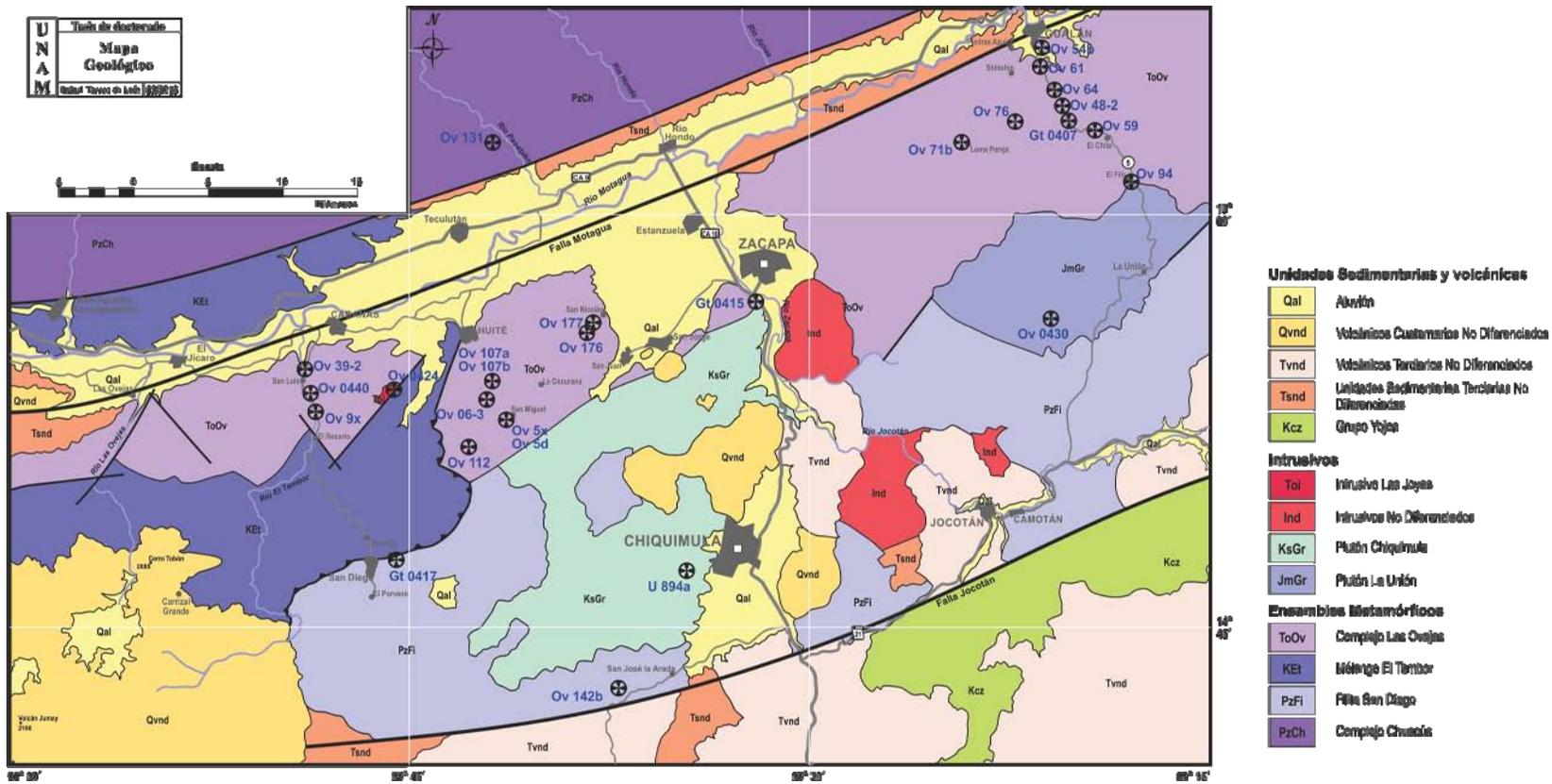


Figura 3.1. Mapa geológico simplificado de la región centro-occidental de la cuenca del Río Motagua, sureste de Guatemala.

### 3.2.1. Terrenos Metamórficos

#### a. *Complejo Chuacús*

El Complejo Chuacús es un terreno metamórfico constituido por una asociación de rocas de medio a alto grado. Este complejo ha sido descrito de forma extensa en la Sierra de Chuacús, sin embargo, Kesler et al. (1970) mencionan rocas similares en la región de Huehuetenango a las que denominan Grupo Chuacús Occidental. De igual forma, el Complejo Chuacús fue extendido al oriente hacia la Sierra de las Minas y subdividido en las unidades San Agustín, Jones y San Lorenzo por Bosc (1971), Newcomb (1978) y Roper (1978).

Las rocas que se han incluido dentro de este complejo en la Sierra de Chuacús son filitas, metagrauvascas, cuarcitas, metaconglomerados, mármoles, calcisilicatos, granitos deformados, esquistos, gneises, anfíbolitas, rocas ultramáficas y migmatitas. La facies metamórfica de este conjunto litológico va de esquistos verdes inferiores a anfíbolita (McBirney, 1963; Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Martens et al., 2007), pero se ha documentado la existencia de relictos de la facies de eclogita por Ortega-Gutiérrez et al. (2004).

La edad del Complejo Chuacús es tema de discusión, ya que los resultados son variados dependiendo del mineral y método empleados o la litología fechada. Se ha mencionado que puede ser Precámbrico (Gomberg et al., 1968) o Paleozoico (Ortega-Gutiérrez et al., 2007), pero existe un grupo numeroso de edades del Cretácico Tardío obtenidas en micas y anfíboles (McBirney, 1963; Sutter, 1979; Ortega-Gutiérrez, 2004) que son interpretadas como evidencia de un episodio metamórfico posiblemente producto de una colisión.

El Complejo Chuacús ha sido considerado como el basamento del Bloque Maya (Dengo, 1969; Kesler et al., 1970; Weyl, 1980; Donnelly et al., 1990) pero Ortega-Gutiérrez et al. (2007) plantean que es un terreno independiente de ese bloque y de afinidad incierta por lo que proponen que forma un terreno tectonoestratigráfico al que denominan Jacalteco y asignan una edad del Devónico-Carbonífero.

En el área de este estudio, el Complejo Chuacús forma la vertiente meridional de la Sierra de Las Minas, la que a su vez configura el lado norte del valle del Río Motagua, en el mapa geológico ocupa la parte centro-septentrional y se identifica con la clave PzCh (fig. 3.1).

#### b. *Mélange El Tambor*

McBirney y Bass (1969a, p. 269, 274–278) definen a la Formación El Tambor del modo siguiente: “A suite of mildly metamorphosed volcanic and related eugeosynclinal rocks south of the Motagua fault is named the “El Tambor Formation,” and is interpreted tentatively as a more volcanic facies of the Chuacús series.” Además de la designación Formación El Tambor, también se emplean los nombres Grupo El Tambor y Complejo El Tambor, así que el uso de las diferentes nomenclaturas es ambiguo.

Harlow et al. (2004) describen esta unidad como un mélangé con matriz de serpentina que hospeda bloques de rocas de alta presión-baja temperatura. Según estos autores, al norte de la falla Motagua los bloques son de metabasita de onfacita, albitita y anfibolita de granate, en tanto que del lado sur de la falla, los bloques son de eclogita, eclogita de lawsonita, eclogita de glaucófano y esquisto azul. En ambos lados hay bloques de jadeitita.

En esta tesis se emplea la denominación Mélangé El Tambor, en sustitución de los términos Formación, Grupo o Complejo El Tambor, para referir únicamente a la unidad litológica consistente de un mélangé con matriz de serpentina que contiene bloques de rocas distintas (p. e. eclogita, esquisto, metabasita, anfibolita, albitita). En asociación con el mélangé hay filitas, meta-pedernales y secuencias carbonatadas y terrígenas, que en conjunto forman al Terreno Motagua.

Existen varias localidades en las que se ha mencionado que el Mélangé El Tambor cabalga sobre otras unidades (Bosc, 1971; Lawrence, 1975; Muller, 1979) y se reconoce que todas las relaciones de contacto entre el mélangé y otras litologías son tectónicas (Donnelly et al., 1990).

La edad del mélangé es un tema de debate en el que poco avance se ha logrado, debido en esencia al limitado número de fechamientos que se han hecho (Harlow et al., 2004 [Ar/Ar]; Brueckner et al., 2009 [Sm-Nd]; Fu et al., 2010, Yui et al., 2010, Flores et al., 2013 [U-Pb]). Esos autores datan bloques individuales inmersos en el Mélangé al que dividen en norte y sur respecto a la actual Falla Motagua. Del lado sur reportan edades que abarcan de 158 a 113 Ma (12 datos), donde las de Ar/Ar van de 113 a 125 Ma; las de Sm-Nd de 132 a 143 Ma y las de U-Pb de 153 a 158 Ma. En tanto que del lado norte el rango incluido es de 53 a 166 Ma (15 datos), en el que las edades Ar/Ar cubren de 53 a 77 Ma; las de U-Pb de 80 a 97 Ma y las de Sm-Nd de 125 a 166 Ma. Estas dataciones se interpretan como evidencia de dos eventos de colisión representados en el Mélangé El Tambor, el primero en el Cretácico Temprano y el segundo en el Cretácico Tardío (Harlow et al., 2004; Brueckner et al., 2009; Fu et al., 2010; Yui et al., 2010; Flores et al., 2013). De este modo, aún no se puede precisar la edad del mélangé.

Dentro del área de este estudio, el Mélangé El Tambor aflora a lo largo del Río Motagua y en varios de sus tributarios (ríos Las Ovejas, San Vicente, El Tambor, etc.). En el mapa geológico ocupa la región centro-occidental y se identifica con la clave KET.

### **3.2.2. Unidades Sedimentarias**

Una de las características más notables de la estratigrafía mesozoica del Bloque Chortis, es la amplia exposición de unidades calcáreas marinas, las cuales se considera son equivalentes y se asume que constituyen una única unidad llamada Grupo Yojoa. Esta unidad de carbonatos se distribuye hasta el sur de Guatemala, pero es en la región al sur de Jocotán donde aflora de modo prominente. El entorno inmediato de la Falla Jocotán conforma la esquina sureste del área de esta tesis, a esa zona corresponde la descripción que a continuación se encuentra.

a. *Grupo Yojoa*

Mills et al. (1967) denominaron Grupo Yojoa a una secuencia calcárea que se encuentra en el centro de Honduras, a la que asignan una edad cretácica y la dividieron en cuatro unidades litoestratigráficas: formaciones Cantarranas, Ilama, Atima y Guare.

Donnelly et al. (1968) separan a las calizas existentes en el sureste de Guatemala, en dos unidades, una inferior de estratificación delgada que contiene fósiles de foraminíferos (miliólidos, *Orbitolina*, *Hedbergella*) y amonitas, y una superior de estratificación masiva, avanzado grado de recristalización y escasa fauna que incluye rudistas (*Caprinuloidea*), corales (*Cladophyllia*) y gasterópodos (*Nerinea*, *Actaeonella*).

Con posterioridad, la nomenclatura de Mills et al. (1967) fue aplicada por Burkart et al. (1973) a las unidades carbonatadas del suroriente de Guatemala. Estos autores diferencian tres formas de exposición de las calizas Yojoa, 1) como una área continua al sur de la zona de falla Jocotán, 2) a manera de pilares tectónico ubicados al sur y al este del área 1, y 3) a modo de colgantes sobre las filitas [San Diego] al norte de la zona de falla Jocotán, dichos colgantes son de calizas masivas al parecer equivalentes a la Formación Atima. Asimismo, señalan que la única parte donde se pueden observar afloramientos de caliza de calidad aceptable y continuos es a lo largo del Río Carcar, al sur de Jocotán, el cual corta profundamente a una estructura anticlinal.

La unidad calcárea Grupo Yojoa se localiza en la zona sur-suroriental abarcada por este estudio, en el mapa geológico se identifica con la clave Kcz.

b. *Unidades Sedimentarias Terciarias No Diferenciadas*

En la misma región sureste de Guatemala existen varias formaciones sedimentarias a las que se ha asignado una edad cenozoica (Subinal, Junquillo, Guastatoya, San Jacinto y Chanchán). La diferenciación de esas litologías va más allá de los objetivos de este trabajo por lo que en el mapa geológico se identifican en conjunto con la clave Tsnd (fig. 3.1). En los siguientes párrafos se presenta una descripción resumida de las unidades sedimentarias más relevantes.

La *Formación Subinal* (Hirschmann, 1963) aflora extensamente en la cuenca del Río Motagua, exposiciones de grandes dimensiones se pueden observar en muchos de los cortes de la carretera Centroamericana número 9 que va de Ciudad de Guatemala a Puerto Barrios. Donnelly et al. (1990, p. 52-53) dividen esta formación en unidades inferior y superior, cuyas descripciones son: La unidad inferior consiste de capas gruesas de conglomerado de guijarros de cuarzo color blanco-café claro y menor proporción de guijarros de rocas metamórficas y plutónicas. La unidad superior es un conjunto de conglomerados y areniscas con estructuras típicas de secuencias fluviales ribereñas. Los guijarros más comunes en los conglomerados son de cuarzo y roca metamórfica de grano fino, los de roca plutónica están en menor proporción y los de roca volcánica son raros. Existen capas de toba riolítica de hasta 15 cm dentro de esta unidad.

La *Formación Guastatoya* (Reeves, 1967) consiste principalmente de capas gruesas de conglomerado con clastos de mármol, granito, rocas metamórficas y serpentinita. En menor proporción hay capas de arenisca volcániclaística y de manera ocasional lutitas y calizas negras. Esta unidad aflora de manera esporádica en la cuenca del Río Motagua, desde el noreste de Ciudad de Guatemala hasta los alrededores de Río Hondo. Bosc (1971, p. 66) reporta una edad K-Ar de 12 Ma en biotita para unas tobas que son parte de la Formación Guastatoya.

### 3.2.3. Unidades Volcánicas

El margen occidental de Centroamérica, desde la frontera entre México y Guatemala hasta Costa Rica, se caracteriza por una extensa cobertura volcánica cenozoica. Esta cubierta presenta un vasto desarrollo en la zona suroriental de Guatemala, donde el tipo y espesor de las unidades volcánicas varía ampliamente de región a región y no se conoce un área particular en la que concurren todas las diversidades litológicas. Además, la edad de la mayoría de las secuencias volcánicas aún es discutible. Por estas razones, y para los fines sintéticos de este capítulo, la asociación volcánica sólo se divide en volcánicos del Terciario y del Cuaternario.

#### a. *Volcánicos del Terciario No Diferenciados*

La estratigrafía cenozoica del Bloque Chortis consiste en esencia de unidades volcánicas, volcániclaísticas y terrígenas en menor proporción. Esa serie volcánica, ha sido dividida en tres categorías (Donnelly et al., 1990): a) una asociación inferior pobremente estudiada compuesta por lavas y depósitos piroclásticos de composición andesítica-basáltica (representada por la Formación Matagalpa [McBirney y Williams, 1965] de Nicaragua); b) una unidad intermedia ignimbrítica (referida comúnmente como Grupo Padre Miguel); c) volcánicos y terrígenos pos-ignimbrítica sin denominación específica. En la zona aledaña a esta tesis sólo se han reportado rocas correspondientes a la segunda categoría del esquema anterior, por lo que enseguida se bosquejan muy brevemente.

Burkart (1965, p. 44) definió a la unidad Grupo Padre Miguel de la siguiente manera: “A thick sequence of siliceous massive-bedded tuffs, water-lain tuffs, sandstones, volcanic flows and laharic deposits occurs as the youngest rocks of the region. Referred to by the new name Padre Miguel group, this sequence overlies the Subinal formation and covers pre-Subinal Mesozoic and Paleozoic rocks of the highlands adjacent to Subinal basins. The name comes from the village of Padre Miguel, which is on the road midway between Quezaltepeque and Concepción las Minas.”

En concreto, el Grupo Padre Miguel es una secuencia ignimbrítica que aflora de modo extenso en el sureste de Guatemala y el occidente de Honduras. La edad de este grupo no está bien limitada, pero Burkart et al. (1973) proponen que en la región sureste de Guatemala abarca desde el Mioceno Medio hasta el Pleistoceno.

Además del Grupo Padre Miguel, en el suroriente de Guatemala se ha reportado la presencia de otros volcánicos (p. e. la Formación San Jacinto de Crane, 1965), así que, debido a el carácter sintético de este trabajo, se representan en conjunto con el símbolo Tvnd.

#### b. *Volcánicos del Cuaternario No Diferenciados*

La actividad volcánica moderna, está dominada por un conjunto de estratovolcanes que se sitúan de forma paralela al margen del Pacífico a lo largo de Centroamérica, este volcanismo es la continuación de la actividad volcánica ocurrida durante el Paleógeno.

En Guatemala, se ha mencionado la existencia de varias decenas de estructuras volcánicas cuaternarias (Bohnenberger, 1969), pero sólo se ha demostrado actividad (incluso histórica) en unos pocos de ellos (Carr et al., 2007), entre los volcanes activos más importantes están: Tacaná, Cerro Quemado, Santa María, Atitlán, Fuego y Pacaya. En el área de estudio, la única estructura volcánica reciente corresponde al Volcán Jumay (fig. 3.1), sin embargo, a la fecha no se cuenta con estudios relacionados a su geología, edad o composición por lo que se desconoce su evolución e implicaciones.

Algunos autores previos han considerado como de edad cuaternaria a diferentes litologías volcánicas existentes en la región de esta tesis, por ejemplo, Schwartz (1976) refiere diversas localidades ubicadas al norte de Chiquimula donde se encuentran diferentes flujos basálticos que tienden a ser relativamente uniformes en composición y textura. Se trata de basaltos de olivino con plagioclasa y son altamente vesiculares, esos flujos parecen haber sido emitidos tanto de conos volcánicos como de fisuras. De igual modo, Crane (1965) menciona la existencia de diversas coladas basálticas asociadas a conos cineríticos a lo largo del límite oriental del graben Chiquimula. En el mapa geológico de la figura 3.1, los volcánicos atribuidos al Cuaternario se identifican con Qvnd.

#### **3.2.4. Aluvión**

Una pluralidad de depósitos aluviales se localiza en la zona abarcada por este trabajo, los cuales no fueron individualizados y son designados colectivamente con la clave Qal, en el mapa geológico (fig. 3.1). En términos genéricos, se trata de conglomerados poco o no consolidados, constituidos por fragmentos de roca que presentan variaciones de composición, tamaño y forma, los que están inmersos en una matriz, la que también exhibe heterogeneidad en el tipo y tamaño de grano. Estas litologías se asocian preferentemente a lechos de ríos y arroyos. Los afloramientos más extensos se localizan a lo largo del valle del Río Motagua, donde varios niveles de terrazas aluviales pueden encontrarse.

El área de mayor superficie cubierta por aluviones corresponde a la parte central del mapa, ahí se sitúan poblaciones como Cabañas, Teculután, Estanzuela y Zacapa. Una segunda área con

extensos afloramientos aluviales ocurre en las inmediaciones de Chiquimula y al este-sureste de esa ciudad.

Diferentes autores han descrito formaciones aluviales en otras regiones incluidas en este estudio, por ejemplo, Crane (1965) reporta la ocurrencia de depósitos en la región de Jocotán, esos aluviones consisten de un conglomerado pobremente compactado, sin perturbaciones estructurales y con estratificación horizontal. En tanto que Schwartz (1976), indica que prominentes abanicos aluviales se encuentran en el lado norte de la cuenca del Motagua, a lo largo del frente de la Sierra de Las Minas. Además señala que algunos depósitos de aluvión afectado por fallas pueden ser observados en los cortes de la carretera CA-10 al norte de Zacapa.

### **3.3. COMPLEJO LAS OVEJAS**

#### **3.3.1. Definición y Antecedentes**

Las cordilleras que integran el flanco sur de la cuenca del Río Motagua en la región centro-sureste de Guatemala son formadas esencialmente por tres ensamblajes metamórficos: Filita San Diego, Mélange El Tambor y Complejo Las Ovejas, éste último ha sido objeto de estudio de cuatro tesis de doctorado realizadas durante la década de 1970 del siglo pasado (Bosc, 1971; Lawrence, 1975; Schwartz, 1976; Muller, 1979) a las que se suma la de Johnson (1984). En estas investigaciones se describió al Complejo Las Ovejas en áreas específicas circunscritas a cartas topográficas y se sentaron las bases de su actual conocimiento. En los párrafos siguientes se mencionan las ideas más notables de los autores aludidos respecto al Complejo Las Ovejas y por el interés primario que representan para esta tesis, se reproduce textualmente la parte esencial de sus planteamientos.

Bosc (1971) denomina Migmatitas Las Ovejas a un conjunto de rocas metamórficas de alto grado que afloran a lo largo del Río Las Ovejas localizado en la parte suroeste de la carta topográfica San Agustín Acasaguastlán, al sur del Río Motagua (fig. 1.2), a las que describe de la siguiente manera:

Migmatites consisting of a sequence of marbles and interlayered granitic rocks, banded diorites, hornblende hornfels, and amphibolites are exposed along the bottom of fault controlled valleys south of the Cabañas Fault and north of a belt of El Tambor exposures (Bosc, 1971, p. 26).

Además, Bosc (1971) divide a las Migmatitas Las Ovejas en dos partes, la primera a la que denomina central y posiblemente inferior formada por rocas intrusivas con hornfels y anfíbolitas, y la segunda, a la que nombra periférica y que posiblemente sobreyace a la anterior, consiste de mármoles con rocas graníticas subordinadas interestratificadas.

Lawrence (1975) cambia la denominación de Migmatitas Las Ovejas a la de Complejo Las Ovejas, basado en que la existencia de migmatitas es mínima, además para estar acorde con la nomenclatura estratigráfica de la época. Describe al Complejo en los términos siguientes:

The Las Ovejas Complex, a mixed high-grade metamorphic and igneous unit which crops out on the south side of the Motagua Valley... consists of interlayered quartz-feldspathic gneiss, schist, marble, and amphibolite and various acidic to intermediate intrusions... The Las Ovejas Complex is here tentatively assigned a greater age than the El Tambor Formation since the former is of higher metamorphic grade and it has been intruded extensively by a syntectonic calc-alkaline igneous rock suite not present in the El Tambor Formation... The Las Ovejas Complex extends from southwestern portion of the El Progreso quadrangle and continues as a fault-bounded band paralleling the Motagua Valley through the San Agustín Acasaguastlán, Zacapa, Gualán and La Unión quadrangles (Lawrence, 1975, p. 12-13).

Asimismo, Lawrence (1975, p. 16-18) ubica la sección del Complejo Las Ovejas que se encuentra en la parte sur de la carta topográfica El Progreso y la parte suroeste de la carta San Agustín Acasaguastlán (fig. 1.2), en la zona inferior a media de la facies de anfibolita del metamorfismo regional.

Schwartz (1976) estudia la parte del Complejo Las Ovejas que se encuentra en la hoja topográfica Zacapa (fig. 1.2), en el resumen de su tesis describe lo siguiente:

Las Ovejas Complex, of probable pre-Early Pennsylvanian age... is a sequence of interlayered schist, marble, amphibolite, gneiss and associated penetratively deformed diorite, tonalite and granodiorite. Metavolcanic, metavolcaniclastic and metasedimentary rock includes original basalt, dacitic and rhyodacitic tuff, minor andesite, limestone and pelite.

Este mismo autor divide al complejo en varias unidades cartografiables y distintos tipos de unidades, sus agrupaciones mayores son: metavolcánicos-metasedimentos y metaintrusivos; el primer grupo lo forman esquistos ricos en biotita con o sin estauroлита, granate, silimanita o feldespatos potásicos, gneises de biotita y granate, anfibolitas, esquistos calcáreos y mármoles. En el segundo conjunto hay dioritas, tonalitas y granodioritas penetrativamente deformadas.

Además, Schwartz (1976) ubica a las rocas de este complejo, que afloran en la región sureste del poblado Huité, en la parte media a superior de la facies de anfibolita.

Muller (1979) continúa la investigación a lo largo de la misma cordillera, en la región de Los Amates, al noreste de las áreas trabajadas por Bosc (1971), Lawrence (1975) y Schwartz (1976), y ubicada a unos 10 km al nororiente del presente estudio. En esa zona Muller hace la siguiente descripción del Complejo Las Ovejas:

Field mapping south of the Motagua River in the Los Amates, northern Río Managuá, and eastern Juyama quadrangles has confirmed the eastward continuation of Las Ovejas-type metamorphic rocks from the Gualán/Zacapa area. The rocks are mainly micaceous and quartzitic schists which have been extensively intruded by granitic and mafic plutons, resulting in the development of polymetamorphic mineral assemblages. Multiple deformations are reflected in local development of a strong cleavage and strong cataclasis... Interlayered two-mica schistose gneiss; andalusite, chloritoid, garnet, and staurolite bearing mica schist and phyllite; marble; and minor amphibolite comprise about half of the exposed basement rocks south of Los Amates... Medium to coarse-grained granodiorite and associated granitic veins and dykes comprise the remainder of the exposed basement (Muller, 1979, p. 20-21).

La última de las tesis que aborda de manera detallada al Complejo Las Ovejas es la de Johnson (1984), quien sintetiza su apreciación de esta unidad en la región de Gualán de la forma siguiente:

The Las Ovejas Complex forms the crystalline basement south of the Cabañas fault in the Gualán Quadrangle. The unit comprises quartzofeldspathic schistose gneisses with lesser amounts of micaceous schists, calc schist, marble, and minor chloritic quartzite; all of which has been intruded by foliated granodiorite which is considered part of the Las Ovejas Complex. At least two episodes of regional metamorphism and deformation have affected the Las Ovejas, resulting in the formation of the polymetamorphic mineral assemblages (Johnson, 1984, p. 64).

Así que, con base en los trabajos citados, a la fecha se concibe al Complejo Las Ovejas como un terreno constituido por dos conjuntos litológicos: una asociación metasedimentaria-metavolcánica de alto grado metamórfico, formada por esquistos, gneises, anfíbolitas y mármoles, y un grupo de intrusivos deformados, consistente de granitos, granodioritas y dioritas.

La denominación Complejo Las Ovejas no ha sido formalmente establecida, considerando esta formalización como su publicación con base en los criterios del código de nomenclatura estratigráfica internacional, sin embargo, es una designación sólida y ampliamente admitida por la comunidad geológica que realiza investigaciones en Centroamérica y la región del Caribe, por lo que en este estudio se prosigue con su utilización.

Los pocos trabajos realizados en el Complejo Las Ovejas se han limitado a cubrir áreas correspondientes a cartas topográficas escala 1:50 000 (Bosc, 1971 - San Agustín Acasaguastlán; Lawrence, 1975 - El Progreso; Schwartz, 1976 - Zacapa; Muller, 1979 - Los Amates; Johnson, 1984 - Gualán), por lo que éste es el primer estudio de carácter regional en el que se intenta tener una visión integral del complejo en la región sureste de Guatemala.

### 3.3.2. Distribución, Relaciones y Correlación

Los afloramientos del Complejo Las Ovejas se extienden a manera de un cinturón que gradualmente se ensancha, desde una pequeña ventana tectónica a través del Mélange El Tambor, localizada en las cercanías del poblado San Pedro Ayampuc (figs. 1.1b), hacia el noreste, hasta ocupar el lado norte de las cordilleras guatemaltecas que forman el flanco meridional de la cuenca del Río Motagua (fig. 3.1).

Los contactos, que a la fecha se conocen, entre el Complejo Las Ovejas y otras unidades litoestratigráficas son todos tectónicos. Schwartz (1976), Muller (1979) y Johnson (1984) consideran que la Falla Motagua (localmente denominada Falla Cabañas) es el límite norte del Complejo Las Ovejas y une a este terreno con la Formación Subinal.

El límite sur (en la región cubierta por la hoja topográfica San Agustín Acasaguastlán) es una serie de fallas sin denominación específica, por ejemplo, en el Río Las Ovejas (la localidad tipo), Bosc (1971) señala que el contacto entre el Complejo Las Ovejas y el Mélange El Tambor es una falla de alto ángulo fuertemente inclinada al norte. Hacia el oriente, la continuidad del complejo es rota por el graben San Vicente, en la parte sur de esta estructura el contacto entre el Mélange El Tambor y el Complejo Las Ovejas es una cabalgadura.

En el área ubicada al oriente de Zacapa y norte de La Unión, el tipo, naturaleza y orientación de los contactos entre este complejo y otras unidades es desconocido, lo más probable es que sean tectónicos, semejando lo que se ha observado en otras zonas, corroborar esta suposición requiere de un trabajo de campo exhaustivo para determinar estos contactos. De particular interés, es la relación existente entre el Complejo Las Ovejas y el Plutón La Unión, dadas las semejanzas de las edades U-Pb encontrada en este estudio, entre dos muestras de gneises (Ov 59 y Ov 76) y una de anfibolita (Ov 61) del complejo y la muestra del plutón (Ov 0430), las que se describen en las secciones 4.4.1.1.b, 4.4.1.1.c y 4.4.3, respectivamente.

Cabe mencionar que la localidad donde se define al Complejo Las Ovejas es poco representativa de la unidad global, tal como hasta ahora se conoce. Las unidades litológicas presentes a lo largo del Río Las Ovejas, son principalmente mármoles -que en el conjunto son proporcionalmente menores que otras unidades- y rocas intrusivas, ni esquistos, ni gneises que son las litologías más abundantes se encuentran en ese río. También es un tanto complicado el acceso hasta los afloramientos del Río Las Ovejas. Una mejor apreciación de las características de las unidades litológicas que constituyen esta parte del complejo, se puede hacer a través de dos secciones transversales, una en la región al sur del poblado Huité, donde se puede ir por la terracería que va de Huité a El Jute o por el Río Huité, y la otra por la carretera que va de Gualán a La Unión. De ambas zonas existen mapas (topográficos y geológicos) y se pueden ver más afloramientos, litologías, relaciones de contacto, relaciones de intrusión, estructuras dúctiles, estructuras frágiles, etc. que en el Río Las Ovejas.

Entre las localidades en las que se han descrito rocas semejantes a las de este complejo y con las que se correlaciona, se tienen, las secuencias metamórficas descritas por Horne et al. (1976a) en la Sierra de Omoa al noroccidente de Honduras y el conjunto de secuencias de alto grado metamórfico reportadas por McBirney y Bass (1969b) en la Isla Roatán parte del archipiélago Islas de la Bahía en el Golfo de Honduras, en las que Avé Lallemant y Gordon (1999) obtuvieron edades del Eoceno Tardío (§ 2.4.3.1).

Las unidades metamórficas de la Sierra de Omoa son reconocidas como la continuación noreste del Complejo Las Ovejas (Donnelly et al., 1990, p. 58)

### 3.3.3. Litologías Constituyentes del Complejo Las Ovejas

Con fundamento en las características de las diferentes unidades litológicas del Complejo Las Ovejas, como los rasgos y variaciones de fábrica, la composición mineralógica, el grado de metamorfismo, las relaciones estructurales, las edades relativas, y en coherencia con los estudios previos, se divide a este terreno en dos asociaciones: una metasedimentaria-metaígneas de medio a alto grado metamórfico, aquí denominada **Ensamble Basal**, y la otra, es un conjunto de intrusivos con deformación cristal-plástica en grado variable nombrado **Ensamble Intrusivo**.

El ensamble basal está formado por esquistos, gneises, anfibolitas, mármoles, cuarcitas y rocas metavolcánicas interrelacionadas, mientras que el ensamble intrusivo consiste de numerosos cuerpos de tamaño, forma, fábricas y composiciones heterogéneas que ocurren como sills, diques o pequeños troncos, entre los cuales hay metagranitoides, diques graníticos y pegmatíticos, granodioritas y dioritas, todos con deformación.

Los elementos de fábrica penetrativos característicos de todas las unidades litológicas del complejo son una foliación dúctil espaciada con o sin una lineación mineral o de estiramiento, ambas rasgos son preferentemente expresadas por mica (biotita o mica blanca). Las estructuras sobrepuestas incluyen pliegues (de muy variada geometría, tipo y tamaño) y varios arreglos de fracturas y fallas frágiles con orientación variada, en apariencia asociadas con el Sistema de Fallas Motagua.

Aunque se describen de manera individual a las litologías que componen al Complejo Las Ovejas, en escala regional se le considera como una entidad estratigráfica única, ya que el conocimiento de las relaciones de contacto y/o estructurales entre las distintas unidades que lo integran permanecen vago, principalmente debido al insuficiente trabajo de campo -que se refleja en la carencia de mapas detallados- y a la complejidad de éstas.

A pesar de que no se desarrollaron la cartografía geológica ni la división litoestratigráfica detallada del Complejo Las Ovejas, se considera pertinente la separación de algunas de las unidades litológicas mayores con características distintivas particulares y que se identifican con relativa facilidad en campo, por tal razón se propone, de manera informal, el empleo de las

denominaciones Esquistos Huité, Gneises Lampocoy y Diorita Deformada El Maguey, para aludir a cuerpos de roca específicos que se describen en subsecuentes secciones.

A lo largo de la zona abarcada por este trabajo afloran las distintas variedades litológicas del Complejo Las Ovejas, sin embargo, se encontraron diferencias en los tipos predominantes, con base en ellas se separa al complejo en tres partes o regiones diferentes limitadas por dos ríos, así se denomina región occidental a la parte del complejo que se halla al oeste del Río San Vicente en donde predominan los mármoles y la diorita deformada; región central, circunscrita entre los ríos San Vicente y Zacapa, en la que dominan los esquistos, y región oriental es la zona al este-noreste del Río Zacapa en la que los gneises son la litología primaria.

### 3.3.3.1. Ensamble Basal

#### a. *Esquistos Huité*

Los esquistos son la unidad litológica con mayor variación composicional del Complejo Las Ovejas, entre ellas están: esquistos de mica blanca, esquistos de dos micas, esquistos de biotita, esquistos calcáreos, esquistos de mica  $\pm$  granate  $\pm$  estaurolita, etc. Este amplio rango composicional probablemente se deba a variaciones en la constitución de los protolitos de los que se derivaron.

Los elementos de fábrica característicos de todas las variedades de esquistos son una foliación espaciada dúctil penetrativa y/o una lineación que puede ser mineral o de estiramiento. Ambas estructuras son formadas por mica y la lineación de estiramiento es preferentemente evidenciada por cuarzo.

Esta unidad está fuertemente plegada, hay pliegues con tamaño de unos milímetros, que localmente forman crenulaciones, hasta macropliegues de 2 a 3 m. También es común observar fallas, fracturas y vetas rellenas de cuarzo. Cabe mencionar que el grado de intemperismo de este conjunto litológico es muy elevado, especialmente en los afloramientos de los cortes de carretera, por lo que la observación de roca fresca es mejor en los lechos de ríos y arroyos.

Todas las variedades de esquistos presentan una foliación espaciada, formada por dominios de clivaje compuestos por mica orientada y microlitones integrados por agregados cuarzo-feldespáticos. Aunado a esta fábrica en algunos lugares se observa una fábrica porfiroblástica formada por grandes cristales de granate y/o estaurolita embebidos en la foliación.

Los esquistos afloran mayoritariamente en la parte central del Complejo Las Ovejas, i. e., la región comprendida al sur-sureste-este de Huité y al oeste-suroeste de San Nicolás (fig. 3.1) en esa zona son la litología dominante y se encuentran todas las variantes composicionales de esta unidad. Afloramientos particularmente interesantes se encuentran en el arroyo ubicado al occidente del poblado San Miguel, y en los ríos Huité, San Nicolás y la Calera, donde abundan los esquistos con granate y estaurolita. Otros afloramientos pero de tamaño reducido se encuentran en la carretera Gualán-La Unión (fig. 3.2a).

De entre las distintas variedades litológicas de los Esquistos Huité, la más destacable son los esquistos con granate y estauroлита, estas rocas se presentan en varias tonalidades de color gris (gris claro, gris plateado, gris purpúreo) dependiendo de la cantidad de micas y la proporción mica blanca-biotita, intemperizan a diversos tonos de color café. Las superficies de foliación lucen lustrosas, consisten de mica blanca con proporción variable de biotita. El tamaño de grano es disímil según la especie mineral, la mica blanca tiene desde  $\sim 1$  mm a  $\pm 5$  mm, pero en algunos afloramientos del Río San Nicolás se observaron hojuelas hasta de  $\sim 8$  mm; la biotita se halla en granos pequeños de 1 mm o menos, en promedio; el granate cubre un rango desde  $<1$  a 2 mm, pero se encontraron cristales hasta de 10 mm en rodados en el Río Huité; la estauroлита se manifiesta preferentemente como cristales de  $<1$  mm, pero en un afloramiento del Río San Nicolás (del que se extrajo la muestra Ov 177) se vieron hasta de 5 mm de longitud, además Schwartz (1976, p. 17) reporta cristales hasta de 15 mm de longitud.

Al microscopio petrográfico se trata de rocas con foliación espaciada de tipo esquistosidad disyuntiva con dominios de clivaje que tienen un grado de planicidad irregular y una relación espacial sinuosa, que ocupan una proporción de 60 a 80% con espaciamiento entre 0.25 a 0.1 mm y están compuestos de mica blanca y biotita (fig. 3.2b). Los microlitones están formados por un agregado de cristales anhedral, inequigranulares e interlobados de cuarzo y feldespatos débilmente orientado o por cristales individuales anhedral de feldespatos (fig. 3.2b) de hasta 1.5 mm de longitud. En esta fábrica se hallan embebidos porfiroblastos de granate y estauroлита.

La mica blanca se encuentra como cristales subhedral a anhedral con forma tabular, lenticular y acicular e inequigranulares con tamaño medio cercano a 0.5 mm que en algunos casos alcanza hasta 1.5 mm. La biotita aparece como cristales subhedral-anhedral de color café con pleocroísmo de amarillo claro a café rojizo oscuro y de tamaño  $\leq 0.5$  mm en promedio. La plagioclasa ocurre como cristales subhedral a anhedral con tamaño hasta de 1 mm de longitud comúnmente con maclado polisintético y con alteración a sericita.

El granate se halla como cristales subhedral a anhedral de forma variada entre las que hay redondeados, elipsoides, aplanados y con rango de tamaño desde  $\leq 0.25$  mm hasta 1.5 mm de diámetro (fig. 3.2b-d). Estructuralmente, se trata de porfiroblastos sintectónicos que flexionan a la foliación en torno a ellos. También presentan diferencias en sus características internas ya que hay cristales con inclusiones, otros con fracturas y otros son sólidos y homogéneos. Las inclusiones que se identificaron son de cuarzo, las que en algunos granos se disponen en forma oblicua a la foliación principal. Schwartz (1976) reporta la ocurrencia de cristales de granate helicítico.

La estauroлита (fig. 3.2d, e) se observa como cristales subhedral a anhedral con rango de tamaño  $\leq 0.25$  mm a  $\sim 1$  mm, de color amarillo claro con pleocroísmo de amarillo muy claro (casi incoloro) a un tono amarillo mate. De manera similar al granate, ocurren como porfiroblastos sintectónicos que arquean a la foliación en torno a ellos. Algunos cristales tienen el borde alterado a clorita.

Tres muestras de diferentes esquistos (Ov 5X, Ov 112 y Ov 177) fueron colectadas para su datación por U-Pb y K-Ar, cuyos resultados se hallan en la sección 4.4.1.1.a, en el capítulo 4.

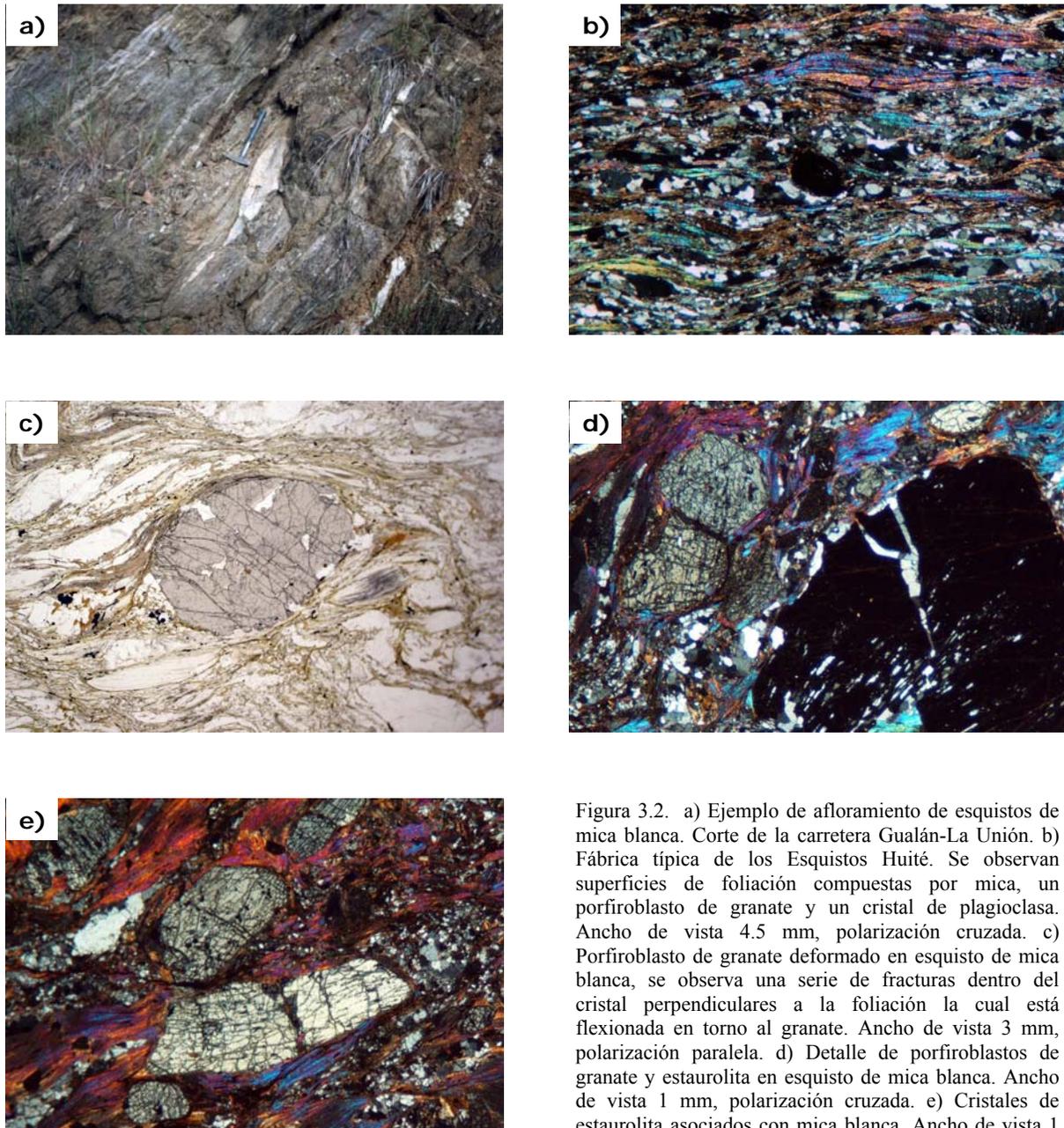


Figura 3.2. a) Ejemplo de afloramiento de esquistos de mica blanca. Corte de la carretera Gualán-La Unión. b) Fábrica típica de los Esquistos Huité. Se observan superficies de foliación compuestas por mica, un porfiroblasto de granate y un cristal de plagioclasa. Ancho de vista 4.5 mm, polarización cruzada. c) Porfiroblasto de granate deformado en esquivo de mica blanca, se observa una serie de fracturas dentro del cristal perpendiculares a la foliación la cual está flexionada en torno al granate. Ancho de vista 3 mm, polarización paralela. d) Detalle de porfiroblastos de granate y estaurólita en esquivo de mica blanca. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada. e) Cristales de estaurólita asociados con mica blanca. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada.

b. *Gneises Lampocoy*

Esta unidad litológica es formada por gneises micáceos que presentan variaciones tanto composicionales (por ejemplo, gneises de biotita, gneises de biotita y mica blanca y gneises de mica blanca), como de fábrica (de rocas puramente foliadas a foliadas y lineadas). Aflora en el lado este de la zona del presente estudio, esto es, al oriente-nororiente del Río Zacapa y de la ciudad de Zacapa (fig. 3.1), en esa zona son la principal unidad litológica del Complejo Las Ovejas. Las primeras exposiciones continuas se encuentran en los cortes de la terracería que va de Zacapa a La Unión después del poblado El Terrero. Afloramientos profusos se observan en los cortes de la carretera Gualán-La Unión, principalmente al sur del poblado La Laguna. También se han reportado gneises en el área de El Progreso (Lawrence, 1975); en el Río Huité, donde Schwartz (1976) menciona que se intercalan con esquistos; y en la región al sur de Los Amates donde, igualmente, se asocian con esquistos (Muller, 1979).

En términos generales, son rocas de color gris que intemperizan a tonos variados de color café. Debido al clima tropical de la región, esta unidad está fuertemente alterada en muchos de los lugares donde aflora. La fábrica en estos gneises se caracteriza por una foliación penetrativa fina, espaciada y homogénea (fig. 3.3a y b) consistente de dominios compuestos por mica que están intercaladas con dominios cuarzo-feldespáticos. En muchos afloramientos se nota una lineación mineral la cual también es formada por mica. La variante litológica predominante son los gneises de biotita.

No obstante que se considera a los gneises como una sola unidad litológica, con base en las características observadas en campo y de la microfábrica, se llegó a la separación de dos variaciones:

**Gneises de Grano Medio a Grueso.** En esta variedad litológica sólo se observaron gneises de biotita. Afloran de forma amplia al sur-suroeste de la ciudad de Gualán. Exposiciones continuas se pueden encontrar en la terracería que conduce al pequeño poblado Lampocoy, pero en la mayoría de los cortes de ese camino la roca tienen un intenso grado de intemperismo.

Estas rocas tienen una fábrica dominal la cual define una foliación espaciada, tipo esquistosidad disyuntiva o bandeamiento fino, formada por dominios de clivaje y microlitones.

Los dominios de clivaje tienen un espesor que varía de <1 mm a 2 mm en promedio y un espaciamiento entre 1 mm a 5 mm, en promedio, su forma varía entre un grado de planicidad irregular a ligeramente uniforme (predominando el primero) y un patrón de sinuoso a subparalelo (también prevaleciendo el primero) con un porcentaje aproximado de volumen del 30 al 70%. Estos dominios son formados por cristales de biotita con forma subhedral y hábito tabular y fuertemente orientados, con tamaño que va desde 1 mm hasta 4 mm de largo (fig. 3.3c).

Los microlitones son de dos tipos: a) mosaicos cuarzofeldespáticos y, b) cristales individuales de feldespatos. Los microlitones del primer tipo están formados por un agregado de

cristales de cuarzo y feldespato de un tamaño inferior a 0.5 mm que son anhedrales, interlobados y equigranulares sin alineación con los dominios de clivaje (fig. 3.3c), en general, la forma de estos microlitones es irregular, pero en algunas partes son elipsoides. Los microlitones del segundo tipo son cristales de feldespato subhedrales a anhedrales con hábito que varía entre, tabular y redondeado, su tamaño es de 1 a 7 mm de longitud. También presentan grados de alineación variable respecto de los dominios de clivaje.

**Gneises de Grano Fino.** Son un conjunto de gneises de biotita con mica blanca en menor proporción, que se encontraron principalmente en los cortes de la carretera Gualán-La Unión entre el sur de La Laguna y al norte del poblado El Chile, en una exposición aproximadamente continua de medio kilómetro.

Los elementos de fábrica de estas rocas definen una foliación espaciada muy fina y una lineación mineral bien desarrollada que es formada por las micas, tanto bitita como mica blanca.

Al microscopio petrográfico estos gneises consisten de dominios de clivaje con espesor que va de  $\leq 1$  mm a 5 mm en promedio y tienen un espaciamiento entre 0.5 mm a 3 mm, en promedio, su forma varía entre un grado de planicidad irregular a uniforme (predominando el segundo) y un patrón de ligeramente sinuoso a paralelo con un porcentaje de volumen superior al 60% en los gneises de biotita y del 40 al 60% en los gneises de mica blanca. Estos dominios son constituidos principalmente por biotita, la cual se halla como cristales de color café rojizo de forma subhedral a anhedral y fuertemente orientados, con tamaño que va desde  $< 0.25$  mm hasta 2 mm de longitud, predominando los de  $\sim 0.5$  mm. Su hábito es tabular, alargada o acicular (fig. 3.3d). Además, aunque de manera escasa, hay dominios de clivaje compuestos por mica blanca, la que se presenta en cristales de forma subhedral a anhedral con hábito tabular y en ocasiones elipsoidal, de tamaño inferior a 0.25 mm (fig. 3.3e).

Los microlitones son formados por un mosaico de cristales de cuarzo y feldespato de forma anhedral, que tienen los bordes interlobados y son aproximadamente equigranulares con una débil alineación respecto a los dominios de clivaje. Tanto el cuarzo como el feldespato son de un tamaño inferior a 1 mm. El feldespato, que por lo general es plagioclasa, con alguna frecuencia exhibe restos de maclado, que es de tipo polisintético. Este mineral presenta alteración a sericita y oxidación.

Dos muestras provenientes de dos afloramientos distintos de gneises fueron seleccionadas para su datación. La Ov 59 proviene de la variedad de gneises de grano fino que son cortado por la carretera Gualán-La Unión, y la Ov 76 que es de un gneis de grano medio de la región al noreste de Lampocoy. Las edades se encuentran en la sección 4.4.1.1.b.

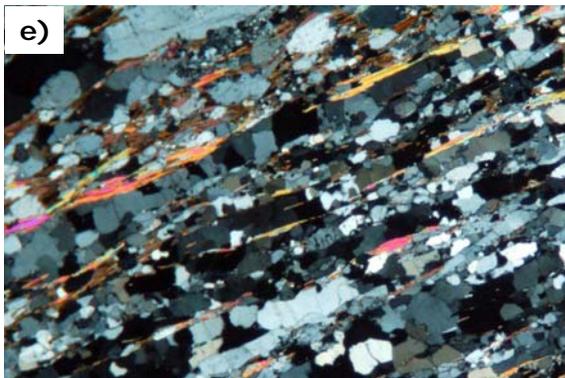
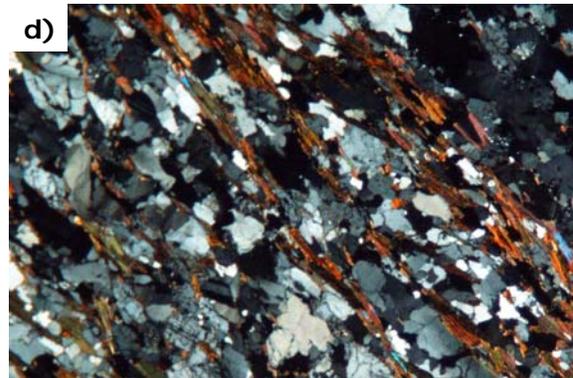
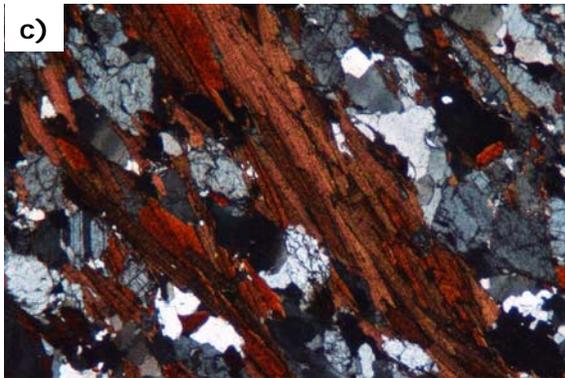


Figura 3.3. a) Afloramiento de gneises de biotita. Corte de la carretera Gualán-La Unión. b) Detalle de los gneises de biotita con foliación plegada. Corte de la carretera Gualán-La Unión. c) Fábrica de gneis de grano medio, nótese los grandes cristales de biotita y los restos de macla en algunas plagioclasas. Ancho de vista 2.5 mm, polarización cruzada. d) Fábrica de gneis de grano fino con dominios de clivaje formados por biotita y microlitones cuarzo-feldespáticos. Nótese los restos de macla en feldespatos. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada. e) Gneis de grano fino con dominios de clivaje de mica blanca. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada.

*c. Anfibolitas*

En términos generales, las anfibolitas del Complejo Las Ovejas son rocas color verde oscuro que intemperizan a tonalidades diversas, verde, amarillo ocre, café rojizo o café oscuro. Exhiben un grado variable de alteración, ya que en algunos cortes de camino llegan a ser deleznable pero en los lechos de ríos están bien preservadas. Por lo común están fracturadas y las fracturas pueden o no estar rellenas. Poseen una foliación penetrativa y homogénea evidenciada por la orientación preferente del anfíbol. Ocasionalmente, también se observa lineación mineral definida por anfíbol y/o biotita. Hay afloramientos en los que se distingue un ligero bandeamiento composicional advertido por la intercalación de bandas formadas de anfíbol y bandas formadas de plagioclasa, tales bandas tienen en promedio de 4 a 5 milímetros de espesor.

En la región cubierta por este estudio, las anfibolitas se encuentran en menor proporción con respecto a esquistos o gneises pero su distribución es amplia. Al igual que con los gneises, se observan afloramientos continuos bien preservados a lo largo de la carretera Gualán-La Unión y se encuentran a manera de capas o bandas asociadas a esquistos a lo largo del Río Huité y en el Río San Nicolás.

Se distinguieron dos tipos de anfibolitas, uno que está intercalado con esquistos y mármoles y consiste de capas (por así llamarles) de espesor variable; el otro es una sección continua de afloramientos que se encuentra en la parte norte del camino Gualán - La Unión, inmediatamente al sur del Río El Zapote. A las primeras se les interpreta como paraanfibolitas y a las segundas como ortoanfibolitas, su diferenciación se fundamenta esencialmente con base en las observaciones de campo.

Las **paraanfibolitas** se encuentran asociadas o intercaladas con esquistos y mármoles, su espesor varía de unos pocos centímetros a unos 15 ó 20 metros, aproximadamente, aunque Schwartz (1976) reporta bandas hasta de 200 m de espesor.

Aparentemente no están restringidas a un área específica ya que se encuentran en varias localidades, por ejemplo, al sur de Huité, en el camino hacia El Jute, se observan unas anfibolitas fuertemente intemperizadas intercaladas con esquistos. En los ríos Huité y San Nicolás se asocian a esquistos de granate y estaurólita. En la parte este, en el corte del camino Gualán-La Unión, al sur del poblado El Chile, se observan otras capas de anfibolitas intercaladas con capas de mármol (fig. 3.4a), en ambos casos con espesor cercano a 1 m.

Estas paraanfibolitas se expresan preferentemente como una roca bien consolidada de color verde oscuro a negro e intemperizan a diferentes tonalidades de color café, aunque en los lechos de los ríos y los afloramientos más sanos preservan su color verde. Están formadas principalmente por anfíbol de grano muy fino y no exhiben un bandeamiento composicional bien desarrollado pero muestran foliación definida por el alineamiento de los cristales de anfíbol la cual es paralela a las rocas circundantes.

Al microscopio petrográfico se observa una roca con foliación espaciada de tipo esquistosidad fina con dominios de clivaje irregulares y relación de anastomosada a paralela compuestos de hornblenda. Los microlitones están formados por un mosaico de plagioclasa. La hornblenda se encuentra en cristales subhedrales de color verde con pleocroísmo de verde claro a verde oscuro y tamaño que va de 0.5 mm a 2 mm. En algunas partes este mineral llega a formar hasta el 90% de la roca. La plagioclasa se halla en cristales subhedrales a anhedrales con tamaño de  $\sim 0.05$  a 2 mm. En muchos cristales se observa resto de maclado polisintético o Carlsbad. Otros minerales presentes en muy baja proporción son biotita, cuarzo y epidota.

De una de las franjas de anfíbolitas, con características como las descritas, que aflora en el arroyo San Nicolás, en la parte central del Complejo Las Ovejas (fig. 3.1), se tomó la muestra identificada con la clave Ov 176 para fecharla, resultados se describen en la sección 4.4.2.1.c.

Desde la salida sur de Gualán yendo a La Unión, a lo largo del frente de ascenso a la sierra, en el corte de carretera aflora una sección continua en la que predominan las anfíbolitas además de abundantes diques pegmatíticos, graníticos y de granodiorita deformada y exposiciones menores de gneises. A este conjunto de anfíbolitas se les interpreta como ortoanfíbolitas.

Las **ortoanfíbolitas** son rocas de grano medio a grueso que cuando están frescas lucen varias tonalidades de verde e imtempizan a colores ocre o café. Están penetrativamente foliadas y en algunas partes se observan con lineación mineral. La fábrica también exhibe múltiples variantes, hay rocas que presentan un bandeamiento poco desarrollado, otras tienen una apariencia porfiroblástica y en los ejemplares de tamaño de grano más grueso la foliación se pierde un poco dando un aspecto granoblástico. En los afloramientos y muestras analizados se observó que el anfíbol predomina sobre la plagioclasa con al menos el 60% de volumen, en términos generales.

Los diques que intrusionan a las ortoanfíbolitas tienen un espesor que engloba un amplio rango cuyos límites extremos van de unos pocos centímetros hasta cerca de cinco metros, pero la media se sitúa entre unos 30 a 100 centímetros.

Intercalados en diferentes partes a lo largo de la secuencia de ortoanfíbolitas y concordantes con éstas, se encuentran pequeños afloramientos de gneises de biotita de grano medio a grueso cuyo aspecto es muy semejante a los gneises que se hallan a unos pocos kilómetros en la misma carretera.

Al microscopio petrográfico se observan como una roca con foliación espaciada de tipo esquistosidad disyuntiva con dominios de clivaje que tienen un grado de planicidad de irregular a semiuniforme y una relación espacial de sinuosa a subparalela, ocupan una proporción entre 60 a 80% aproximadamente con espaciamiento entre  $\sim 0.1$  a  $\sim 0.3$  mm y están compuestos de anfíbol y biotita (fig. 3.4b). Los microlitones están formados por un agregado de cristales anhedrales e interlobados de plagioclasa o por cristales anhedrales individuales también de plagioclasa.

El anfíbol aparece en cristales anhedrales de color verde pistache con pleocroísmo que varía de verde claro a verde oscuro y de tamaño entre  $\leq 0.25$  mm a  $\sim 1$  mm. Algunos cristales

presentan maclado tipo Carlsbad. La biotita ocurre como cristales anhedrales de color café rojizo con pleocroísmo de amarillo claro a café oscuro y rango de tamaño de ~0.1 mm a casi 1 mm.

La plagioclasa es expuesta en cristales subhedrales a anhedrales que con frecuencia presentan maclado tipo polisintético, Carlsbad o combinación de ambos. Cuando ocurre como agregado tiene un tamaño menor a 0.5 mm y cuando se encuentra como porfiroblasto alcanza hasta 2 mm de longitud.

De manera ocasional, se observaron algunos cristales de piroxeno que se encuentran como cristales anhedrales con tamaño menor a 0.5 mm, se diferenciaron de los anfíboles por su clivaje y su color de interferencia que es gris de primer orden, con el ángulo de extinción se determinó que se trata de clinopiroxenos.

De un afloramiento de ortoanfibolitas de grano medio se extrajo la muestra identificada como Ov 61 con objeto de fecharla por los métodos U-Pb y K-Ar, los resultados se indican en la sección 4.4.1.1.c.

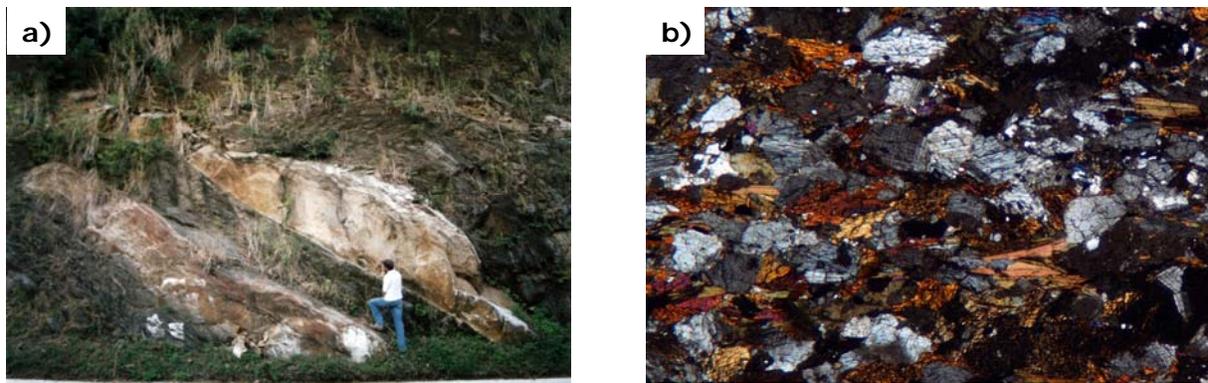


Figura 3.4. a) Afloramiento en el que se observa una intercalación de mármol con anfíbolita. Corte de la carretera Gualán-La Unión, al sur del poblado El Chile. b) Fábrica típica de las anfíbolitas, se observan anfíbol, biotita y plagioclasa. Ancho de vista 4.5 mm, polarización cruzada.

#### d. Mármoles

En diferentes áreas del Complejo Las Ovejas, dentro de la zona de este estudio, aflora una serie discontinua de cuerpos de mármol. Son rocas de color gris claro que intemperizadas tienen un color crema o blanco, se encuentran a manera de capas intercaladas con las otras litologías, pero hay algunas partes en las que ocurren de forma masiva.

En los lugares en los que el mármol aflora en capas, éstas tienen un espesor que abarca un amplio rango, desde cerca de 5 cm hasta 3 ó 4 m. A su vez, se distinguen dos tipos de capas, unas

homogéneas y otras bandeadas. En las primeras, la fábrica varía de equigranular masiva a incipientemente foliada, están formadas por cristales de calcita de 2 mm en promedio. En la capas bandeada se observan franjas de calcita blanca intercaladas con franjas en las que la calcita es de color gris claro a gris oscuro, dichas bandas varían en espesor desde  $\leq 5$  mm hasta 20 a 30 mm (fig. 3.5a). Ambos tipos de capas tienen una apariencia uniforme y a simple vista no se observan deformaciones internas (p. e. foliación dislocada o plegada). La foliación y el bandeamiento son paralelos a las superficies de las capas, las cuales pudieran interpretarse como las superficies de estratificación de la secuencia sedimentaria original.

Además de calcita, en los mármoles, se han reportado cantidades menores de moscovita, tremolita y biotita (Schwartz, 1976; Johnson, 1984). También se ha mencionado la presencia de esquistos calcáreos asociados a los cuerpos de mármol (Johnson, 1984).

Solo se analizaron tres secciones delgadas de capas de mármol de diferentes lugares, en estas muestras se encontró que la roca es formada por pura calcita en cristales subhedrales a anhedrales. En una sección de la parte bandeada se encontró que las franjas grises se forman por calcita de menor tamaño que la existente en las franjas blancas (fig. 3.5b).

El lado norte de la sierra, entre los poblados Las Ovejas y San Vicente está formado principalmente por mármol, siendo esa la mayor zona de exposición continua de esta litología. Como ya se mencionó, el mármol se encuentra intercalado con otras variedades de roca, el mejor afloramiento donde se puede observar esta relación de interestratificación, se encuentra unos 100 m al sur del poblado El Chile, en el corte de la carretera Gualán-La Unión, en ese punto se observan un par de capas de mármol foliado intercaladas con anfibolitas (fig. 3.4a). Unos dos kilómetros al sur de este lugar existe un área grande de afloramiento de mármol que cubre una superficie aproximada de 1 km<sup>2</sup> y en el sitio se explotan varias canteras.

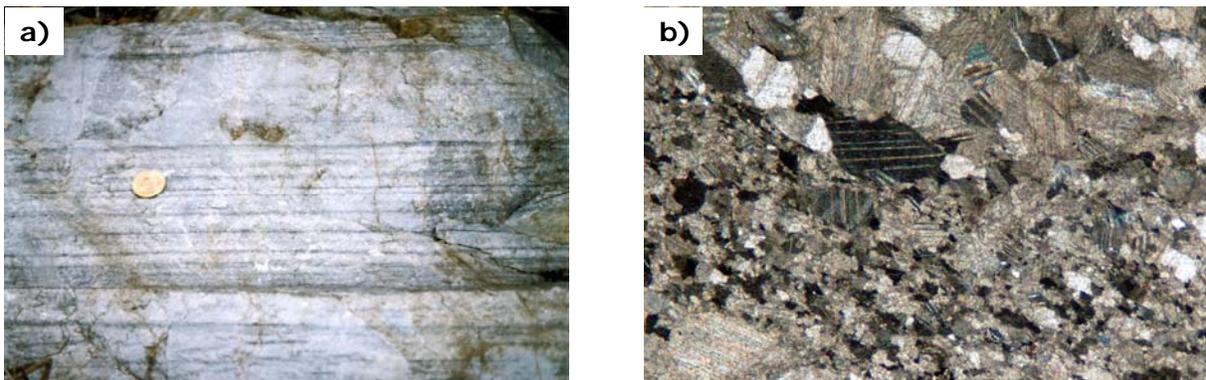


Figura 3.5. a) Afloramiento de mármol bandeado. Corte de la carretera Gualán-La Unión, al sur del poblado El Chile. Diámetro de la moneda 24 mm. b) Fábrica de una muestra de mármol bandeado, nótese la diferencia de tamaño de la calcita que corresponde a bandas diferentes. Ancho de vista 4.5 mm, polarización cruzada.

e. *Unidad Metavolcánica*

Sólo en un afloramiento se encontraron rocas cuyas características permiten interpretar un protolito volcánico, éste se encuentra aproximadamente 2.5 km al sur-sureste del poblado Huité, en el corte de la terracería que va al poblado El Jute, región central del Complejo Las Ovejas.

Se trata de rocas color gris purpúreo que intemperizan a tonos de ocre-café amarillento. La fábrica consiste de porfiroclastos de feldespatos y cuarzo inmersos en una matriz fina formada esencialmente por biotita, caracteres que se interpretan como una textura porfídica relictiva, sin embargo, la roca exhibe una foliación fina penetrativa.

Los porfiroclastos son cristales anhedrales con formas variadas, redondeados, elipsoides, tabulares, cuadradas, romboidales e inclusive amorfos. Su tamaño va desde cerca de 1 mm hasta 7 mm de longitud. En la matriz se alcanza a identificar biotita de color café rojizo que se encuentra en cristales muy pequeños de menos de 0.5 mm de longitud, fuertemente orientados definiendo las superficies de foliación.

En el microscopio se observa una roca con fábrica porfídica relictiva formada por cristales de plagioclasa inmersos en una matriz de grano fino compuesta por biotita y plagioclasa en menor proporción. Los porfiroclastos de plagioclasa son anhedrales con forma rectangular a elipsoidal, tienen maclado polisintético y tipo Carlsbad, algunos muestran zoneamiento, la mayoría están fracturados, se orientan en el sentido de la foliación y presentan alteración a sericita. La biotita se encuentra en cristales muy pequeños de tamaño menor a 0.25 mm, de color café rojizo con pleocroísmo de café claro a café rojizo oscuro, define la foliación y forma la matriz.

Con base en los rasgos observados en esta roca se interpreta que el protolito fue una litología volcánica que posiblemente pudo corresponder a una dacita, por lo que en adelante será referida como metadacita.

Del único afloramiento conocido de metadacita, se extrajo la muestra Ov 107A con objeto de datarla por U-Pb, los resultados se mencionan en la sección 4.4.1.1.d.

f. *Cuarcitas*

En la parte central del Complejo Las Ovejas, región sur de Huité, se observó la presencia de cuarcitas en asociación con otras litologías metasedimentarias. Los afloramientos en los que se encuentran estas rocas son escasos, sólo se hallan en forma de capas delgadas que no sobrepasan los 10 cm de espesor individual, pero el promedio se sitúa entre 3 a 5 cm (fig. 3.6a). Algunas de las capas están foliadas internamente, con la foliación paralela a las superficies de la capa, y otras muestran una intercalación de franjas de color gris.

Estas cuarcitas son rocas de color gris a gris claro que intemperizan a colores ocre o café, están finamente foliadas y se constituyen por un mosaico de cuarzo de grano muy fino. En las superficies de foliación de algunas capas se observa mica blanca -también de grano muy fino-, mientras que en otras capas esa superficie es marcada por óxidos.

Al microscopio petrográfico se observa una roca formada por un mosaico fino de cuarzo recristalizado que consiste de cristales anhedrales, equidimensionales e interlobados con tamaño inferior a 0.1 mm (fig. 3.6b) que están ligera a moderadamente orientados. Sólo en una sección delgada se observaron porfiroblastos de mica blanca definiendo la foliación (fig. 3.6c), estos cristales de mica son anhedrales, de forma tabular, alargada a elipsoide y con tamaño hasta de 0.5 mm, aproximadamente.

Afloramientos con capas de cuarcitas se encuentran al sur de La Oscurana y en el arroyo inmediato al oeste del poblado San Miguel, en estas dos localidades se intercalan con esquistos de granate y estaurólita. También se observaron capas de cuarcita en uno de los cortes de la carretera Cabañas-San Diego -región occidental del complejo- en donde se encuentran asociadas a mármoles (fig. 3.6a).

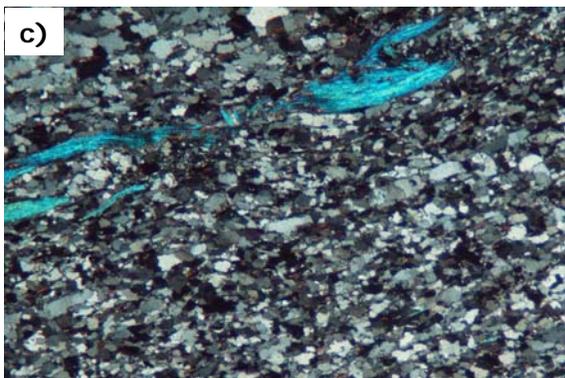
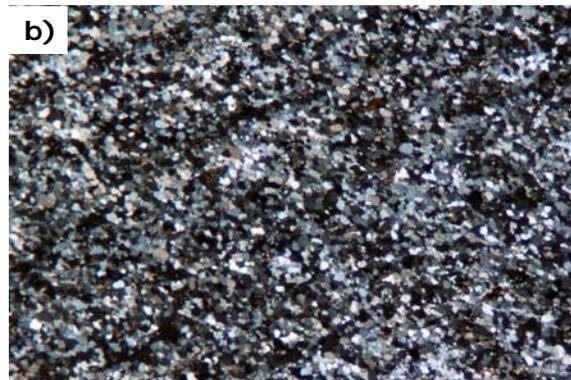


Figura 3.6. a) Afloramiento de capas delgadas de cuarcitas intercaladas con capas de mármol (de color blanco). Corte de la carretera Cabañas-San Diego. b) Fábrica de cuarcita que está formada por un mosaico de cuarzo recristalizado de tamaño muy fino. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada. c) Fábrica de cuarcita en la que además del mosaico de cuarzo se observan porfiroblastos de mica blanca definiendo a la foliación. Ancho de vista 1 mm, polarización cruzada.

### 3.3.3.2. Ensamble Intrusivo

Todos los trabajos hasta ahora realizados en diferentes áreas del Complejo Las Ovejas (Bosc, 1971; Lawrence, 1975; Schwartz, 1976; Muller, 1979; Johnson, 1984) han reconocido la existencia de un conjunto heterogéneo y numeroso de intrusivos con deformación cristal-plástica emplazados en esta unidad, característica evidenciada por la presencia de una fábrica tectónica (foliación y/o lineación) con desarrollo de incipiente a conspicuo. Se reconocen cuerpos de composición variada, desde gabros hasta granitos, pero destacan las dioritas y granodioritas como los tipos dominantes. También se sabe que las interrelaciones de estos intrusivos con las unidades de alto grado metamórfico son complejas, ya que existen cuerpos concordantes, oblicuos o cortantes que ocurren como sills, diques o pequeños troncos de unos pocos metros de espesor.

El origen intrusivo evidente de estos cuerpos deformados se deduce por la presencia de texturas ígneas relictas (fanerítica, porfídica, hipidiomórfica, etc.) que son formadas por cristales subhedrales con tamaño de grano fino a medio, los cuales en muchos casos aún conservan caracteres primarios (como el maclado y zoneamiento de la plagioclasa). Su separación del Ensamble Basal se establece con base en las relaciones de corte y en que carecen de minerales metamórficos que se forman en la facies de anfíbolita.

En este estudio se logra discriminar cinco diferentes asociaciones de intrusivos, excepto la Diorita Deformada El Maguey (que es un cuerpo de dimensiones mayores) el resto son pequeños cuerpos con espesor desde algunos centímetros a varios metros. Igualmente, con excepción de la mencionada diorita, en los demás se observaron relaciones de corte diversas entre los intrusivos y la roca encajonante. En las siguientes secciones se describen cada uno de los conjuntos intrusivos, el orden de presentación es según su grado aparente de deformación plástica, de mayor a menor intensidad.

#### a. *Metagranitoide Loma Pareja*

##### a.1. Definición

Johnson (1984, p. 82–91) nombró informalmente Granodiorita Loma Pareja a un cuerpo intrusivo de grano medio a grueso que varía de foliado a milonitizado y aflora en la región suroeste de Gualán, cercanías del pequeño poblado Loma Pareja.

El nombre asignado a este cuerpo presenta inconvenientes por las siguientes razones:

a) aún cuando al observar la roca, tanto en afloramiento como en sección delgada se puede inferir un protolito ígneo, en los lugares y en las secciones delgadas analizadas por el presente autor no se encontraron texturas relictas útiles para inferir su mineralogía original con la cual determinar su composición modal y ubicarlas en el campo composicional litológico específico de la granodiorita. Johnson (1984) analizó las composiciones modales de varias muestras de este intrusivo, que al graficarlas en el diagrama de Streckeisen revelaron composiciones ampliamente

variables, desde cuarzomonzonita a cuarzogabro y de granito a tonalita, sin embargo, el mismo autor manifiesta dudas en los resultados debido a posibles alteraciones por el metamorfismo.

b) la roca presenta una foliación dúctil penetrativa y en varias partes está lineada (rasgos de rocas metamorfozadas y/o con deformación plástica), se observa clorita o biotita cloritizada definiendo las superficies de foliación y microestructuras en cuarzo y plagioclasa.

c) la proporción de cuarzo contra feldespatos así como la de biotita varía en forma amplia lo que se correlaciona con las variaciones composicionales obtenidas por Johnson (1984).

Dados los argumentos señalados, las diferencias en su fábrica y edad (Ov 71B, § 4.4.2.2a) encontradas y con objeto de evitar la confusión de este cuerpo con los intrusivos deformados y no deformados de composición granodiorítica, se propone un cambio en la denominación original de este intrusivo, para enfatizar su carácter metamórfico se le llama metagranitoide y se conserva la localidad de referencia en su nombre.

#### a.2. Distribución y relaciones

El Metagranitoide Loma Pareja se diferencia fácilmente de otras unidades del Complejo Las Ovejas dado su carácter leucocrático y el grado de deformación que es mayor al de los otros intrusivos. Un rasgo desfavorable, pero que también lo identifica, es que en muchos afloramientos se halla fuertemente intemperizado, al grado de poder desprender porciones de roca simplemente con las manos.

Exposiciones frecuentes de esta roca se observan en las cercanías de Loma Pareja, en el corte de la terracería que va de Gualán a ese poblado. También se hallan afloramientos a lo largo de la terracería que conduce de Zacapa a La Unión, después de pasar el poblado El Trapiche. En uno de los cortes de este camino, se aprecia la relación de intrusión de este metagranitoide con gneises de biotita (figs. 3.7a y b), en otro punto se observan relaciones de corte de este metagranitoide con intrusivos de diferente composición y fábrica (figs. 3.7c y d).

Una observación que deberá corroborarse en un futuro, es que este autor sólo encontró al Metagranitoide Loma Pareja asociado a los gneises, ni en los esquistos ni en las anfíbolitas se notó alguna roca similar, por lo que mayor trabajo de campo es requerido para confirmar tal observación y valorar su significado.

#### a.3. Descripción

El Metagranitoide Loma Pareja es un cuerpo intrusivo leucocrático deformado con una fábrica dominal que define una foliación espaciada que está formada por dominios de clivaje compuestos por cristales de biotita y clorita orientados preferentemente y microlitones integrados por mosaicos cuarzo-feldespáticos.

Los dominios de clivaje tienen un espesor que varía desde <1 mm a 2 mm en promedio y un espaciamiento entre 3 mm a ~15 mm, su forma tiene un grado de planicidad irregular y un patrón de ligeramente anastomosado a sinuoso, con un porcentaje de volumen no mayor al 15%.

El cambio de los dominios de clivaje hacia los microlitones siempre es discreto. Estos dominios son formados por cristales anhedrales y tabulares de biotita fuertemente orientados con tamaño que va desde <0.5 mm hasta 2 mm de largo y escasa clorita que se encuentra en forma de hojuelas con tamaño de 1 mm o menos.

Los microlitones son formados por un mosaico de cristales de cuarzo y feldespato interlobados e inequigranulares con una débil alineación en relación con los dominios de clivaje. Ambos minerales varían ampliamente en proporción. El tamaño de grano del cuarzo va de <0.5 mm a 5 mm en promedio, mientras que el feldespato (que principalmente es plagioclasa) abarca un rango de ~0.5 mm a 4 mm, normalmente este mineral se encuentra muy alterado y oxidado.

Una muestra de metagranitoide (Ov 71B) fue colectada en un camino de terracería al poniente de Loma Pareja para dataciones U-Pb y K-Ar, los datos obtenidos se describen en la sección 4.4.1.2.a.

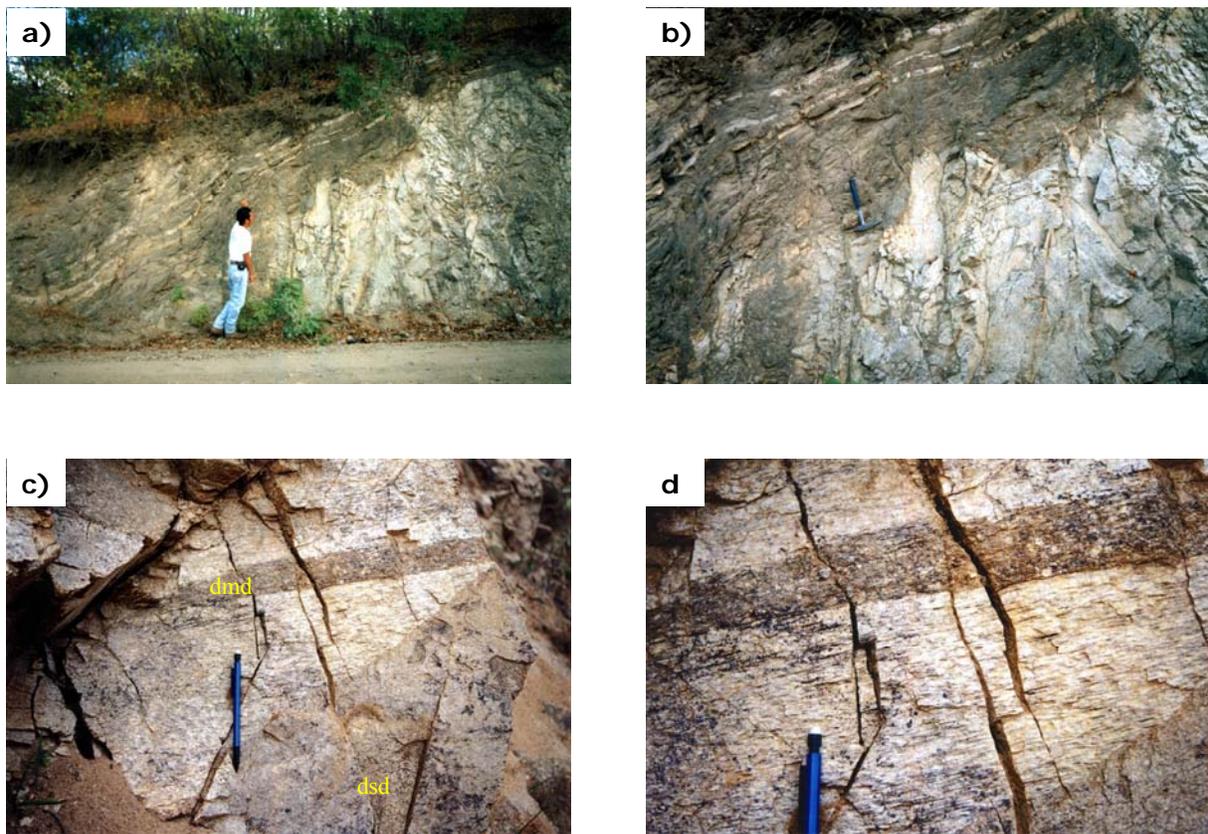


Figura 3.7. a) Afloramiento en el que se observa la relación de intrusión entre el Metagranitoide Loma Pareja y gneises de biotita. Corte de la terracería Zacapa-La Unión. b) Detalle de la figura 3.7a en el que se muestra con mayor claridad la relación metagranitoide-gneises. c) Afloramiento en el que se observa al metagranitoide Loma Pareja intrusionado por un dique máfico deformado (dmd) y otro de composición intermedia sin deformación aparente (dsd). Corte de la terracería Zacapa-La Unión. d) Detalle de la figura 3.7c.

### b. *Diques Graníticos Deformados*

En la parte central del Complejo Las Ovejas, región al sur-sureste del poblado Huité, se observan afloramientos donde los esquistos son intrusionados por diques de composición granítica con deformación dúctil (figs. 3.8a y b), tales diques varían en espesor desde ~5 a ~50 cm, pero predominan los que están en torno a los 20–30 cm (fig. 3.8b).

Como litología se trata de una roca de color gris a gris oscuro con intemperismo de moderado a intenso, que está compuesta por cuarzo, feldespatos, mica blanca y escaso granate. La mica se encuentra en hojuelas individuales con tamaño desde ~1 a ~3 mm de longitud. El granate está disperso en la roca, se halla como cristales euhedrales de color rojo oscuro con tamaño de hasta 2 mm de diámetro, pero su promedio es menor a 1 mm. Su rasgo más relevante es que exhiben una fábrica fuertemente lineada (al grado de considerarles tectonitas tipo L) evidenciada por ribbons de cuarzo y la orientación preferente de la mica (fig. 3.8a).

Al microscopio petrográfico se tiene una roca con foliación espaciada, con dominios de clivaje uniformes y paralelos a ligeramente sinuosos, compuestos por mica blanca que se presenta en cristales de forma subhedral a anhedral con tamaño <1 mm, con hábitos variados: tabular, romboide, elipsoide o acicular. Unos pocos de esos cristales exhiben simetría monoclinica, la cual configura la microestructura de pez, sin embargo, no se realizó un análisis estadístico para determinar el sentido de cizalla, debido al bajo número de secciones delgadas hecha en esta roca efectuado. La mayoría de la mica muestra extinción ondulosa.

El feldespato se encuentra en cristales anhedrales que tienen forma diversa, alargada, rectangular, elipsoide, irregular. No se pudo estimar la proporción de feldespato potásico-plagioclasa debido a que solo presentan restos de macla tipo polisintética, Carlsbad y enrejado, y a que la mayoría presentan extinción ondulosa. Los cristales están orientados paralelamente a la foliación y en gran medida están alterados a sericita.

El cuarzo aparece en dos formas, como escasos cristales anhedrales individuales con tamaño hasta de 1 mm y, principalmente, como un mosaico que también presenta variaciones, ya que hay uno formado por granos con límites irregulares e interlobados de hasta 0.25 mm y el otro es un mosaico de grano muy fino <0.1 mm con límites poligonales.

Los mejores lugares en donde se observan diques graníticos son en el arroyo que se ubica al occidente del poblado San Miguel, al sur-sureste de Huité y en los cortes de la terracería que va de Huité a La Oscura (fig. 3.8a y b).

De uno de los diques que se encuentran en el arroyo cercano a San Miguel, que está emplazado en los esquistos micáceos se colectó la muestra para fechamiento Ov 5D, cuyos resultados se presentan en la sección 4.4.1.2.b.

No obstante que estos diques graníticos deformados y los diques pegmatíticos deformados (que a continuación se describen) son conjuntos litológicos de composición félsica, las diferencias observadas demuestran que son dos grupos de intrusiones distintas, sus disimilitudes son: tamaño de grano (en los diques pegmatíticos en promedio mayor, en los diques graníticos aproximadamente homogéneo entre 1 a 3 mm); contenido de mica (mayor en los diques graníticos); contenido de granate (mayor en los diques graníticos); color (blanco-gris claro vs. gris-gris oscuro), pero la diferencia fundamental radica en la fábrica, los diques pegmatíticos tienen foliación incipiente y lineación ocasional mientras que los diques graníticos poseen foliación y lineación fuertemente desarrolladas, especialmente la lineación.

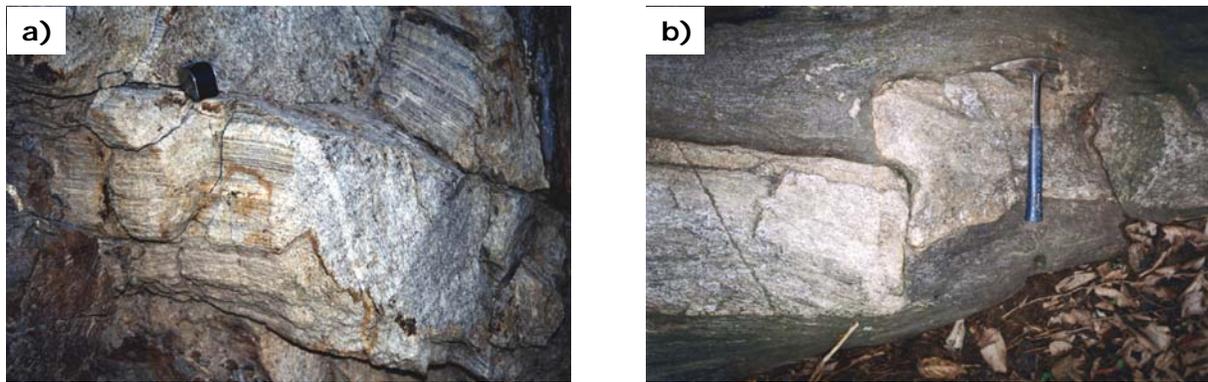


Figura 3.8. a) Detalle de un dique granítico lineado. Corte de la terracería Huité-La Oscurana. b) Dique granítico deformado que intrusión a esquistos de mica blanca. Afloramiento del lecho del arroyo inmediato al oeste de San Miguel.

### c. *Diques Pegmatíticos Deformados*

Con el nombre de Diques Pegmatíticos Deformados se identifica a un grupo de cuerpos leucocráticos de composición granítica que están emplazados en diferentes litologías del ensamble basal del Complejo Las Ovejas (fig. 3.9), pero no se observó que corten a los otros intrusivos deformados. El modo de ocurrencia de estos intrusivos es como diques que varían en espesor desde ~5 cm hasta ~1.5 m (figs. 3.9a y b), pero son más comunes los que tienen alrededor de 30 a 50 cm de anchura. El tamaño de grano cubre un amplio rango, desde ~1 mm hasta un máximo de 30-40 mm, el promedio se sitúa entre 10 a 20 mm. No obstante, esta variación en el tamaño de grano se les considera un solo conjunto debido a que muestran la misma asociación mineral (cuarzo + feldespatos + mica blanca + granate), al menos en el área del presente estudio.

Estos diques tienen deformación dúctil, rasgo que se evidencia por la presencia de dos características: 1- foliación penetrativa, la cual se nota mejor en los cuerpos de grano pequeño, junto con el hecho de que en algunos de esos diques foliados se notó lineación mineral o de estiramiento (figs. 3.9c-f); 2- forman pliegues de diferente orientación, geometría y tamaño (figs. 3.9c-f).

Como roca presentan fábricas diversas, la más común es una foliación espaciada con un grado variable de evolución, desde incipiente hasta bien desarrollada, que está conformada por dominios de clivaje irregulares formados por mica blanca y microlitones constituidos por un mosaico cuarzofeldespático y por cristales individuales de feldespatos. Donde existe lineación mineral es evidenciada por la mica, mientras que la lineación de estiramiento es revelada por cintas de cuarzo. La mica blanca se encuentra en escamas con rango de tamaño desde ~1 mm hasta ~15 mm de longitud, en general dichas escamas son delgadas pero en algunos diques se encontraron hasta con 3 mm de espesor. Los cristales de feldespato son anhedrales con tamaño de ~2 a ~10 mm, preferentemente de forma redondeada o elipsoide, están alterados a sericita y oxidados. El granate ocurre como cristales subhedrales a anhedrales de forma redondeada con tamaño hasta de 1 mm.

En las secciones delgadas de las rocas foliadas, la fábrica consiste de un mosaico formado por cuarzo de grano muy fino (<0.1 mm) preferentemente orientado y que define a la foliación junto con la mica blanca, en el que se hallan inmersos porfiroclastos de feldespatos. La mica se encuentra como cristales subhedrales a anhedrales de hábito tabular, romboide o elipsoide con tamaño hasta de 0.5 mm de longitud, algunos de los cuales exhiben extinción ondulosa. El feldespato ocurre como cristales anhedrales con forma redondeada o elipsoide y algunos tienen simetría monoclinica, en unos cuantos se observan restos de maclado de tipo polisintético o Carlsbad, la mayoría están alterados. El granate se halla como cristales subhedrales y redondeados con tamaño inferior a 0.5 mm, que ocasionalmente presentan oxidación y fracturas.

Estos cuerpos pegmatíticos se encuentran con abundancia en la región central del Complejo Las Ovejas (zona al sur de Huité) donde afloran esquistos, anfibolitas y la unidad metavolcánica. Aunque menos abundantes. También se hallan en la parte oriental del complejo (región al sur de Gualán), donde se emplazan en anfibolitas y gneises.

Tres muestras provenientes de tres distintos diques pegmatíticos fueron seleccionadas para datación U-Pb y K-Ar. La Ov 06-3 procede de un cuerpo que intrusiona a los esquistos, la Ov 54B es de uno de los diques que intrusionan a las anfibolitas y la Ov 107B es de otro dique emplazado en la unidad metavolcánica (metadacita). Las edades resultantes se presentan en la sección 4.4.1.2.c.

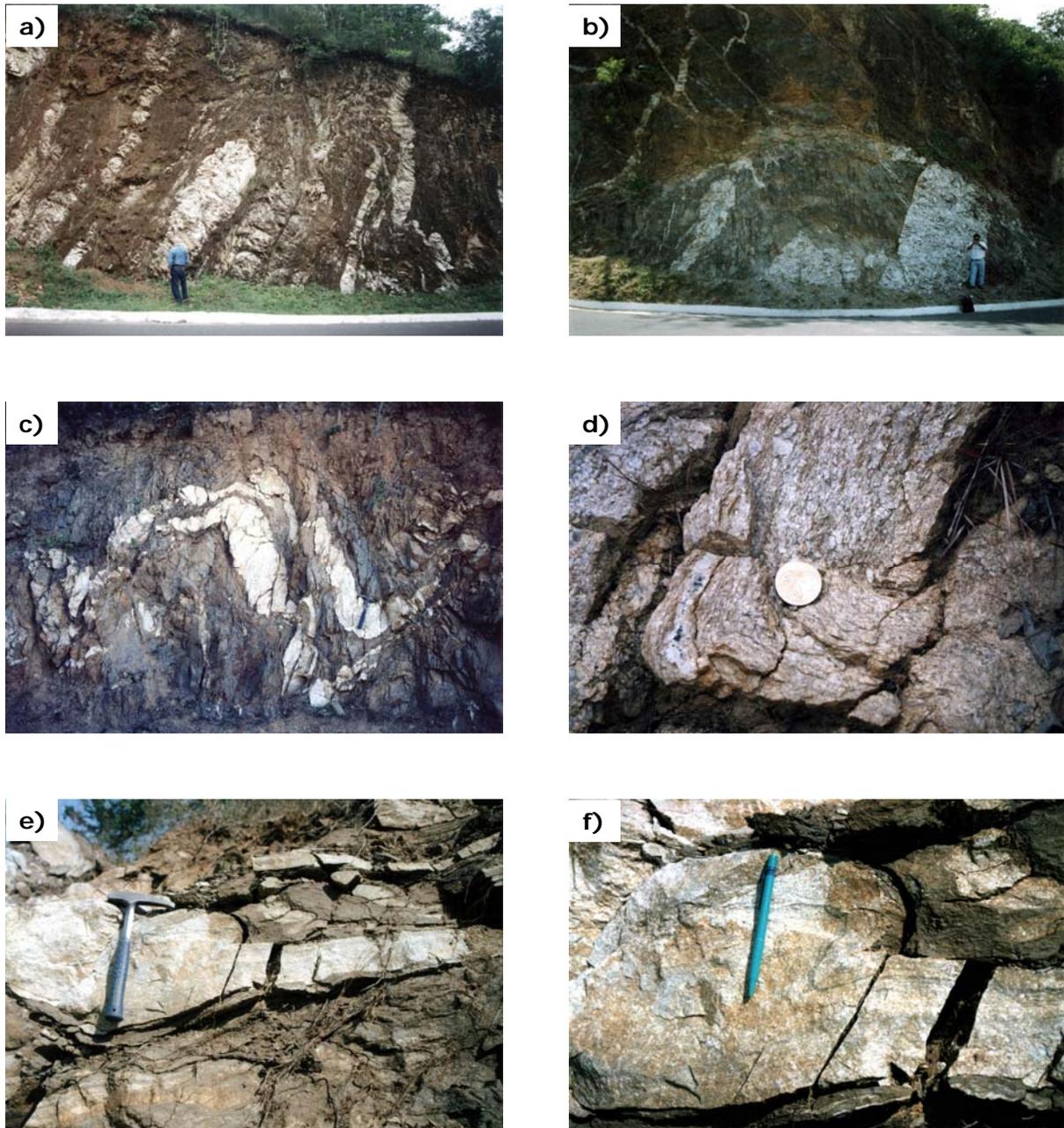


Figura 3. 9. a) Diques pegmatíticos deformados que intrusiona a anfibolitas. Corte del camino Gualán-La Unión, cerca de la salida sur de Gualán. b) Diques pegmatíticos deformados que intrusionan a anfibolitas y han sido desplazados por fallas. Corte del camino Gualán-La Unión. c) Diques pegmatíticos que intrusionan a esquistos y forman pliegues abiertos que están cortados por fallas. Corte de la terracería Huité-La Oscurana. d) Detalle del dique de la figura 3.9c, se pueden observar características de la fábrica como el tamaño de grano y la foliación plegada. Diámetro de la moneda, 29 mm. e) Dique pegmatítico deformado que intrusiona a la roca metavolcánica. Corte de la terracería Huité-El Jute. f) Detalle del dique de la figura 3.9e, se puede notar la foliación plegada.

#### d. *Granodioritas Deformadas*

Se emplea este nombre de manera genérica para referir a un grupo de cuerpos intrusivos con deformación cristal-plástica y composición granodiorítica (inferida a través de su constitución mineralógica) que afloran en distintas partes del área de este estudio e intrusionan a diferentes litologías del Ensamble Basal del Complejo Las Ovejas.

En términos generales se trata de rocas con tamaño de grano fino a medio de color gris claro que están constituidas por plagioclasa, biotita y escaso cuarzo. Su fábrica presenta grados de desarrollo desiguales, ya que existen cuerpos en los que se ve una fábrica porfídica relictas con porfiroclastos de plagioclasa, en otros se nota una incipiente foliación, mientras que en otros hay foliación y lineación penetrativas.

La plagioclasa se encuentra en cristales subhedrales a anhedrales con forma prevaleciente tabular de hasta 7 mm de longitud. La biotita es de color café oscuro de tamaño muy fino inferior a 1 mm y define a la foliación y lineación. El cuarzo se presenta en proporción mínima, como cristales anhedrales de tamaño menor a 1 mm.

En el microscopio se tiene una roca compuesta por feldespatos, biotita y cuarzo. La plagioclasa se encuentra en cristales subhedrales a anhedrales con forma tabular, rectangular, alargada, cuadrada que presentan macla tipo polisintético y Carlsbad, algunos tienen zoneamiento oscilatorio, la mayoría están alterados a sericita. En unas pocas plagioclasas se observa extinción ondulosa. El feldespato potásico es difícil de separar de la plagioclasa ya que sólo en escasos cristales se tienen restos de macla enrejada. La biotita se encuentra como cristales subhedrales con forma tabular de color café y pleocroísmo de amarillo claro a café oscuro, algunos están alterados a clorita y otros están oxidados. El cuarzo se halla como cristales anhedrales con tamaño menor a 0.5 mm, presenta rasgos de deformación como extinción ondulosa, límites de grano irregulares e interlobados con el feldespato. Son abundantes los intercrecimientos mirmequíticos.

En el camino que va de Gualán a La Unión se observó un dique de granodiorita deformada que intrusiona a anfibolitas (fig. 3.10a), más adelante (hacia el sur) sobre el mismo camino se encontró otro dique de granodiorita deformada, pero intrusionando a gneises de biotita (figs. 3.10b y c). Por otra parte, en la carretera a Chiquimula justo frente a la desviación a Zacapa, se puede advertir, en el corte, un afloramiento de varios metros de longitud de granodiorita deformada, además de otras litologías y relaciones de contacto variadas.

Tres muestras de tres diferentes cuerpos de granodiorita deformada fueron elegidas para fechamiento. La muestra Gt 0415 fue colectada en el punto de la carretera a Chiquimula arriba mencionado. La Ov 64 y la Gt 0407 proceden de cortes en la carretera Gualán-La Unión, sólo que la primera intrusiona a anfibolitas y la segunda a gneises de biotita. Las edades resultantes se expresan en la sección 4.4.1.2.d.

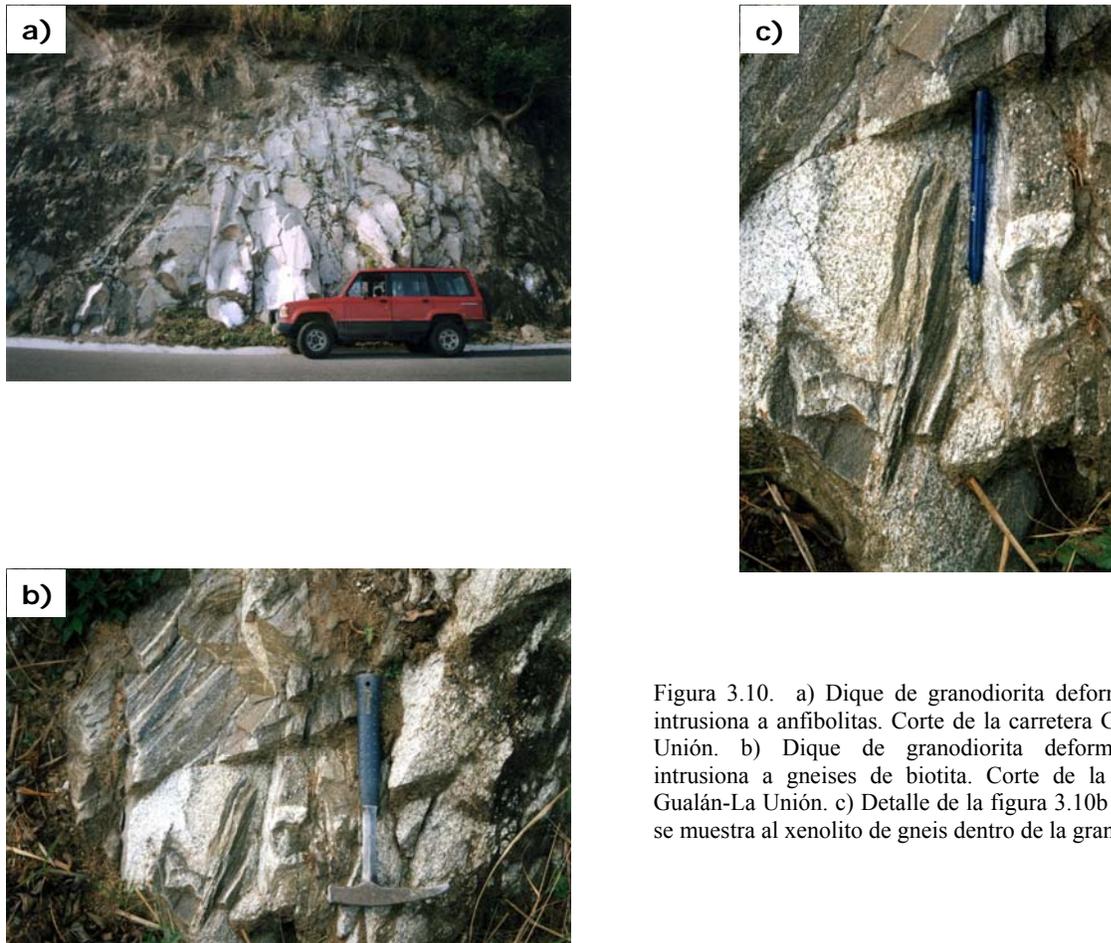


Figura 3.10. a) Dique de granodiorita deformada que intrusión a anfibolitas. Corte de la carretera Gualán-La Unión. b) Dique de granodiorita deformada que intrusión a gneises de biotita. Corte de la carretera Gualán-La Unión. c) Detalle de la figura 3.10b en el que se muestra al xenolito de gneis dentro de la granodiorita.

#### e. *Diorita Deformada El Maguey*

Con esta denominación se identifica a un cuerpo de composición máfica a intermedia que exhibe evidencias incipientes de deformación dúctil. El nombre proviene del Arroyo El Maguey, que es un afluente del Río El Tambor y en cuyos alrededores la diorita aflora de manera extensa.

Es una roca de textura fanerítica relictas de color verde oscuro que intemperiza a tonos variados de color café, con tamaño de grano medio a grueso. Está compuesta principalmente por anfíbol y plagioclasa, además de una reducida proporción de biotita y escaso cuarzo. Otras texturas magmáticas relictas son inequigranular e hipidiomórfica a alotriomórfica. Pero, aunque con dificultad, se observa una foliación evidenciada por la orientación preferente del anfíbol y la plagioclasa. El anfíbol es subhedral, de color negro, hábito tabular, de hasta 3 mm de longitud y exhibe una ligera cloritización. La plagioclasa se encuentra en cristales subhedral y anhedral

de color blanco que alcanzan los 5 mm de longitud, algunos poseen hábito tabular y unos pocos son cuadrados. La biotita se halla en hojuelas color café oscuro de menos de 2 mm. El cuarzo es de forma anhedral a irregular, tiene un tono grisáceo y translúcido. Se observan fracturas delgadas rellenas de epidota.

Al microscopio petrográfico se observa una roca formada por anfíbol, plagioclasa, escasa titanita y cuarzo de forma excepcional y en relleno de intersticios. La plagioclasa se encuentra como cristales subhedrales a anhedrales con hábitos variados: tabulares, rectangulares, cuadrados y alargados, muchos de ellos con zoneamiento oscilatorio, la mayoría de ellos presenta maclado de tipo polisintético y algunos de tipo Carlsbad, su tamaño abarca desde  $< 0.5$  mm a 1.5 mm, está alterada a sericita, levemente fracturada y exhibe algunos rasgos de deformación dúctil poco desarrollados como una extinción ondulosa. El anfíbol se encuentra en cristales subhedrales y anhedrales de tamaño menor a 0.5 mm, de color verde con pleocroísmo intenso de verde claro a café, con hábito tabular y columnar. Ambos minerales están sutilmente orientados definiendo una burda foliación. La titanita se encuentra en cristales euhedrales y subhedrales de color café, hábito rómbico y con tamaño menor a 0.25 mm, que están intensamente fracturados, además de un poco oxidados. El cuarzo configura mosaicos de cristales diminutos, anhedrales e irregulares, que tienen sus bordes ondulados e interlobados.

Este intrusivo se encuentra en la región occidental del Complejo Las Ovejas. En la carretera Cabañas-San Diego, al sur de San Luis y hasta llegar a San Rafael se hallan exposiciones continuas de esta diorita deformada. Además, existen otras localidades donde se distinguió una diorita con características similares, como en el corte de la carretera a Chiquimula en el cruce con la desviación a Zacapa y en la terracería Zacapa-La Unión, unos 2 km al este del poblado El Terrero.

Una muestra de esta diorita deformada (Ov 9X) fue colectada en el corte de la carretera Cabañas-San Diego para dataciones U-Pb y K-Ar, los resultados obtenidos se describen en la sección 4.4.1.2.e.

### **3.3.4. Geocronología Previa del Complejo Las Ovejas**

Previo a este estudio, existe un número restringido de edades isotópicas en las litologías del Complejo Las Ovejas. Específicamente, en el área aquí investigada, sólo se cuenta con los datos publicados por Ratschbacher et al. (2009) y los citados a manera de comunicación personal por Francis (2005, p. 16). En la tabla siguiente se resumen las dataciones presentadas en ambos trabajos.

<b>Tabla 3.1. Edades Obtenidas en el Complejo Las Ovejas en Guatemala</b>				
<b>Muestra</b>	<b>Roca</b>	<b>Edades (Ma)</b>		
		<b>U-Pb</b>	<b>Rb-Sr</b>	<b>Ar/Ar</b>
<b>Datos de Ratschbacher et al. (2009)</b>				
5C-2c	Amphibolite			20 ± 2 (H)
5C-5	Phyllite, ?San Diego phyllites			29 ± 2 (B)
5C-23c	Biotite gneiss (migmatite)			25 ± 0.5 (B)
5C-23d	Hornblende-biotite gneiss			35.5 ± 1 (H)
5C-26c	Garnet amphibolite			36 ± 3 (H)
				20 ± 2 (B)
5C-26d	Migmatitic biotite gneiss			30 ± 1 (FK)
5C-28b	Biotite gneiss		34.2 ± 1	
5C-33	Biotite gneiss			32 ± 4 (FK)
				23 ± 2 (B)
5C-37b	Phyllitic biotite-granite gneiss			39 ± 3 (H)
5C-37d	Garnet micaschist			19 ± 2 (B)
5C-37e	Leucogranite		33.6 ± 2	
5PB-5a	Amphibolite in migmatite			30 ± 2 (H)
				28 ± 0.4 (B)
5PB-5c	Orthogneiss (large xenolith in granite)	36.2 ± 2.1		
<b>Datos citados por Francis (2005)</b>				
	Mármol de Las Ovejas			30 (MB)
	Anfibolita de Las Ovejas			23-43 (A)

Claves: A=Anfibol, B=biotita, FK=feldespatos potásicos, H=hornblenda, MB=Mica blanca.

En este conjunto de datos, se evidencia la existencia de un grupo de edades cenozoicas registradas por los tres sistemas isotópicos empleados por Ratschbacher et al. (2009), además de las citadas por Francis (2005). Es de notar que en esta parte del Complejo Las Ovejas sólo se reportan edades jóvenes que abarcan un rango de 20 a 39 Ma. El análisis, la discusión e interpretación de estas edades se realiza en conjunto con los resultados obtenidos en este trabajo en el capítulo 5.

### 3.3.5. Metamorfismo del Complejo Las Ovejas

El ambiente petrogenético en el que se formó el Complejo Las Ovejas, es el aspecto menos conocido de este terreno y en el que más trabajo se requiere. A grandes rasgos, el grado metamórfico se estableció desde los primeros estudios (Lawrence, 1975; Schwartz, 1976; Muller, 1979; Johnson, 1984) con fundamento en la identificación de especies minerales índice (como la estauroлита en los esquistos) y/o asociaciones minerales diagnósticas (hornblenda + plagioclasa en las anfibolitas). Sin embargo, hasta ahora sólo se cuenta con los datos de geotermobarometría de una sola muestra publicados por Ratschbacher et al. (2009).

Lawrence (1975, p. 16–18) fue el primero en proponer que el metamorfismo del Complejo Las Ovejas corresponde a la facies de anfibolita, basado en las asociaciones minerales de las rocas que afloran en las áreas abarcadas por la carta topográfica El Progreso y la parte oeste de la hoja San Agustín Acasaguastlán.

Schwartz (1976, p. 52) señala que las asociaciones minerales del Complejo Las Ovejas a escala regional, parecen estar todas al menos en la facies de anfíbolita inferior. También menciona la existencia de rocas con asociaciones minerales de grado un poco más alto, hacia la parte media y superior de la facies de anfíbolita, esto en el área abarcada por la carta Zacapa. De igual forma, indica que algunas litologías metasedimentarias y metavolcánicas contienen granate, estauroлита, silimanita y feldespato potásico, que las rocas máficas incluyen hornblenda y oligoclasa y que las rocas calcáreas tienen abundante diópsida.

Johnson (1984, p. 77–82) señala que en el área de Gualán, el Complejo Las Ovejas ha experimentado al menos dos periodos de deformación y metamorfismo regionales y un periodo de milonitización confinada. La descripción de sus episodios se transcribe a continuación:

Episode I - M1. Scattered garnet porphyroblasts and the single occurrence of staurolite in the schists and gneisses and diopside in the calc schists represent the first episode of mineral growth. Paragenetic relationships involving porphyroblasts in the schists and gneisses are often obscured by the younger metamorphic event, and by mylonitization... The presence of garnet, staurolite and diopside thus indicates that the Las Ovejas Complex in the Gualán area was metamorphosed to the lower amphibolite facies during M1.

Episode II - M2. The second episode of regional metamorphism and deformation is expressed by the regional development of tight folds in compositional layering (S1) and retrograde mineral assemblages in the gneisses and schists and in the calc schists... Partial to extensive alteration of garnet to biotite and/or chlorite, biotite to chlorite, plagioclase to sericite or sausserite or both, opaque minerals to sphene, and in some instances sphene to leucoxene characterize M2 in gneisses and schists.

Episode III - M3. The third episode of metamorphism and deformation was restricted to a zone about two kilometers wide immediately south of the Cabañas fault and along the Río San Pablo fault. M3 is clearly related to mylonitization of rocks within this zone. Partial to extensive alteration of plagioclase to sericite or sausserite or both, opaque minerals to sphene, biotite to chlorite... are typical of the retrograde metamorphic effects in this zone.

A la fecha, la única estimación de P y T existente en el Complejo Las Ovejas corresponde a la obtenida por Ratschbacher et al. (2009, p. 255-256) quienes en una muestra de anfíbolita de granate (5PB-5a) calculan 627–655 °C y 0.7–0.8 GPa (7–8 kbar) empleando geotermometría granate-hornblenda en combinación con geobarometría granate-anfíbol-plagioclasa-cuarzo, tales datos colocan a este complejo en condiciones de facies de epidota-anfíbolita a anfíbolita.

El esquema de zonas barrobianas propuesto por Schwartz (1976) para el Complejo Las Ovejas en el que el grado de metamorfismo aumenta del sureste al noroeste, pasando de la zona de estauroлита a la zona de silimanita en la facies de anfíbolita, no se cumple, ya que la hipótesis de zonas metamórficas fue establecida con base en las asociaciones minerales de las metapelitas, que

aún cuando en la región cercana a Huité afloran de manera vasta, hay dos consideraciones: a) los esquistos (metapelitas) están intercaladas con anfibolitas, rocas metavolcánicas y cuarcitas y son intrusionados por diques deformados diversos, por lo que no son una unidad homogénea; b) generalizar las condiciones locales presentes en una sólo sección de los esquistos a todo complejo es un tanto simplista, considerando que este ensamble es un cuerpo heterogéneo (composicional, litológica, geocronológica, estructuralmente), a lo que se suma la falta de estudios petrológicos.

El rango de estabilidad para la ocurrencia de estaurólita es una función compleja de muchas variables, temperatura, presión, composición del protolito, contenido y composición de fluidos, etc., que se expresa en diferentes composiciones de soluciones sólidas del mineral, además, la composición total es afectada por la presencia o ausencia de otras especies minerales en la paragénesis (p. e. granate o biotita), lo anterior ha sido documentado en estudios diversos (Hoschek, 1969; Ganguly, 1972; Holdaway, 1978; Dutrow et al., 1986; García-Casco et al., 2003; entre muchos otros). Así, la sola presencia de estaurólita es un criterio de primera aproximación para limitar las condiciones metamórficas del Complejo Las Ovejas.

Determinar las condiciones físicas prevalecientes durante un episodio de metamorfismo cuyo producto final es un terreno metamórfico de extensión regional no es una tarea de sencilla resolución, debido a que las heterogeneidades presentes en un cuerpo multilitológico de grandes dimensiones pueden producir paragénesis cuya caracterización vaya más allá de la calibración de especies minerales individuales. En este contexto, los estudios futuros orientados a dilucidar la historia metamórfica del Complejo Las Ovejas deberían considerar la utilización de múltiples geotermobarómetros, a fin de precisar el origen de este terreno y avanzar en el conocimiento de su evolución, más allá del marco geocronológico que se presenta en esta disertación.

### **3.3.6. El Complejo Las Ovejas en Síntesis**

En suma, con base en las observaciones realizadas durante el trabajo de campo, ratificadas por las dataciones que se describen en el capítulo sucesivo, en la región centro-occidental de la cuenca del Río Motagua, el Complejo Las Ovejas se compone de dos entidades litológicas: a) un Ensamble Basal, que es una asociación metasedimentaria-metaígneá de medio a alto grado constituida por esquistos, gneises, anfibolitas, mármoles, cuarcitas y rocas metavolcánicas interrelacionadas; b) un Ensamble Intrusivo, que es un conjunto de numerosos cuerpos de composición, tamaño y formas heterogéneas con deformación cristal-plástica en grado variable y que consiste de diferentes litologías, entre los que hay metagranitoides, diques graníticos, granodioritas y dioritas, con deformación.

En la zona abarcada por este trabajo, afloran las distintas variedades litológicas del Complejo Las Ovejas, sin embargo, se encontraron diferencias en los tipos predominantes, con base en ellas, se separa al complejo en tres regiones diferentes: la región occidental corresponde a

la parte que se halla al oeste del Río San Vicente, donde predominan mármoles e intrusivos deformados de composición máfica a intermedia y una mínima presencia de rocas meta-sedimentarias terrígenas; la región central del complejo está circunscrita al espacio entre el Río San Vicente y el Río Zacapa, ahí hay una diversidad de rocas, las mas abundantes son los esquistos, seguidos por las anfibolitas, con una menor proporción de mármoles, gneises y ocurrencia ocasional de rocas metavolcánicas y cuarcitas, además de numerosos diques deformados de composición félsica; y la región oriental que es la zona al este-noreste del Río Zacapa, en la que son predominantes los gneises y en segundo término están las anfibolitas y los mármoles, también abundan los intrusivos deformados de composición granodiorítica.

La diversidad de litologías que componen al Complejo Las Ovejas es una característica, en lo fundamental, producto de un conjunto heterogéneo de protolitos, posiblemente originados en ambientes geológicos y tiempos diferentes.

La estimación de las condiciones de P y T dominantes durante la formación del Complejo Las Ovejas corresponden a 627–655 °C y 0.7–0.8 GPa (7–8 kbar) calculadas por Ratschbacher et al. (2009) en una muestra de anfibolita, datos que colocan a este complejo en facies de anfibolita.

<b>C O M P L E J O  L A S  O V E J A S</b>	<b>Ensamble Intrusivo</b>	Diorita Deformada El Maguey Granodioritas Deformadas Diques Pegmatíticos Deformados Diques Graníticos Deformados	↓ Grado de deformación  con metamorfismo incipiente
		Metagranitoide Loma Pareja	
	<b>Ensamble Basal</b>	Rocas Metavolcánicas Cuarcitas Mármoles Anfibolitas Gneises Lampocoy Esquistos Huité	Facies de Anfibolita T: c. 600–650°C* P: c. 7–8 kbar* Profundidad: ~ 25–30 km
*de Ratschbacher et al. (2009)			

### **3.4. FILITA SAN DIEGO**

#### **3.4.1. Antecedentes y Definición**

Williams et al. (1964) estudian una sección transversal del basamento metamórfico ubicado al sur del Río Motagua. De las cercanías del poblado San Diego mencionan (op. cit. p. 4) la existencia de una gruesa sección de pizarras arenosas, filitas y cuarcitas guijarrosas fuertemente foliadas que son similares a las rocas semipelíticas débilmente metamorfozadas que afloran de manera amplia al este de Chiquimula y al sur de San José La Arada.

Mills et al. (1967) y Williams y McBirney (1969) reportan la existencia de filitas en las sierras del noroeste de Honduras. En tanto que, McBirney y Bass (1969a) mencionan que lutitas filíticas forman el basamento desde la región al sur de la Cordillera Central de Guatemala hasta el norte de Nicaragua.

Burkart et al. (1973) en su trabajo estratigráfico del sureste de Guatemala, aluden brevemente a una asociación metasedimentaria de bajo grado compuesta principalmente por filitas y esquistos de clorita y mica con intercalaciones esporádicas de esquistos de grafito y esquistos de talco.

Horne et al. (1976a) reportan que en la parte meridional de la Sierra de Omoa, NW de Honduras, aflora una asociación metasedimentaria en facies de esquistos verde inferior que está formada por una secuencia monótona de filitas con esquistos de clorita-sericita, esquistos grafiticos y capas delgadas de mármol y cuarcita.

Lawrence (1975, p. 22) definió a la Filita San Diego de la siguiente manera:

“A rock unit which consists primarily of dark graphitic and pyritic phyllitic shales and siltstones, red quartzites and minor green conglomerates crops out to the southeast of the El Tambor Formation in the San Diego, Chiquimula, Zacapa and Jocotán quadrangles. Farther to the east, the unit extends into Honduras, where it may be correlative with the Cacaguapa Schist. The unit is here referred to as the San Diego Phyllite (informal name) after its wide-spread distribution in the region of the town of San Diego, northeast San Diego quadrangle.”

#### **3.4.2. Descripción**

En el área que abarca este estudio, la Filita San Diego está formada por un conjunto litológico metasedimentario de muy bajo grado a bajo grado (facies de esquistos verde o inferior) y protolito terrígeno sin carbonatos (al menos no descubiertos hasta la fecha) con variaciones composicionales. La mayor parte de esta unidad consiste de filitas (fig. 3.11) y en forma secundaria de metaareniscas, pizarras y esquistos. Aunque por mucho la litología dominante son las filitas, hay lugares en donde éstas forman una secuencia rítmica interestratificada con capas de metaarenisca (p. e. los cortes de la carretera Chiquimula a Ipala).

La filita es una roca finamente foliada, que está plegada y fracturada y en gran parte de los afloramientos tiene un alto grado de intemperismo, es de color gris en varios matices (gris verdoso, gris plateado, gris oscuro) e intemperizan a diversas tonalidades de color café o rojo (fig. 3.11). Están constituidas por una masa muy fina de cuarzo, que se encuentra en granos diminutos con tamaño inferior a 0.1 mm, lo que dificulta su caracterización individual. Las superficies de foliación son lustrosas y están definidas por mica blanca de tamaño inferior a 0.25 mm, pero hay escasos afloramientos en los que alcanza hasta 2 mm, dando un carácter esquistoso a la roca.

Al microscopio petrográfico las filitas son rocas heterogéneas, hay algunas ricas en sericita, otras son constituidas por cuarzo de grano muy fino y otras presentan una foliación espaciada. En forma general se pueden describir como rocas constituida por un mosaico muy fino y homogénea de cuarzo con tamaño de grano menor a 0.1 mm moderadamente orientado al que en apariencia se sobrepone sericita, la cual define las superficies de foliación que en parte son rectas, uniformes y paralelas y en parte son sinuosas y anastomosadas. En muchas de las superficies se sobrepone hematita.

Aunque en menor proporción en relación con las filitas, la ocurrencia de metaarenisca también es generalizada. Se encuentran en forma de capas sin continuidad lateral y de manera común aparecen como lentes embebidos en la filita (fig. 3.11a), incluso en algunos afloramientos llegan a formar budines. Estas capas alcanzan un espesor hasta de 1 m, pero en promedio son delgadas con una anchura no mayor a 15 cm (fig. 3.11b). La foliación en las filitas es paralela a las capas de metaarenisca.

En afloramiento y en muestra de mano, las metaareniscas se observan como una roca compacta de color gris con intemperismo ligero a moderado, que exhiben una fábrica clástica relictas consistente de granos de tamaño fino aproximadamente homogéneo en un rango de <0.25 a ~1 mm. Los principales constituyentes son clastos de cuarzo y líticos con forma que varía de subangular a bien redondeada. Otro componente es la mica blanca, la cual no se encuentra en todas las capas y en las que existe está en menor proporción que los otros minerales. Los caracteres secundarios desarrollados en las metaareniscas son heterogéneos, debido a que hay capas con foliación, otras con foliación y lineación y otras en las que no se percibe orientación preferente alguna debida a deformación. La foliación y/o lineación es definida por la mica blanca. También se observan fracturas con grosor hasta de 1 mm, algunas rellenas de cuarzo y otras de hematita.

En sección delgada, estas rocas presentan una fábrica clástica relictas consistente de granos (principalmente de cuarzo) con variaciones de tamaño, grado de redondez y orientación, inmersos en una matriz de grano muy fino que se encuentra en proporción variada (figs. 3.11d y e). En las muestras de grano más fino los constituyentes se orientan definiendo la foliación, los granos de cuarzo y los líticos abarcan un amplio rango de redondez desde bien redondeados hasta subangulares y exhiben formas diversas como esferoides, elipsoides y alargados. La matriz es de cuarzo fino rica en sericita y exhibe orientación. En las muestras de grano grueso la orientación

preferente es de incipiente a ninguna, los granos están en contacto debido a que la matriz es mínima, los granos de cuarzo y de líticos son redondeados a subredondeados. Los fragmentos de roca también están constituidos por cuarzo con características variadas (fig. 3.11e).

Un rasgo de esta unidad, con frecuencia señalado, es la ocurrencia de cristales euhedrales de pirita, con tamaño de entre 1 a 5 mm, sin embargo, debido al grado elevado de meteorización, lo que se encuentra en la filita son moldes cúbicos reminiscencia de la pirita.

El plegamiento que ocurre en estas rocas es muy variado, ya que va desde crenulaciones (fig. 3.11c), con pliegues de algunos milímetros, a macropliegues de hasta ~2 m de amplitud. El estilo también es muy diverso, se observan pliegues concéntricos, similares, chevrón, policlinales, disarmónicos, etc. en los que se presentan todos los grados de abertura desde apretados hasta abiertos. Algunos de los pliegues son rotos por fracturas o fallas. Hay zonas donde la foliación está intensa y caóticamente plegada.

En diversas localidades se observaron vetas, con frecuencia rellenas de cuarzo y en ocasiones de cuarzo más óxidos (hematita). En los afloramientos observados sólo se encontraron vetas deformadas (plegadas o budinadas).

### **3.4.3. Distribución, Relaciones y Correlación**

La Filita San Diego aflora a manera de un cinturón con orientación suroeste-noreste, dispuesto de forma subparalela y al sur del Complejo Las Ovejas y de modo similar a éste, gradualmente se ensancha en dirección noreste, o sea de Guatemala hacia Honduras. El límite norte de este terreno metamórfico es tectónico, tanto con el Mélange El Tambor como con el Complejo Las Ovejas, pero no se han realizado las descripciones detalladas de sus contactos como para definir el o los tipos de fallas involucradas.

En el área aquí estudiada, el límite sur de la Filita San Diego corresponde a la Falla Jocotán, la que pone en contacto a esta unidad con las secuencias volcánicas terciarias, con las secuencias sedimentarias cenozoicas y con las calizas del Grupo Yojoa. La relación de contacto se puede observar en dos puntos de fácil acceso, 1) en la carretera que va de Chiquimula a Ipala, al terminar de ascender se encuentra un corte en el que se ve a la filita en contacto tectónico con rocas volcánicas; 2) hacia el este, yendo de Chiquimula a Jocotán por la carretera que va a Honduras, en la Quebrada Negra cerca del poblado San Juan Ermita, el contacto se encuentra unos 100 m al norte del camino, allí se puede ver a la filita en relación tectónica con las Calizas Yojoa.

No obstante lo anterior, la Falla Jocotán no es el límite meridional regional de la Filita San Diego, ya que existe al menos un área de afloramiento de esta unidad en las cercanías del poblado Concepción Las Minas, cerca de la frontera de Guatemala con El Salvador.

También se han descrito contactos no tectónicos de esta unidad, por ejemplo, Williams et al. (1964, p. 4) mencionan que al norte del poblado San Pedro Pinula el contacto con las rocas sedimentarias cretácicas es una profunda discordancia marcado por un conglomerado grueso que contiene fragmentos angulares grandes de rocas metamórficas y abundantes guijarros de cuarzo blanco lechoso.

Clemons (1966) y Schwartz (1976) han documentado que el contacto de la Filita San Diego con el Plutón Chiquimula es de tipo intrusivo. Clemons (1966) reporta la existencia de cordierita y andalucita en las filitas, en un área limitada próxima al plutón. Mientras que Schwartz (1976) menciona la existencia de filitas moteadas dispuestas a modo de una banda estrecha con variación en espesor de 0.25 a 0.75 km, cerca del contacto con el Plutón Chiquimula. El tipo de contacto de la Filita San Diego con el Plutón La Unión no se ha logrado definir.

En los trabajos iniciales que se realizaron en la región sureste de Guatemala era común la identificación, descripción y/o correlación de la Filita San Diego con la Formación o Grupo Santa Rosa, el cual aflora en la zona occidental-noroccidental de Guatemala (Burkart, 1965, p. 12–17; Crane, 1965, 12–17; Clemons, 1966, p. 11–17), hecho basado en la suposición de que ambas son secuencias metasedimentarias de bajo grado similares o equivalentes, hipótesis que quedo descartada después del trabajo de Lawrence (1975) quien definió a la Filita como una unidad litológica individual.

El problema de la correlación de la Filita San Diego subsiste hasta la actualidad, en principio se acepta que forma parte del basamento regional del Bloque Chortis, junto con las demás unidades de bajo grado metamórfico descritas en Honduras y Nicaragua [esto es, las formaciones Petén (Carpenter, 1954), Palacagüina (Zoppis-Bracci, 1957), Nueva Segovia (del Giudice, 1960) y Cacaguapa (Fakundiny, 1970)]. Sin embargo, dado que no se ha realizado la caracterización geológica detallada ni se conocen la edad o las relaciones estratigráficas de esas unidades, la correlación con la Filita San Diego aún es tentativa.

Debido a la carencia absoluta de dataciones previas en la Filita San Diego, se procedió a coleccionar dos muestras de capas de metaarenisca para fechamiento de zircones detríticos: la Gt 0417 proviene del área cercana al poblado San Diego, y la Ov 142B procede de un corte de la carretera Chiquimula-Ipala. Los resultados se presentan en la sección 4.4.2 y su interpretación, discusión e implicaciones se exponen en el apartado 5.4 del capítulo final.

Además se efectuó un experimento geocronológico que consistió en la datación por el método K-Ar de un fragmento de roca entera de la muestra Ov 142B. La elección de este procedimiento se basó en que la roca tiene un alto contenido de mica blanca, pero con tamaño de grano muy pequeño, como para lograr su separación adecuada y obtener un concentrado puro, útil para su fechamiento. El resultado obtenido se presenta en la misma sección 4.4.2, e igualmente, su discusión se encuentra en la sección 5.4.

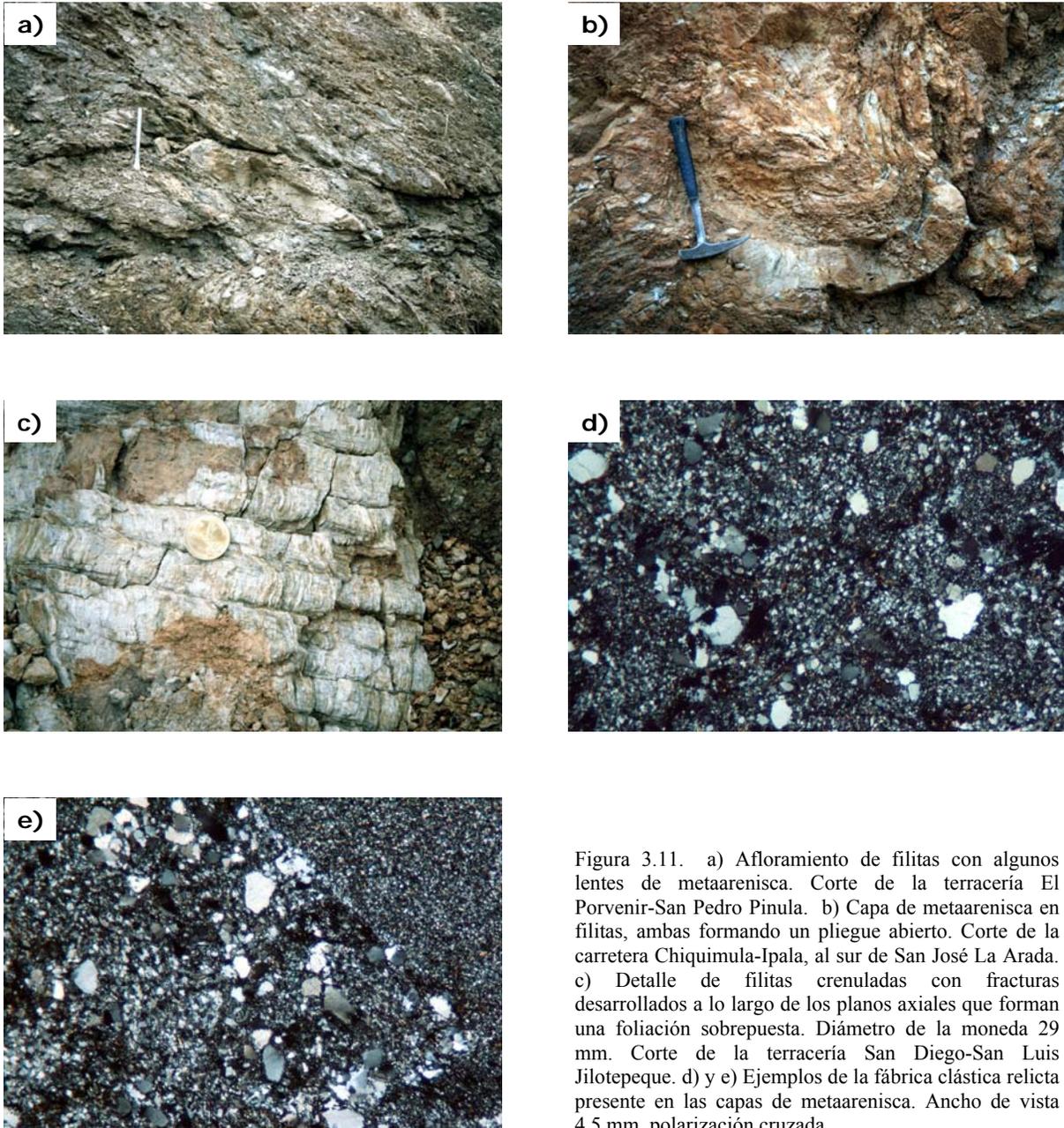


Figura 3.11. a) Afloramiento de filitas con algunos lentes de metaarenisca. Corte de la terracería El Porvenir-San Pedro Pinula. b) Capa de metaarenisca en filitas, ambas formando un pliegue abierto. Corte de la carretera Chiquimula-Ipala, al sur de San José La Arada. c) Detalle de filitas crenuladas con fracturas desarrollados a lo largo de los planos axiales que forman una foliación sobrepuesta. Diámetro de la moneda 29 mm. Corte de la terracería San Diego-San Luis Jilotepeque. d) y e) Ejemplos de la fábrica clástica relictas presente en las capas de metaarenisca. Ancho de vista 4.5 mm, polarización cruzada.

### 3.5. INTRUSIVOS NO DEFORMADOS

Desde los primeros estudios geológicos realizados en la región sureste de Guatemala se conoció la existencia de un conjunto de intrusivos, sin deformación plástica observable a escala de afloramiento o muestra de mano, que se encuentran a lo largo de la cadena montañosa limitada por los sistemas de fallas Motagua y Jocotán y su continuación en el noroeste de Honduras (Williams, 1960; Williams et al., 1964; Crane, 1965; Clemons, 1966; McBirney y Williams, 1969; Clemons y Long, 1971; Bosc, 1971). Estos cuerpos varían en tamaño (desde diques con pocos centímetros de espesor a pequeños troncos de unos cuantos metros de longitud a plutones de dimensiones regionales), así como en composición y relaciones de corte. Las primeras dataciones realizadas en algunos de estos intrusivos arrojaron edades de entre 50 a 100 Ma (Clemons y Long, 1971), lo que sirvió de base para denominar a este grupo de cuerpos como “Cinturón Intrusivo Laramídico”.

Más allá de los trabajos de reconocimiento, poco se ha avanzado en el estudio y la comprensión de la diversidad de los intrusivos, especialmente exiguo es el número de edades isotópicas publicadas, pero también se carece de cartografía geológica y de análisis geoquímicos para hacer una valoración razonable de sus implicaciones.

En este estudio se muestrearon con fines analíticos varios intrusivos, seis se encuentran dentro del área de trabajo, tres son granitoides: Plutón La Unión (Ov 0430), Plutón Chiquimula (894A), Intrusivo Las Joyas (Ov 0424 y Ov 0440); y los otros tres son de composición máfica a intermedia (dioritas Ov 39-2 y Ov 94, granodiorita Ov 48-2). Un intrusivo distinto se ubica en la Sierra de Las Minas (Ov 131) y otro más al noroccidente de Ciudad de Guatemala (Granito Tres Sábanas, muestra Ov 0421). La descripción de cada cuerpo se presenta en las secciones que siguen y sus edades se proporcionan en el capítulo 4. Cabe mencionar que de los granitoides se realizaron algunos análisis geoquímicos, cuyos resultados están por publicarse en un artículo complementario a este trabajo.

#### 3.5.1. Plutón La Unión

El Plutón La Unión es un cuerpo intrusivo de dimensiones regionales que se localiza en la región oriental del área estudiada. Abarca la parte centro norte de la carta topográfica La Unión y un área menor en el sureste de la carta Gualán. Recibe su nombre del poblado La Unión (Aceituno, citado por Johnson, 1984) que es el de mayor tamaño en esa zona.

En afloramiento y muestra de mano se observa una roca masiva fanerítica de color gris-gris claro con tamaño de grano medio a grueso (~ 2-10 mm, el promedio en torno a 3-4 mm) y texturas de equigranulares a porfídicas e idiomórficas a hipidiomórficas. La composición predominante en este intrusivo corresponde a granodiorita pero Johnson (1984) señala que tiene una variación composicional de tonalita a monzogranito. Presenta intemperismo de moderado a

intenso por lo que las exposiciones en las que se aprecia la roca sana son escasas y se restringen a cortes de camino y lechos fluviales.

La parte de este intrusivo que se observó con detalle y se muestreó para fechamiento corresponde a una granodiorita de grano medio a grueso, sin deformación cristal-plástica pero afectada por numerosas fracturas y fallas frágiles, que está constituida por feldespatos, anfíbol y mínima proporción de cuarzo. La plagioclasa se halla como cristales subhedrales a anhedrales de forma predominante tabular y tamaño que va de 2 a 10 mm de longitud, los granos más grandes aparecen como fenocristales. El anfíbol ocurre como cristales anhedrales de tamaño inferior a 5 mm, que en su mayoría están alterados a clorita.

Al microscopio petrográfico se trata de una roca compuesta de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. La plagioclasa se encuentra como cristales subhedrales de hasta 1.5 mm, con maclado polisintético y Carlsbad, hay algunos con zoneamiento y la mayoría están alterado a sericita. El anfíbol se identifica por rasgos como la exfoliación, ya que en gran parte está cloritizado. El cuarzo se halla en dos formas, en intersticios como mosaico poligonal de grano fino ( $\leq 0.5$  mm) o en forma exigua como cristales anhedrales de hasta 1 mm de longitud con bordes irregulares e interlobados.

Las relaciones de contacto de este plutón con las unidades en las que se emplaza no han sido comprobadas, al menos en los estudios publicados. En el presente trabajo no se contó con tiempo suficiente durante las labores de campo para documentar los contactos de este cuerpo, por lo que en el mapa geológico (fig. 3.1) la configuración cartográfica es aproximada y los contactos son inferidos.

Una muestra de granodiorita de este intrusivo (Ov 0430) fue procesada para la obtención de su edad U-Pb, el fechamiento resultante se detalla en la sección 4.4.3.

### **3.5.2. Plutón Chiquimula**

El Plutón Chiquimula es un cuerpo intrusivo complejo con forma irregular y dimensiones regionales que ocupa el área al occidente de Chiquimula, ciudad de tamaño medio localizada en el sureste de Guatemala (fig. 1.1) unos 40 km de la frontera con Honduras.

Clemons (1966) realizó el primero, y a la fecha único, estudio detallado de este plutón, que consistió en un minucioso trabajo cartográfico y petrográfico. Entre lo que destacó ese autor es que este intrusivo varía en composición desde gabro a granito, pasando por composiciones de norita, diorita, tonalita, granodiorita y adamelita.

La parte de este plutón que se observó en detalle y muestreó para datación tiene una composición de granito. Es una roca fanerítica de color gris claro que intemperiza a color beige-amarillo claro, compuesta de feldespatos y cuarzo con tamaño de grano medio a grueso (~1-10 mm, en promedio 3-4 mm) e intemperismo profundo y algo oxidada. En sección delgada se trata

de una roca con texturas inequigranular e hipidiomórfica a alotriomórfica, formada por cuarzo y feldespatos. El cuarzo se encuentra en cristales anhedrales con bordes irregulares e interlobados con el feldespato. Los feldespatos están como cristales anhedrales, hay de composición potásica y plagioclasas pero su estimación se complica ya que la mayoría no preserva maclado, o sólo restos mínimos de ese rasgo, que es tanto polisintético como enrejado, además están muy alterados a sericita.

Se ha documentado que el Plutón Chiquimula intrusiona a la Filita San Diego (Clemons, 1966; Schwartz, 1976). Así, Clemons (1966) reporta la existencia de cordierita y andalucita dentro de las filitas, en una zona cercana al plutón. Mientras que Schwartz (1976) menciona la existencia de una banda estrecha de filitas moteadas cerca del contacto con la Filita San Diego.

#### Análisis Previos

*Edades Isotópicas.* Clemons y Long (1971) realizaron varios ensayos con objeto de determinar la edad de este intrusivo. Con un conjunto de seis análisis de roca total de gabro, diorita y granodiorita definieron una isócrona Rb-Sr que corresponde a una edad de  $50 \pm 5$  Ma, la cual interpretan como edad de emplazamiento del plutón. De otra muestra de granito obtuvieron dos edades, una por Rb-Sr de roca total-biotita que da  $95 \pm 1$  Ma y una del concentrado de biotita que por el método K-Ar resulta de  $84 \pm 1.7$  Ma, interpretan que estas edades más antiguas pueden deberse a que el granito asimiló la roca metamórfica encajonante lo que perturbó la composición isotópica de la biotita.

Recientemente, Ratschbacher et al. (2009) presentan edades Ar-Ar de dos muestras que atribuyen al Plutón Chiquimula. En una granodiorita (5C-11) obtienen una edad promedio ponderada de  $90 \pm 10$  Ma al fechar por fusión láser diez granos de biotita parcialmente alterados a clorita. Por otra parte, en una muestra de granito (5C-21) obtienen  $20 \pm 1$  Ma de edad promedio ponderada fechando ocho granos de feldespato potásico con fusión láser.

*Geotermobarometría.* Ratschbacher et al. (2009, p. 255) reportan datos de P-T obtenidos en una muestra de granodiorita de grano grueso (5C-13) de este plutón. El geobarómetro de Al en hornblenda produjo 100–180 MPa (1–1.8 kbar), en un rango de temperatura de 740–860 °C calculada con los geotermómetros de Ti en hornblenda y plagioclasa-hornblenda.

De la parte de composición granítica de este plutón se extrajo una muestra para datación U-Pb (894A), la edad obtenida concuerda con las dos anteriores, se describe en la parte 4.4.4.

#### **3.5.3. Intrusivo Las Joyas**

En este estudio, se propone el nombre de Intrusivo Las Joyas para referir a un cuerpo de composición intermedia a félsica que aflora al occidente del poblado San Vicente y se encuentra en la zona de contacto entre el Complejo Las Ovejas y el Mélange El Tambor.

Se trata de un intrusivo que no presenta deformación plástica y que varía en composición de granodiorita a granito. De este cuerpo se colectó una muestra en un arroyo al pie del Cerro Las Joyas (Ov 0424) para obtención de la edad, ésta corresponde a una granodiorita con texturas fanerítica y porfídica que está compuesta por plagioclasa, anfíbol y biotita, estos dos últimos minerales están muy alterados o cloritizados. Son abundantes los fenocristales de plagioclasa hasta de 15 mm de longitud. También se observaron xenolitos de composición máfica dentro de este intrusivo. En el área de acceso para llegar al cuerpo principal se observaron diques graníticos (que se infiere son de este intrusivo) que cortan a filitas relacionadas al Mélange El Tambor.

En un recorrido que se hizo por el Arroyo El Maguey con objeto de muestrear un pequeño intrusivo que aparece en el mapa de Bosc (1971), se encontraron varios diques de composición granítica intrusionando a diferentes litologías del Complejo Las Ovejas, de uno de estos diques se tomó una muestra para fechamiento (Ov 0440) que resultó ser prácticamente de la misma edad que la muestra colectada en el arroyo del Cerro Las Joyas (Ov 0424) de lo que se deduce que este Intrusivo Las Joyas afecta tanto al Complejo Las Ovejas como al Mélange El Tambor. El dique tiene diferencias texturales con la granodiorita del tronco principal.

*Dique del Intrusivo Las Joyas del Arroyo El Maguey.* En afloramiento y muestra de mano es una roca cristalina con textura fanerítica e hipidiomórfica, compuesta por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y escasa biotita. Está ligeramente intemperizada y fracturada. El feldespato potásico se encuentra en cristales con forma subhedral a anhedral, cuyo tamaño varía de ~3 a 15 mm. Los cristales de cuarzo son de anhedrales a irregulares con tamaño de 2 a 10 mm. La plagioclasa se encuentra en cristales subhedral con tamaño de 2 a 5 mm. La biotita se encuentra en pequeñas hojuelas color café rojizo de menos de 1 mm de longitud.

Al microscopio se observa una roca con textura inequigranular hipidiomórfica compuesta de feldespatos, cuarzo y biotita. El feldespato potásico se halla como cristales anhedral con maclado Carlsbad. La plagioclasa se presenta en cristales tabulares subhedral con tamaño hasta de 1 mm de longitud, macla tipo polisintético y zoneamiento oscilatorio. El cuarzo está en cristales anhedral con tamaño hasta de 1 mm y sus límites de grano son irregulares. La biotita es mínima y ocurre como cristales de color café rojizo con pleocroísmo de café claro a café oscuro y tamaño inferior a 0.5 mm, está cloritizada.

Bosc (1971, p. 88-89) reporta intrusivos de composición intermedia a félsica emplazados de manera dispersa en el Complejo Las Ovejas. De uno de esos cuerpos, que aflora al noreste del poblado El Rosario y que además corta a rocas del Mélange El Tambor (muestra EB-498), reporta una edad K-Ar en biotita de 27 Ma.

El dato anterior es similar a las edades U-Pb obtenidas en este trabajo en las muestras del Intrusivo Las Joyas (Ov 0424 y Ov 0440) cuyas dataciones se exponen en la sección 4.4.5.

### 3.5.4. Intrusivos Máfico-Intermedios

En diversas localidades del área de exposición del Complejo Las Ovejas, se observó que este terreno es intrusionado por cuerpos de composición máfica a intermedia que cortan o distorsionan a la foliación metamórfica, y que no muestran evidencias de deformación dúctil ni metamorfismo, pero si están alterados por fracturas y fallas. Estos intrusivos se emplazaron principalmente como diques y sills, pero también hay troncos de tamaño pequeño con solo unos metros de afloramiento.

En algunos sitios del Complejo Las Ovejas, también, se notó que es cortado por diques de diabasa que pueden incluirse dentro de este grupo de intrusivos máficos pero que no se estudiaron en este trabajo.

En este apartado se describen tres intrusivos de los que se colectó muestra para datación (Ov 39-2, Ov 48-2, Ov 94), cuyas edades se encuentran en la sección 4.4.6. Hasta el momento de finalizar esta tesis se pudieron tener las edades K-Ar de cada uno de ellos, y sólo una edad U-Pb (de Ov 39-2). Los tres cuerpos muestreados se describen de poniente a oriente y se referencian con respecto a la clave de la muestra que se dató.

#### Ov 39-2. Diorita

Un cuerpo de diorita de anfíbol aflora en un área muy restringida de unos pocos metros de longitud en el corte de la carretera Cabañas-San Diego, parte occidental del área estudiada (fig. 3.1), se localiza unos 30 metros al norte del poblado San Luís.

En el afloramiento y muestra de mano se observa una roca fanerítica de color gris oscuro con grado mínimo de intemperismo cuyo tamaño de grano varía de fino a medio y con textura inequigranular hipidiomórfica. Está compuesta primordialmente por anfíbol, plagioclasa y biotita. El anfíbol ocurre como cristales de color negro, anhedrales y con tamaño inferior a 2 mm. La plagioclasa se halla como cristales subhedrales a anhedrales y de forma tabular cuyo tamaño llega a los 3-4 mm de longitud. La biotita se encuentra en pequeñas hojuelas color café de menos de 1 mm de longitud.

En vista de microscopio se tiene una roca con textura hipidiomórfica a alotriomórfica constituida por plagioclasa, anfíbol, biotita y escaso cuarzo en intersticios. La plagioclasa ocurre como cristales subhedrales y anhedrales (con predominio de los últimos) que en su mayoría poseen forma tabular, principalmente se observan con maclado polisintético pero también se distingue macla Carlsbad, su tamaño alcanza hasta 1 mm de longitud. El anfíbol se halla como cristales anhedrales de color verde con pleocroísmo de verde claro a verde oscuro y tamaño en torno a 0.5 mm. La biotita se encuentra en cristales con forma tabular y rectangular, es de color café rojizo con pleocroísmo que abarca de amarillo a café oscuro y de tamaño no mayor a 0.5 mm.

Esta diorita se encuentra en contacto tectónico con mármoles del Complejo Las Ovejas. El contacto norte es una falla de la que no se conoce su movimiento, mientras que el contacto austral es una falla normal echada al suroeste (fig. 3.12a). La relación de intrusión de este cuerpo con el complejo ha sido oscurecida por la presencia de estas fallas, pero cabe la posibilidad de encontrar la relación primaria si se realiza una cartografía detallada del área, ya que el cuerpo se extiende hacia el oriente.

#### Ov 48-2. Granodiorita

La muestra fue tomada de un dique de granodiorita de biotita que intrusión a anfibolitas del Complejo Las Ovejas, el cual tiene un espesor aproximado de un metro. El afloramiento se ubica en la carretera Gualán - La Unión (fig. 3.12b).

En campo y muestra de mano se divisa una roca fanerítica de color gris e intemperismo moderado cuyo tamaño de grano va de fino a medio y con textura inequigranular alotriomórfica. Está compuesta primordialmente por plagioclasa y biotita. La plagioclasa se halla como cristales anhedrales con tamaño de hasta 3 mm de longitud. La biotita se encuentra en hojuelas color café rojizo de menos de 1 mm de longitud.

Al microscopio se observa una roca con textura inequigranular y con variación de hipidiomórfica a alotriomórfica constituida por plagioclasas, biotita, escaso feldespatos potásico y cuarzo como relleno de intersticios. La plagioclasa se encuentra como cristales subhedrales a anhedrales de forma rectangular a tabular y rango de tamaño desde menos de 0.2 mm a 1.5 mm. La mayoría de cristales presenta maclado polisintético, aunque también algunos tipo Carlsbad, abundan con zoneamiento oscilatorio, además muchos están fracturados y unos cuantos muestran maclado curvado. La biotita se presenta como cristales subhedrales de color café con pleocroísmo intenso de amarillo pálido a café rojizo oscuro y con tamaño de 0.5 mm de longitud en promedio.

#### Ov 94. Diorita

Una diorita de anfíbol es expuesta en el corte de la carretera Gualán-La Unión, al sur del poblado El Filo, en la zona oriente del área estudiada (fig. 3.1). En el afloramiento se observa un cuerpo masivo con intemperismo moderado correspondiente a una roca fanerítica de color verde-verde grisáceo con tamaño de grano fino a medio y textura granular alotriomórfica formada por anfíbol y plagioclasa como minerales primordiales.

En sección delgada se percibe una roca con textura inequigranular alotriomórfica compuesta de anfíbol y plagioclasa. El anfíbol (hornblenda verde) está como cristales anhedrales de tamaño menor a un milímetro de color verde con pleocroísmo de verde muy pálido a verde oscuro. En tanto que la plagioclasa se presenta en menor proporción que el anfíbol a manera de

cristales anhedrales de forma rectangular o tabular con tamaño hasta de 0.5 mm y con macla polisintética y Carlsbad. Esta muestra presenta un grado moderado de alteración, evidenciado por la existencia de sericitización en la plagioclasa y anfíbol levemente cloritizado.

Este cuerpo se emplazó en la zona de contacto entre el Complejo Las Ovejas (al norte) y el Plutón La Unión (al sur), figura 3.1, por lo que la relación primaria entre esas dos unidades en esta área se desconoce. Tal situación requiere de un trabajo minucioso a lo largo del margen austral del Complejo Las Ovejas a fin de identificar y definir el contacto entre ambas unidades.

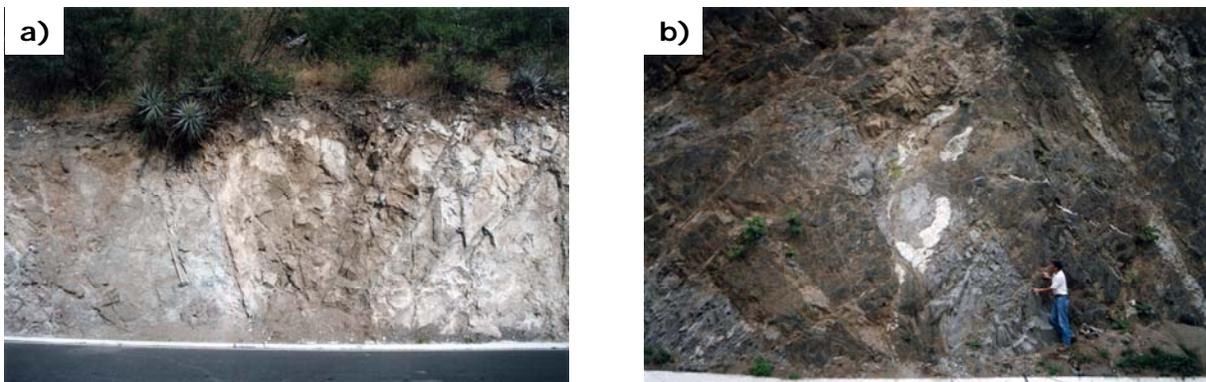


Figura 3.12. a) Contacto tectónico entre la diorita de la muestra Ov 39-2 y mármoles del Complejo Las Ovejas. Carretera Cabañas-San Diego. Longitud del mazo 1 m. b) Diques de granodiorita que intrusionan a anfíbolitas, al cuerpo en primer plano corresponde la muestra Ov 48-2. Carretera Gualán-La Unión.

### 3.5.5. Otros Intrusivos

Dado que esta tesis fue realizada en el marco de un proyecto de investigación que incluía el estudio de otras regiones y unidades estratigráficas de Guatemala, más allá de la zona aquí abarcada, en algunos de los recorridos de reconocimiento se colectaron muestras para su datación, de las cuales en este trabajo se describen dos intrusivos deformados. Esto se hace con el objetivo de investigar si existe algún tipo de relación cronológica entre cuerpos con y sin deformación cristal-plástica. Las edades correspondientes se hallan en el apartado 4.4.7 del siguiente capítulo.

Ov 131. Granodiorita deformada

La muestra se colectó en el camino de terracería que une los poblados Monte Grande y Santa Rosalía, en el frente meridional de la Sierra de Las Minas, al norte del Río Motagua (fig. 3.1). Se trata de un intrusivo ligeramente deformado de composición granodiorítica con tamaño de grano medio a grueso y fenocristales de plagioclasa hasta de 30 mm de longitud. Este intrusivo se emplaza en lo que tradicionalmente se considera como el Complejo Chuacús, por lo que su historia no estaría ligada al Bloque Chortis como los intrusivos que se encuentran al sur del sistema de fallas Motagua.

Ov 0421. Granito de dos micas deformado

La muestra pertenece al Granito Tres Sábanas, el cual es un plutón con deformación cristal-plástica incipiente que se ubica al noroeste de Ciudad de Guatemala. Este intrusivo muestra variaciones composicionales, pero predomina un granito de dos micas con fenocristales de feldespato potásico hasta de 50 mm de longitud.

# CAPÍTULO 4

## *Geocronología*

### 4.1. INTRODUCCIÓN

La geocronología es una disciplina de las Ciencias de la Tierra capaz de contribuir en forma significativa a la solución de una amplia variedad de problemáticas, esto se debe a que la información que produce nos permite refinar nuestra comprensión de muchos de los fenómenos geológicos existentes a lo largo de la historia de nuestro planeta.

En este capítulo se presenta un nuevo conjunto de edades isotópicas provenientes de distintas litologías de la región centro-oeste de la cuenca del Río Motagua, sureste de Guatemala, en la zona norte de Centroamérica. Con objeto de mostrar la información completa, estructurada y sistematizada, el presente apartado se divide en tres secciones principales, la primera está enfocada a la descripción de los procedimientos, métodos y tecnologías empleados para la obtención de las edades; en la segunda, al inicio se señalan los criterios empleados en el examen, discriminación, ponderación e interpretación de los resultados analíticos y en seguida se describen de manera detallada cada una de las edades, las cuales están organizadas en función de la unidad litoestratigráfica, variación litológica, clave de la muestra y método de fechamiento; la parte tres complementa a las dos anteriores con una síntesis de las dataciones, en la que se destacan las particularidades de cada fecha. Las características de las unidades estratigráficas a las que pertenecen las muestras fechadas se especifican en el capítulo precedente.

Las interpretaciones, implicaciones y discusión de las nuevas edades, en el conocimiento de la geología del sureste de Guatemala, en la configuración y evolución del Bloque Chortis y en las comparaciones y correlaciones con los terrenos del sur de México, se deliberan en el siguiente capítulo.

## **4.2. MÉTODOS Y TECNOLOGÍAS ANALÍTICAS UTILIZADAS**

### **4.2.1. Muestreo**

A fin de tener una determinación exitosa de la edad isotópica de una unidad litológica, es necesario realizar una serie cuidadosa de etapas desde la selección del afloramiento y la elección de la muestra hasta la obtención de los concentrados minerales a analizar.

La colecta de muestras fue realizada considerando los criterios señalados para los terrenos metamórficos de alto grado (Passchier et al., 1990) como las relaciones de sobreposición de estructuras, la edad relativa de las intrusiones, el grado de metamorfismo, el tipo de deformación, entre otros. Asimismo, se intentó tener una representatividad estadística de las variaciones litológicas y la distribución espacial.

En el afloramiento se selecciona la parte más sana, evitando en lo posible muestrear áreas afectadas por algún proceso secundario, por ejemplo hidrotermalismo, oxidación, intemperismo profundo, fracturamiento intenso, etc. De entrada, la roca se descostra y rompe en fragmentos no mayores al tamaño de un puño (5 a 6 cm máximo), siempre considerando la limpieza para evitar cualquier tipo de contaminación. Por lo general se colectan de 5 a 10 kg de muestra en promedio, pero se requieren de cantidades menores o mayores dependiendo de la naturaleza de la roca, el tamaño de grano, la disponibilidad del material, tipo o número de análisis a realizar y el método o técnica de fechamiento a emplear.

El procedimiento que se efectúa con objeto de extraer concentrados minerales apropiados, varía en cierta medida, dependiendo de la especie mineral y el método geocronológico en el que se van a usar, por ello en este capítulo se describen de manera separada, primero la metodología para dataciones U-Pb y enseguida la correspondiente para K-Ar.

### **4.2.2. Fechamientos U-Pb**

El método U-Pb es una de las técnicas de fechamiento más antiguas en la que se emplea el decaimiento natural de isótopos radioactivos a isótopos estables para calcular la edad de un mineral y por extensión de la roca y unidad litológica de la que proviene. Los fundamentos teóricos de este método pueden ser revisados en Faure (1986), o de forma resumida en Gebauer y Grünenfelder (1979).

Los fechamientos U-Pb en zircones que se presentan en esta disertación se realizaron en tres distintos laboratorios: la muestra Gt 0417 se analizó en la Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia. Las muestras Ov 59 y Ov 76 se midieron en el Arizona LaserChron Center, Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona en Tucson, Estados Unidos de América. El resto de análisis se efectuaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, en Querétaro. La metodología empleada en Australia es descrita por Eggins et

al. (1998), en tanto que los métodos seguidos en Arizona son detallados por Gehrels et al. (2006) y Gehrels et al. (2008). Por lo tanto, en los siguientes párrafos se exponen los procedimientos utilizados en la UNAM, que han sido publicados por Solari et al. (2010) y Solari y Tanner (2011).

La parte inicial de trituración de la roca se realizó en el taller de molienda del Instituto de Geología. El primer paso consiste en lavar la muestra de forma intensa, a continuación se procesa con la quebradora de quijadas de acero RHINO, existente en el taller, resultando fracciones de máximo 10 mm de longitud. En las primeras muestras que se procesaron para este estudio, el material obtenido de la quebradora se pulverizaba a  $<500 \mu\text{m}$  en un molino de discos BICO, pero este paso se eliminó al notarse una alta proporción de cristales de zircón fragmentados.

El material quebrado se tamiza a diferentes fracciones y se procede con una primera separación por su densidad usando para ello una mesa vibradora Wilfley, la cual concentra los minerales pesados vía húmeda, en tal forma que la parte útil para la extracción de zircones se reduce a aproximadamente 1% del volumen de material original. La fracción pesada es recuperada y se seca en un horno a una temperatura no mayor de  $60 \text{ }^\circ\text{C}$ .

La etapa siguiente es la separación de fracciones minerales magnéticas de no magnéticas con objeto de obtener cristales de zircón adecuados para los análisis, para ésto, el concentrado mineral se tamiza con mallas desechables de  $335 \mu\text{m}$  o  $200 \mu\text{m}$  (según la forma en que se haya tamizado previamente) la parte gruesa se separa y guarda mientras que por el material restante extendido sobre una superficie plana se pasa un imán convencional de mano envuelto en papel aluminio con objeto de extraer la porción ferromagnética de la muestra como las esquirlas producidas en la trituración o minerales tipo magnetita.

Enseguida se hace circular la muestra en pequeñas porciones por el separador electromagnético isodinámico tipo Frantz (modelo L-1) del laboratorio de separación de minerales. Esta etapa se realiza en una serie de pasos con amperaje creciente en donde se procesa la muestra por completo cada vez. Las condiciones operativas del equipo fueron: inclinación lateral  $\sim 10^\circ$ , pendiente horizontal entre  $15^\circ$  a  $18^\circ$ , y los incrementos de amperaje incluyeron 0.05, 0.1, 0.25, 0.5, 1.0, 1.5 hasta 1.8 amperio. De este modo, se intenta eliminar cualquier fracción de zircones con magnetismo significativo, ya que es conocido que contienen más uranio y tienden a producir resultados más discordantes que las fracciones menos magnéticas.

La fracción final no magnética que se obtiene en la etapa anterior se franquea a través de líquidos pesados. En el procedimiento aquí seguido, se utilizó Ioduro de Metileno 99% puro ( $\text{CH}_2\text{I}_2$ ,  $\rho = 3.325 \text{ g/cm}^3$  a  $20^\circ\text{C}$ ), este compuesto tiene la ventaja de ser muy eficiente en la separación, pero la gran desventaja de ser altamente tóxico, además este paso debe hacerse con rapidez ya que el ioduro reacciona en presencia de luz, lo que altera sus propiedades físicas. El concentrado final que se consigue es  $>90\%$  de zircón puro. Este concentrado se lava intensamente con alcohol y acetona a fin de eliminar cualquier mínimo residuo de ioduro y se deja en reposo dentro de una campana de extracción hasta que esté completamente seco.

La siguiente etapa consiste en seleccionar a mano un número suficiente de cristales con la representatividad adecuada de las variaciones morfológicas (tamaño, forma, color, grado de transparencia, etc.) de la población completa de zircones existentes en el concentrado, para esto se utiliza un microscopio binocular estando los granos sumergidos en etanol. Es conveniente limitar el criterio de selección a la adquisición de cristales sanos, evitando los que tengan algún tipo de alteración (p. e. metamictización), esto con el fin de obtener edades confiables.

En las muestras de rocas ígneas se eligen en promedio de 35 a 40 cristales, se opta por los euhedrales, limpios, sin inclusiones ni fracturas ni núcleos heredados visibles y de tamaño grande ( $\geq 150 \mu\text{m}$ ), esto último es porque tienen una relación volumen/área superficial mayor que los pequeños por lo que son menos susceptibles a pérdida reciente de plomo, tales caracteres se supone son de origen netamente ígneo y se prefieren con objeto de evitar una posible perturbación isotópica y disminuir las dificultades para conseguir resultados concordantes o casi concordantes. En las muestras de rocas sedimentarias terrígenas o de rocas metamórficas que se derivan de protolito sedimentario clástico, un promedio de 80 a 100 cristales son requeridos, se busca que no tengan fracturas ni inclusiones.

Una vez seleccionados, los cristales se colocan en una cinta adhesiva -en forma ordenada de modo que se pueda identificar la muestra de la que provienen- junto con fragmentos del zircón estándar. El conjunto de cristales se cubre con resina epóxica para formar una montura circular de  $\sim 25$  mm de diámetro, se procura que los granos queden dispuestos en forma horizontal para que sus caras longitudinales estén expuestas. En este punto se dejan transcurrir al menos ocho horas para que la resina solidifique en su totalidad.

La montura con los cristales de zircón se desbasta con papel lija (#800 y #1500) hasta alcanzar el nivel medio de la mayoría de los granos con objeto de exponer su interior. En seguida se hace un doble pulido con un compuesto de polvo de diamante, primero a  $6 \mu\text{m}$  y luego a  $1 \mu\text{m}$ . A continuación, los zircones pulidos se analizan por cátodoluminiscencia con un luminoscopio ELM-3R conectado a una cámara digital, esto con el fin de conocer las características internas de los cristales, identificar con precisión las zonas de interés y para ayudar en la interpretación de las edades resultantes.

Si los rasgos observados en las imágenes de cátodoluminiscencia van a ser empleados como parámetro primordial de selección o rechazo de los cristales que se van a datar, situación que no sucede en este estudio, se debe hacer con precaución y con criterios claramente definidos, a fin de no provocar un sesgo en la edad de la muestra. En este trabajo, se tomaron imágenes de cátodoluminiscencia de cristales individuales para diferenciar pequeños dominios, de tal manera que se pudieran inferir y/o separar las edades de cristalización de las edades heredadas.

Finalmente, previo a la introducción de la montura en la celda de ablación, se lava con agua ultrapura de uso en laboratorios analíticos (agua de alta resistividad:  $18.2 \text{ M}\Omega\cdot\text{cm}$  a  $25 \text{ }^\circ\text{C}$ , mejor conocida como agua Milli-Q, por su nombre comercial) en un equipo de ultrasonido y con

HNO<sub>3</sub> 1M para eliminar cualquier impureza y evitar alguna posible contaminación superficial por plomo común.

La infraestructura para fechamientos U-Pb con la que se cuenta en el Laboratorio de Estudios Isotópicos consiste de un sistema formado por un equipo Resolution Laser Ablation System (RESolution M50) fabricado por Resonetics LLC (Müller et al., 2009, para detalles técnicos) compuesto por un láser ultravioleta de excímeros (LPXpro 220, Coherent, Inc.) de 193 nm de longitud de onda que emplea una mezcla de fluoruro de Argón (ArF) para generar el pulso, el cual dura 23 ns. Esta unidad incluye un sistema óptico equipado con lentes para trabajo a larga distancia, lo que permite una profundidad de foco de 50–200 µm y una distribución uniforme de energía en la superficie de la muestra.

La ablación se realiza en una celda 'Laurin' de doble volumen en la que se pueden colocar hasta 4 monturas circulares de 25 mm de diámetro y 8 mm de espesor, portaobjetos rectangulares o muestras con forma irregular (Solari et al., 2010). Antes de hacer los análisis, la celda se limpia y purifica con una bomba de vacío y se llena con helio para proveer las condiciones óptimas al proceso de ablación. El equipo láser está conectado a un espectrómetro de masas de fuente de plasma inductivamente acoplada (ICP-MS) de cuadrupolo marca Thermo Scientific modelo X Series 2, equipado para análisis isotópicos U-Pb con conos de alta sensibilidad. Los materiales empleados en los análisis se resumen en la tabla 4.1.

El ICP-MS se optimiza al inicio de cada sesión analítica empleando el vidrio estándar de referencia NIST SRM 612 con una exploración tipo raster a 0.5 mm/min y 34 µm de diámetro de perforación. Esto se hace con objeto de perfeccionar los parámetros de detección del ICP que son <sup>238</sup>U (~110 000 cps [counts per second, cuentas por segundo]), <sup>208</sup>Pb (~50 000 cps), la relación <sup>238</sup>U/<sup>232</sup>Th (~1.05) y la relación de óxidos ThO<sup>+</sup>/Th<sup>+</sup> (≤ 0.4%).

<b>Tabla 4.1. Materiales Empleados en los Fechamientos U-Pb en Zircones</b>	
NIST SRM 612	Material artificial de referencia para medición de elementos traza
Zircón Plešovice*	Material natural de referencia para geocronología e isotopía (Sláma et al., 2008)
Zircón R33**	Material natural de referencia para geocronología (Black et al., 2004)
Zircón TEMORA 1***	Material natural de referencia para geocronología (Black et al., 2003)
Helio de alta pureza	
Nitrógeno de alta pureza	
Fluoruro de Argón	
* edad promedio ponderada <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	- 337.13 ± 0.37 Ma
** edad promedio ponderada <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	- 419.26 ± 0.39 Ma
*** edad promedio ponderada <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	- 416.75 ± 0.24 Ma
Todas con ID-TIMS	

La rutina analítica inicia con la medición del vidrio estándar, luego se hacen 5 análisis en el zircón estándar, enseguida 5 análisis en los zircones de la muestra (de edad desconocida), y después un análisis en el zircón estándar por cada 5 de la muestra. La sesión analítica de cada

muestra termina con dos puntos de medición en el zircón estándar. El tiempo total de análisis es de ~85 segundos por punto analizado, que se dividen en 20 s de monitoreo de ruido de fondo (background), 30 s de ablación con el láser disparando y 35 s de lavado (washout) y reposicionamiento. Las condiciones operativas del sistema durante la sesión de medición, se presentan en la tabla 4.2.

El transporte del plasma hacia el ICP-MS se realiza con  $600 \text{ ml/min}^{-1}$  de helio que se mezcla al salir de la celda con  $2.7 \text{ ml/min}^{-1}$  nitrógeno (para incrementar la temperatura del plasma) y posteriormente con  $\sim 720 \text{ ml/min}^{-1}$  de argón.

<b>Tabla 4.2. Parámetros Analíticos Rutinarios y Especificaciones del Sistema LA ICP MS para Fechamientos U-Pb en Zirrones</b>	
<b>Parámetros del láser en análisis de zircón</b>	
Longitud de onda	193 nm
Duración del pulso	23 ns
Desmagnificación	25 x
Diámetro de perforación	34 $\mu\text{m}$
Profundidad de perforación	25 $\mu\text{m}$
Energía del láser	160 mJ
Energía por área en la muestra	8 $\text{J/cm}^2$
Frecuencia de repetición	5 Hz
<b>Parámetros de adquisición en análisis de zircón</b>	
Pre-ablación	20 s
Ablación	30 s
Pos-ablación	35 s
Masa total ablacionada	~75-85 ng
<b>Parámetros del ICP</b>	
Potencia	1 500 W
Flujo de Ar para enfriar	14 l/min
Flujo de Ar auxiliar	$900 \text{ ml/min}^{-1}$
Flujo de Ar de la muestra	$720 \text{ ml/min}^{-1}$
Flujo de He acarreador	$600 \text{ ml/min}^{-1}$
Flujo de $\text{N}_2$ acarreador	$2.7 \text{ ml/min}^{-1}$

Modificada de Solari et al. (2010)

Durante el análisis de los zirrones se colectan las señales de los isótopos  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  que se usan para establecer las relaciones isotópicas necesarias en el cálculo de las edades U-Pb. También se obtienen las señales de los isótopos de algunos elementos mayores y traza como:  $^{29}\text{Si}$ ,  $^{31}\text{P}$ ,  $^{49}\text{Ti}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{91}\text{Zr}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{175}\text{Lu}$  y  $^{177}\text{Hf}$  (los tiempos de adquisición de cada uno se indican por Solari et al., 2010, tabla 1, p. 11). Especial atención se pone en el fósforo, el titanio y las tierras raras con objeto de identificar la presencia de inclusiones microscópicas en los cristales de zircón (p. e. apatito, monacita, titanita) u otros silicatos que pudieran modificar las relaciones U-Th-Pb y producir una medición errónea de Pb.

El isótopo  $^{204}\text{Pb}$  que puede ser usado para la corrección de Pb común no se puede medir porque su diminuta señal es interferida por la señal de  $^{204}\text{Hg}$  que está presente en el gas acarreador (Košler y Sylvester, 2003, p. 260-261). Por consiguiente, la corrección de Pb Común es evaluada utilizando la relación  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  y graficando todos los análisis en diagramas Tera-Wasserburg. Cuando la corrección es realmente necesaria se emplea el método algebraico de Andersen (2002).

La reducción de datos obtenidos en los análisis de LA-ICPMS se realiza por separado, a través de un software propio (UPb.age, Solari & Tanner, 2011). El estándar de Zircón Plešovice ( $337.13 \pm 0.37$  Ma, Sláma et al., 2008) se utiliza como "bracketing" [comparador] (Gehrels et al., 2008; Solari et al., 2010). El error 1 SE % obtenido en el promedio de la corrida de este zircón a lo largo de un experimento se añade al cuadrado a el error 1 SE % obtenido en las relaciones isotópicas de los zircones desconocidos, para tomar en cuenta la variación intrínseca del material estándar natural, así como la deriva instrumental y fraccionamiento por profundidad. Mayores detalles sobre el manejo de los datos analíticos se pueden encontrar en Solari et al. (2010).

#### 4.2.3. Fechamientos K-Ar

El método utilizado para realizar los fechamientos K-Ar de esta disertación es descrito con detalle por Solé y Enrique (2001) y Solé (2009). En esta sección se presenta una síntesis del segundo artículo con algunas modificaciones.

*Preparación de las Muestras.* El procedimiento normalizado de preparación de muestras para ser fechadas incluye quebrado de la roca, tamizado a un tamaño de grano adecuado (p. e. 200–400  $\mu\text{m}$ ), lavado con agua destilada, separación de los minerales por sus propiedades físicas (densidad, magnetismo, etc.) y tratamiento químico si se requiere, finalmente, la mayoría de muestras son secadas a una temperatura de 105 a 110  $^{\circ}\text{C}$  por varias horas, y luego se pesan en una balanza con precisión de 1  $\mu\text{g}$ . Una fracción del material -roca total o concentrado mineral- se usa para análisis de potasio y otra fracción para análisis de argón.

Cada muestra se carga en un pequeño orificio hecho dentro de una placa circular de cobre de 5 cm de diámetro (portamuestras), cuando el peso excede 10 mg se utilizan dos orificios. El número total de muestras que se pueden cargar en cada lote es de 50 a 100, dependiendo del diseño de la placa de cobre. A continuación el portamuestras se coloca dentro de la cámara de muy alto vacío y el procedimiento de vaciado inicia con una bomba rotativa de paletas, seguido por una bomba turbomolecular y, finalmente, una bomba de iones y getters. La cámara se calienta con una lámpara de luz infrarroja a una temperatura entre 60 y 140  $^{\circ}\text{C}$ , dependiendo de la naturaleza de las muestras, por 1 o 2 días con objeto de eliminar cualquier tipo de gas absorbido, en particular, el argón atmosférico.

*Fusión de la Muestra por Láser.* El empleo del láser en las Ciencias de la Tierra, y en particular en el análisis de gases nobles, ha crecido de manera significativa desde los trabajos

pioneros realizados durante la sexta década del siglo 20 (Megrue, 1967). La extracción de gases nobles a partir de una muestra sólida, es una aplicación ideal para el láser, ya que éste tiene la capacidad de calentar o fundir áreas o volúmenes muy pequeños de una muestra dejando las zonas adyacentes sin afectaciones.

En esta parte del procedimiento, las muestras son irradiadas y fundidas con un láser infrarrojo de CO<sub>2</sub> con longitud de onda de 10.6 µm y una potencia de 50 W, modelo MIR10-50, fabricado por New Wave Research Inc. La longitud de onda y la potencia de este láser son adecuadas para la fusión de prácticamente todos los silicatos y óxidos, en especial los minerales formadores de roca comunes.

*Línea de Extracción.* La línea de extracción de muy alto vacío está formada por tubos de acero inoxidable 304 y válvulas metálicas. La presión es monitoreada por un medidor de cátodo frío MKS 943-423, y es mantenida a 10<sup>-9</sup> Torr por una bomba turbomolecular Pfeiffer de 70 L s<sup>-1</sup>, una bomba iónica Varian Starcell de 40 L s<sup>-1</sup> y dos getters SAES NP10 de 70 L s<sup>-1</sup> hechos de una aleación de Zr-Al (St101). Durante el análisis, uno de los getters se mantiene a temperatura ambiente y el otro a 400°C. Este procedimiento asegura la captura efectiva del hidrógeno a temperatura ambiente y la captura de otras especies reactivas (N<sub>2</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, etc.) a 400°C.

El compartimiento para muestras fue hecho a la medida con objeto de contener al portamuestras, es una cámara de muy alto vacío que tiene un visor (mirilla) transparente a la longitud de onda del láser y a la luz visible. El visor es un vidrio fabricado de ZnS que es transparente a la luz visible y a la luz del láser. El vidrio fue producido por Insulator Seal con la tecnología de sellado de VacOptix. La unión entre el visor y el metal está resellada con una capa delgada de Leak Sealant de K. J. Lesker Company (# KL-5) con objeto de asegurar la unión y evitar pérdidas de vacío.

La línea de extracción también cuenta con un espectrómetro de masas cuadrupolar (SRS RGA 200), que se usa para buscar fugas de vacío, evaluar la presión residual, identificar contaminantes y medir gases evolucionados provenientes de las muestras.

*Espectrometría de Masas.* El análisis del Ar es realizado con un espectrómetro de masas de campo magnético para gases nobles, fabricado por Isotopes Ltd. modelo MM1200B, originalmente propiedad del Instituto Mexicano del Petróleo y donado a la UNAM en 1998, con posterioridad revisado, modificado y actualizado para lograr edades K-Ar más precisas.

El vacío dentro del espectrómetro de masas se mantiene a <10<sup>-10</sup> Torr por una bomba marca Varian Vacion de 40 L s<sup>-1</sup> y un getter SAES GP50W hecho de una aleación de Zr-V-Fe (St707) que opera a temperatura ambiente. Como en todo espectrómetro de masas de gases nobles, ambas bombas se operan de forma continua, excepto durante la medición de las muestras, lo cual se llevan a cabo en un vacío estático mantenido por el getter después del aislamiento de la bomba iónica por una válvula de muy alto vacío.

La fuente de iones es tipo Nier, con un filamento lineal de tungsteno que opera, de manera normal, a 70 eV y 100 o 200  $\mu$ A de corriente de trampa y a  $-2000$  V ó  $-4000$  V para la extracción de iones. Los rangos totales de emisión son de 600 mA a 1.5 mA, dependiendo del ajuste general de la fuente (imanes, trampa, repelente de electrones, foco, etc.).

El detector del espectrómetro MM1200B es un multiplicador de electrones secundarios modelo SEM 218 elaborado por Pfeiffer. Este multiplicador tiene un diseño abierto con 18 dinodos de BeCu, opera en modo análogo generalmente a  $-2000$ V para el dinodo de conversión y  $-1500$ V para la amplificación. La salida del multiplicador de electrones es leída como una corriente por un amplificador Keithley 6430.

*Obtención de la Concentración del Potasio.* Existen diversos métodos útiles para obtener la concentración del potasio, por ejemplo, fluorescencia de rayos X, análisis por activación de neutrones, dilución isotópica, fotometría de flama, etc. En nuestra metodología analítica, por lo general, se emplea el análisis por fluorescencia de rayos X, para calcular la concentración del potasio. Un procedimiento diseñado para utilizar cantidades mínimas de muestra (50 a 100 mg), se describe por Solé y Enrique (2001). Si la cantidad de muestra disponible es inferior a 60–70 mg o la concentración de potasio es inferior al 0.5%, entonces se emplea ID-TIMS que es un método muy preciso para determinar cualquier concentración de K, incluso a unas pocas partes por millón, y utiliza a lo sumo 2 o 3 mg de muestra. La combinación de ID-TIMS para el potasio y de ID-NGMS para el argón, permite obtener concentraciones precisas de ambos elementos en prácticamente todos los tipos de rocas.

*Obtención de la Concentración del Argón.* Conocer la concentración de las especies isotópicas del argón es necesario para el trabajo geocronológico K-Ar. Con el fin de cuantificar la cantidad de gas por espectrometría de masas de relaciones isotópicas, se debe utilizar el método de dilución isotópica. En este procedimiento se emplea un gas de argón de referencia enriquecido en el isótopo natural menos abundante, el  $^{38}\text{Ar}$ , obtenido de Oak Ridge National Laboratory de los Estados Unidos. El enriquecimiento de  $^{38}\text{Ar}$  es de aproximadamente 95%. Esta pureza no plantea ningún problema para muestras con edades de más de 1 Ma, pero en más jóvenes la medición se dificulta por la gran cantidad de  $^{36}\text{Ar}$  presente en este trazador.

*Materiales de Referencia.* En todo trabajo analítico (geoquímica, geocronología, etc.) se requiere de materiales de referencia para calibración y revisión del sistema de análisis. En nuestra metodología de fechamiento de manera rutinaria y junto con los lotes de muestras, se miden dos materiales de referencia (tabla 4.3). Estos estándares son adecuados para el trabajo rutinario en cantidades de miligramos, pero probablemente no sean tan útiles para geocronología de alta precisión espacial debido a las heterogeneidades en su composición y edad. En los análisis se han observado desviaciones del valor medio de los estándares, pero excluyendo algunos valores extremos excepcionales, las edades de referencia son reproducidas dentro de las incertidumbres.

<b>Tabla 4.3. Materiales Empleados en los Fechamientos K-Ar</b>	
Moscovita B4M*	Material natural de referencia para geocronología (Flisch, 1982)
Biotita LP-6**	Material natural de referencia para geocronología (Baksi et al., 1996)
Edades:	
* 18.5 ± 0.4	
** Edad de Fusión Total	128.1 Ma

### 4.3. ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS

La zona sureste de Guatemala, es una región con una alta complejidad geológica definida por la confluencia de distintas unidades estratigráficas, con contactos entre ellas principalmente tectónicos y de naturaleza variada, a lo que se suma la carencia de trabajos detallados, el insuficiente número de investigaciones institucionales -limitado a los señalados en capítulos anteriores-, y el exiguo mapeo. A lo anterior hay que adicionar las restricciones propias de esta tesis donde un estudio de mayor magnitud regional está fuera del alcance de este trabajo y un estudio detallado no consigue cumplir los objetivos planteados. Ante esto, la opción que se pensó más productiva en términos de datos a obtener y recursos con los que se cuenta, fue realizar un análisis geocronológico, para lo cual nos centramos en un área de tamaño moderado con las heterogeneidades suficientes para permitirnos un muestreo diverso pero representativo de varias unidades litoestratigráficas.

Antes de describir los resultados geocronológicos, se considera pertinente presentar una síntesis de los fundamentos teóricos que sustentan el análisis y la interpretación de las dataciones U-Pb obtenidas en este estudio, esto se debe a la complejidad de esas edades y a la diversidad de criterios que se aplican en su entendimiento.

#### 4.3.1. Fundamentación del Análisis de las Edades U-Pb

La geocronología aplicada al estudio de terrenos metamórficos se ha convertido en una herramienta esencial de análisis, esto se debe a que los datos que se logran obtener pueden ser útiles para discriminar desde la edad y los tipos de fuentes de los protolitos hasta constreñir aspectos diversos de su evolución geológica, como el tiempo de duración de los episodios de metamorfismo y/o de las fases de deformación. En esta sección se abordan en forma genérica algunos tópicos relacionados con la interpretación de edades uranio-plomo en zircones.

Las edades U-Pb obtenidas en la mayoría de muestras aquí examinadas despliegan lapsos de tiempo extensos, pero en todas se tienen grupos de datos coherentes y constreñidos hacia la

parte más joven de los intervalos de edad, de tal forma que se pueden calcular edades con un alto grado de confianza en términos estadísticos.

Previo a la elaboración de los diagramas, se realizó un filtrado de datos con objeto de evaluar los resultados analíticos y definir aquellos que pudieran perturbar las estimaciones finales de edad. Así, las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  o  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  con error  $\geq 10\%$  o con porcentaje de discordancia mayor al 10 % o al 5 % de discordancia inversa fueron rechazadas. La eliminación de los análisis con alta discordancia afecta ligeramente el cálculo de la edad de intersección inferior en los diagramas de concordia. En algunas muestras, en específico las más jóvenes, no fue posible cumplir con los criterios señalados, debido a que el número de edades discordantes es muy alto respecto a las concordantes o al total de datos, por lo que si se retiran se crea un sesgo importante en la edad final calculada, en tales casos sólo se rechazan los datos que los algoritmos del programa Isoplot versión 3.75 (Ludwig, 2012) no incluyen en los cálculos.

Para la ubicación de los componentes de las poblaciones de edades en el tiempo geológico se emplea la escala propuesta por Walker y Geissman (2009). Dependiendo del lapso de tiempo que abarquen las poblaciones se posicionan a nivel de era (en las más antiguas), periodo, época y sólo en los casos en los que el intervalo temporal está muy constreñido se llega hasta edad.

La enumeración de los componentes de población se hace del más joven al más antiguo, primero se refiere su edad cronoestratigráfica y entre paréntesis se anotan el número de análisis y el rango de tiempo que abarcan. La edad indicada como la más joven siempre es la  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y la más antigua es la  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  cuando se supera 1,000 Ma.

En las descripciones de las muestras se mencionan todos los componentes de edad, pero con fines de comparación y correlación sólo se consideran grupos estadísticamente coherentes formados con un mínimo de 5 datos. Para el Fanerozoico los grupos se constriñen según período o época mientras que para el Precámbrico se consideran los conjuntos cuya separación no exceda el 1.5% de cada edad que lo forma.

No obstante que es una práctica común, el referir los componentes de edad a eventos tectónicos (p. e. señalar edades de 1,000–1,100 Ma como grenvillianas), en este estudio se evita esa práctica, primero, por que se prefiere eludir el uso de términos con connotaciones genéticas (en el ejemplo, las edades se refieren simplemente como mesoproterozoicas); segundo, por que los lapsos de tiempo establecidos para los eventos tectónicos cambian conforme se avanza en su conocimiento y entendimiento; tercero, por que varios estudios recientes (p. e. Rino et al., 2004; Condie et al., 2009; Condie y Aster, 2010) muestran que los picos de concentración poblacionales, en términos generales, no representan eventos de extensión continental sino que la mayoría sólo tienen significado regional o local.

### Zircón

El zircón es un silicato de zirconio ( $ZrSiO_4$ ) que cristaliza en el sistema tetragonal, cuya capacidad para concentrar uranio y excluir plomo al momento de su cristalización, constituye la base de su utilidad en los fechamientos de rocas.

Este mineral se ha consolidado como el más usado en geocronología U-Pb, debido a que posee un conjunto de características que lo hacen favorable para este método de datación: a) Es un accesorio común en casi todos los tipos de rocas (ígneas, principalmente félsicas; sedimentarias terrígenas y metamórficas); b) Tiene destacada estabilidad y durabilidad física y química; c) Tiene baja solubilidad y baja difusión; d) Es resistente al reequilibrio isotópico en altas temperaturas, e) Posee notoria tendencia a incorporar elementos incompatibles (U, Th, Hf, Nb, Ta, Ti, Tierras Raras, etc.) en su red cristalina. De este modo, la memoria geocronológica U-Pb del zircón es un registro sólido que puede remontarse hasta la formación primaria del cristal. (Jäger, 1979, p. 7; Harley y Kelly, 2007).

*Zircones Ígneos.* Las propiedades morfológicas, texturales y químicas que en específico se consideran indicativas de zircón magmático son:

» En general, se encuentran como cristales euhedrales de hábito prismático con caras, aristas y vértices completos, o sea sin terminaciones redondeadas (i.e. sin signos de transporte o metamorfismo).

» Característicamente presentan zoneamiento oscilatorio como estructura magmática primaria (Vavra, 1990; Hanchar y Miller, 1993; Hanchar y Rudnick, 1995; Connelly, 2000). El zoneamiento oscilatorio es un patrón regular, concéntrico y finamente espaciado, formado por bandas composicionales continuas de diferente espesor y color, que son paralelas a los planos cristalográficos y están relacionadas al crecimiento progresivo del cristal. Se infiere que es originado por cambios en la concentración o distribución de elementos traza en el fundido paterno durante la cristalización original del zircón. Estos patrones de zoneamiento son mejor visualizados con técnicas de imagenología como la catodoluminiscencia.

» Cuando la razón  $Th/U > 0.1$  se asume que el zircón es de origen ígneo (Williams et al., 1996; Vavra et al., 1999; Hoskin e Ireland, 2000; Pidgeon et al., 2000; Belousova et al., 2002; Hidaka et al., 2002).

» Los patrones de tierras raras normalizados a condrita se caracterizan por presentar una pendiente positiva muy inclinada entre el La y el Lu, con una gran anomalía positiva de Ce y una anomalía negativa de Eu relativamente pequeña (Murali et al., 1983; Heaman et al., 1990; Hinton y Upton, 1991; Maas et al., 1992; Hoskin e Ireland, 2000). Lo anterior se debe a la preferencia que tiene el zircón por la concentración de las HREE de radio iónico más pequeño en vez de las LREE de radio iónico más grande.

*Zircones Metamórficos.* Entre las características que se señalan para la identificación de zircones metamórficos están: la morfología de los cristales, rasgos de la estructura interna de los cristales (por ejemplo los que se observan en las imágenes de electrones retrodispersados o cátodoluminiscencia como carencia de zoneamiento oscilatorio o presencia de zoneamiento sectorial) y algunos indicadores geoquímicos como menor concentración de U respecto a los zircones magmáticos, los patrones de tierras o la razón Th/U.

Con frecuencia se describe el desarrollo de zircón metamórfico a manera de crecimientos sobre núcleos preexistentes los cuales se presentan como bordes delgados de recristalización con espesor de 10 a 30  $\mu\text{m}$  (Hanchar y Rudnick, 1995) o como dominios de forma irregular, que por lo general no muestran zoneamiento oscilatorio pero que pueden exhibir caracteres irregulares de otros tipos de zoneamiento, que tienen relación Th/U baja ( $<0.1$ ), así como concentraciones de U y Th reducidas, y cuyos patrones de tierras raras son pronunciados (Rubatto et al., 1999; Hoskin e Ireland, 2000; Rubatto et al., 2001; Rubatto, 2002).

Respecto a la relación Th/U, se ha propuesto su uso como un índice para discriminar entre zircones de origen ígneo de los de origen metamórfico. De manera empírica se ha establecido un valor de Th/U = 0.1 como límite, así que cuando Th/U  $> 0.1$  se asume que el zircón es de origen ígneo (Williams et al., 1996; Vavra et al., 1999; Hoskin e Ireland, 2000; Pidgeon et al., 2000; Belousova et al., 2002; Hidaka et al., 2002). Sin embargo, este criterio es controversial ya que se ha demostrado la existencia de zircón metamórfico con una razón Th/U alta (Bingen et al., 2001; Möller et al., 2002). Además se ha sugerido que una razón Th/U baja en los zircones, parece ocurrir en rocas en las que diferentes fases minerales (p. ej. alanita o monacita) compiten por el Th (Möller et al., 2003). De este modo, por sí sola, la relación Th/U no es criterio suficiente como para definir si un zircón es de origen metamórfico o no.

El zircón metamórfico puede formarse en un amplio rango de procesos distintos: a) Por precipitación a partir de un fundido en condiciones de anatexis (Roberts y Finger, 1997); b) Por precipitación de fluidos metamórficos (Williams et al., 1996); c) A través de reacciones en estado sólido, i.e. nucleación y cristalización por difusión de Zr y Si provenientes de reacciones metamórficas (Fraser et al., 1997; Pan, 1997; Bingen et al., 2001; Degeling et al., 2001; Möller et al., 2003); d) Por recristalización de zircones preexistentes (Black et al., 1986; Fried y Kinny, 1995; Bowring y Williams, 1999; Rubatto et al., 1999; Hoskin y Black, 2000).

*Zircones Detríticos.* En años recientes, la aplicación de la geocronología U-Pb a minerales detríticos ha crecido de forma acelerada, ello se debe a la posibilidad de obtener con rapidez y precisión edades en cristales individuales con el aprovechamiento de las tecnologías actuales como la microsonda iónica y los sistemas de ablación por láser.

El análisis geocronológico de zircones detríticos pretende caracterizar una población entera de datos por medio de un gran número de edades de granos individuales. La cantidad de datos que se producen al analizar zircones detríticos facilita la realización de estudios de

proveniencia en rocas sedimentarias y metasedimentarias. En esos estudios se pretende determinar la edad primaria de la roca fuente del zircón y/o establecer la edad máxima para la sedimentación de la roca que los contiene, con objeto de limitar las reconstrucciones paleogeográficas o los análisis tectónicos. Sin embargo, las interpretaciones derivadas deben ser hechas cuidadosamente, ya que, en principio, la edad de los zircones refleja el tiempo de su cristalización primaria el cual raramente es perturbado por los procesos de erosión-transporte-sedimentación-compactación-cementación-diagénesis.

La condición crítica que deben cumplir los estudios de proveniencia basados en zircones detríticos, es que la muestra (número de cristales analizados) debe ser representativa de la población total, o sea, que debe contener todos los componentes de edad, ya que la correcta identificación de las fuentes sedimentarias a través de edades isotópicas de minerales detríticos es dependiente de la probabilidad y la estadística. Por esto, es necesario contar con cantidades de datos estadísticamente significativas para disminuir la probabilidad de que falten componentes poblacionales en las muestras analizadas. Ello también implica que se deben evitar criterios de discriminación de granos e intentar hacer una selección aleatoria y representativa de la población entera.

A la fecha, de manera empírica, es ampliamente aceptado que el tamaño de la muestra en estudios de zircones detríticos sea de ~59-60 granos seleccionados al azar (Williams, 1998) para tener una probabilidad del 95 % de que las poblaciones existentes se definen con por lo menos un 5 % de abundancia relativa. Pero se ha sugerido que se requieren de 117 granos para asegurar que todas las poblaciones estén representadas al menos al 5% (Vermeesch, 2004). Sin embargo, se han encontrado casos complejos en los que ni muestras con 117 granos definen todas las variaciones poblacionales (Link et al., 2005).

De lo anterior se deduce que las poblaciones halladas en una muestra están directamente relacionadas al número de granos analizados, por lo que entre mayor sea ese número, más alta es la probabilidad de que todas las poblaciones estén representadas. En el caso de que se analicen pocos zircones (< 60) la probabilidad de que las poblaciones estén subrepresentadas o ausentes es muy elevada, así que las interpretaciones de esos conjuntos de datos deben hacerse con mesura.

Los espectros de edad, o sea, el modo en que se distribuyen las edades de las poblaciones de zircones detríticos en la muestra, proporcionan información acerca del tiempo de eventos magmáticos y/o metamórficos en los que se han formado o han crecido los granos de zircón. Estos espectros se pueden comparar entre diferentes regiones a fin de deducir una posible área fuente para la muestra o unidad litológica bajo estudio.

En el análisis de algunas rocas metamórficas de esta tesis, además de las gráficas de concordia, se emplean diagramas de estimación de distribuciones para conocer la manera en que se configuran los componentes poblacionales de las muestras. Los diagramas empleados son los histogramas de frecuencias y los de distribución de probabilidad (probability density plots), que se

presentan combinados de tal modo que se complemente la información que reportan y se reduzcan las limitaciones propias de cada uno.

Un histograma de frecuencias es una gráfica en la que se representa la distribución de un conjunto de datos mediante barras verticales. Esta herramienta estadística nos permiten visualizar gráficamente la distribución de una variable continua, donde cada una de las barras corresponde a un intervalo de valores y su altura es proporcional al número de veces (frecuencia) con que aparecen los valores de cada intervalo. El diagrama de distribución de densidad de probabilidad de edad exhibe una curva definida a través de la estimación de la probabilidad de que una edad ocurra en un rango específico de tiempo.

Los histogramas tienen dos importantes limitaciones: a) no muestran información acerca de la precisión de las edades (es decir, que los errores analíticos se descartan), y b) la apariencia del diagrama es vulnerable a sesgo debido a una elección potencialmente tendenciosa del tamaño de intervalo (Sircombe, 2000).

La elección del tamaño de intervalo varía considerablemente, desde pocos millones hasta centenas de millones de años. Ya que la selección de ese tamaño puede ser una decisión arbitraria, accidental o en el peor de los casos sesgada para influir en la apariencia o interpretación del histograma, es necesario realizar una inspección básica de los datos con objeto de identificar los parámetros estadísticos fundamentales (p. e. rango, promedio, la o las modas, etc.) del conjunto.

En este estudio, para el análisis y comparación de las rocas metasedimentarias (Ov 5X, Ov 112, Ov 177, Gt 0417, Ov 142B) y los gneises (Ov 59, Ov 76), se eligió un intervalo de 100 Ma con objeto de evitar la sobrestimación de cantidades pequeñas de datos que pudieran producir picos de concentración aparentes y por tanto interpretaciones equivocadas. Asimismo, la escala temporal se ajusta a 2 mil millones de años, ya que en este lapso se encuentra casi el total de edades y sólo unas pocas son mayores.

La gráfica de densidad de probabilidad compensa las dos limitaciones del histograma de frecuencias. Primero, los errores de las edades individuales se utilizan en el cálculo de la estimación de la distribución de densidad de probabilidad. Segundo, la estimación de la distribución de la muestra se realiza en pasos de 1 Ma, por lo que el potencial de alterar la apariencia del diagrama es eliminado y de hecho está estandarizado para permitir la comparación entre los conjuntos de datos de edad (Sircombe, 2000).

#### Imagenología de zircones por catodoluminiscencia

La catodoluminiscencia (CL) es un fenómeno óptico-electromagnético producido cuando un haz de electrones de alta energía incide en un material luminiscente (cristales de zircón en este estudio) lo cual origina la emisión de fotones. La señal de CL proviene de la región superficial de la muestra en donde tiene lugar la pérdida de energía de los electrones incidentes (Götze y Kempe, 2009).

La CL permite mostrar detalles de los minerales, que no son apreciables mediante técnicas de microscopía convencional. Así, las imágenes de cátodoluminiscencia de los cristales de zircón revelan características de su estructura interna como núcleos heredados, patrones de zoneamiento (oscilatorio, sectorial, “patchy”), características de reabsorción o alteración, microestructuras de deformación, superficies de truncamiento, sobrecrecimientos metamórficos, entre otras, que no son visibles o son apenas perceptibles con luz transmitida, luz reflejada u otras técnicas de imagenología (Hanchar y Miller, 1993; Vavra, 1994; Poller et al., 1997; Timms y Reddy, 2009).

La emisión de cátodoluminiscencia es una firma de las propiedades cristaloquímicas de los minerales y por lo tanto contiene información genética potencial (Rémond et al., 1992). En este sentido, la emisión de luz visible observada en la CL de zircones se atribuye principalmente al  $Dy^{3+}$  (Mariano, 1989; Rémond et al., 1992; Hanchar y Rudnick, 1995; Nasdala et al., 2003). Además se ha observado que otros iones como  $Nd^{3+}$ ,  $Sm^{3+}$ ,  $Gd^{3+}$ ,  $Tb^{3+}$ ,  $Er^{3+}$ ,  $Y^{3+}$ , son emisores en el espectro de luz visible (Ohnenstetter et al., 1992; Yang et al., 1992; Götze et al., 1999). En el caso del zoneamiento oscilatorio se ha mencionado que en las imágenes de CL las bandas ricas en U e Y aparecen oscuras mientras que las brillantes son pobres en esos elementos (Rubatto y Gebauer, 2000). El lector interesado en el tema puede consultar obras como las de Marshall (1988), Barbin y Schwoerer (1997) y Pagel et al. (2000), en adición a los artículos citados.

El uso principal que se da a las imágenes de CL de zircones en geocronología U-Pb es para identificar las características internas de los cristales, con objeto de definir los puntos de interés que se puedan fechar. Al obtener una o más edades en diferentes zonas o dominios dentro de un cristal se posibilita el entendimiento de algunos de los procesos que han actuado durante la vida de ese grano.

En casi todas las muestras de este trabajo fechadas por U-Pb se obtuvieron imágenes de CL de los zircones, con las cuales se apoyó la elección de que parte de los cristales se analizaría. Las imágenes aparecen en los mosaicos de las figuras 4.1, 4.18 y 4.21.

### Diagramas

*Diagramas de Concordia.* Son un tipo de gráfica de dispersión en el que se representan las relaciones isotópicas del sistema U-Pb. Dentro de la gráfica, el lugar geométrico en el que todos los puntos corresponden a edades  $^{206}Pb/^{238}U$  y  $^{207}Pb/^{235}U$  iguales (es decir, que las edades son concordantes) se simboliza con una línea curva que fue denominada concordia por Wetherill (1956a). La concordia es curva debido a que los isótopos de uranio decaen a diferentes tasas, el  $^{235}U$  decae más rápido que el  $^{238}U$  por lo que el  $^{207}Pb$  es producido con mayor rapidez que el  $^{206}Pb$ . Las edades que se ubican fuera de la concordia se denominan discordantes.

Los diagramas de concordia constituyen una herramienta básica en la geocronología U-Pb, ya que permiten una interpretación cualitativa de las edades y a que posibilitan una apreciación cuantitativa de las relaciones isotópicas. Además, con estas gráficas se puede visualizar el tamaño

de la muestra, la distribución de las edades, la relación de las edades con la curva de concordia y los errores de las edades individuales. La interpretación de los resultados en estos diagramas se fundamenta en el arreglo de los datos y en las intersecciones concordia/discordia.

Dos variantes del diagrama de concordia son las que más se emplean, el tipo Wetherill o convencional (Wetherill, 1956a, b), en el que se utilizan las relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y el tipo Tera-Wasserburg en el que se usa  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Tera y Wasserburg, 1972). El segundo tipo de diagrama tiene algunas ventajas sobre el primero:

- » No requieren los valores iniciales de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ni  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .
- » Este diagrama es más útil para rocas fanerozoicas, ya que minimiza el efecto del error por deficiencia de  $^{207}\text{Pb}$  radiogénico de las edades U-Pb jóvenes, esto se manifiesta en una intersección concordia/discordia inferior mejor definida.
- » En esos diagramas Tera-Wasserburg los errores tienen menor correlación que en los diagramas Wetherill, por lo que son más apropiados para representar muestras con distribuciones complejas de edades.

Por las razones aludidas, en esta disertación se emplean con preferencia los diagramas Tera-Wasserburg, ya que con las relaciones isotópicas que utilizan se calculan edades mesozoicas y cenozoicas más confiables y ello lo hace apto para las muestras aquí analizadas.

La discordancia con frecuencia observada en los diagramas de concordia muestra que la mayoría de zircones no deberían considerarse como un sistema cerrado respecto al sistema U-Pb, por lo que una evaluación precisa de las edades individuales es requerida y se deben considerar varias interpretaciones posibles.

Las edades individuales con un alto grado de concordancia y errores pequeños producen edades de intersección muy precisas que son poco sensibles a los procesos de pérdida de plomo que pudieran ocurrir a lo largo del tiempo de vida de un zircón. Por otra parte, cuando la intersección inferior no es exacta (o sea, que tiene un error grande) puede ser debido a diferentes causas y puede no tener significado geológico.

Hay algunas explicaciones admisibles para la discordancia de las edades de zircón: a) Por pérdida de plomo (o la poco probable pérdida de uranio, o ganancia de uranio o plomo) que afectó al sistema U-Pb del zircón (Wetherill, 1956a, b; Tilton, 1960; Wasserburg, 1963; Wetherill, 1963); b) Que la población de zircones de una muestra sea una mezcla de granos de diferente edad (Steiger y Wasserburg, 1966; Gebauer y Grünenfelder, 1979); c) Que los granos individuales internamente estén compuestos por zonas de diferente edad (Black et al., 1986; Kinny et al., 1988).

*Diagramas TuffZirc.* En las rocas ígneas o de protolito ígneo, el mejor estimado de la edad se obtuvo con el algoritmo TuffZirc age (Ludwig y Mundil, 2002), función implementada como Zircón age extractor en Isoplot versión 3.75 (Ludwig, 2012). La edad calculada por ese algoritmo

no es más que el promedio del grupo más grande de edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de zircones individuales, internamente concordantes y estadísticamente coherentes. Si TuffZirc encuentra un grupo coherente de al menos cinco análisis (o  $0.3 * \text{el número total de análisis}$ , el que sea mayor), procede a calcular el promedio y su error y los presenta como la edad del grupo. El algoritmo produce una incertidumbre asimétrica extendida en la dirección de mayor complejidad estadística y en el mejor de los casos el error computado es comparable al error del análisis más preciso utilizado en el cálculo.

Los gráficos producidos por TuffZirc presentan un esquema de barras de colores para mostrar la edad calculada, dichas barras tienen un significado diferente según el color: las de color rojo representan los datos que se emplean para calcular la edad promedio, las barras de color azul representan los datos que no se usan en el cálculo pero son edades válidas y las barras de color blanco representan los análisis que tienen error muy alto y el algoritmo los elimina del cálculo. Las edades calculadas con este método sólo utilizan grupos de datos contemporáneos y coherentes y se dejan fuera las edades heredadas.

#### Dispersión Estadística

Uno de los parámetros empleado con mayor frecuencia en las publicaciones que reportan edades U-Pb, como una prueba de la validez estadística de la línea de regresión presentada, es la MSWD (Mean Square Weighted Deviation, Desviación Media Ponderada Cuadrada), la cual representa una estimación de la dispersión observada en un conjunto de datos desde la línea de mejor ajuste a la dispersión esperada de esos datos basada en los errores asignados y el error de correlación. Si bien el significado primario de la MSWD implica dispersión de los datos en torno a una línea de regresión (isócrona, discordia, etc.) las interpretaciones o conclusiones derivadas de los valores calculados en esta variable no tienen un consenso general.

#### Criterio de Mejor Edad

La estimación de la mejor edad corresponde a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  cuando es menor de 1,000 Ma y a la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  cuando es mayor de ese umbral. Esta diferencia en elegir una u otra edad se debe a que en los cristales jóvenes la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es más precisa que las edades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ya que en éstas (conforme son más recientes) los errores son significativamente grandes y por lo tanto esas edades más imprecisas. Ésto se debe, en principio, a que el  $^{207}\text{Pb}$  se encuentra en pequeñas cantidades en los zircones jóvenes como consecuencia de la corta vida media del  $^{235}\text{U}$ , por lo que produce una baja intensidad de señal que es difícil de medir con la precisión adecuada, lo cual resulta en grandes errores analíticos cuando se están usando estándares de referencia por cierto número de veces y en último término, en determinaciones inexactas de las edades que dependen del  $^{207}\text{Pb}$  (Ireland & Williams, 2003). Las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  se consideran mínimas debido a la posibilidad de pérdida de plomo.

Lo anterior implica que para edades generalmente menores de 100 Ma, la discordancia por si sola no es un criterio con validez suficiente para evaluar la calidad del análisis ya que su cálculo necesita de la edad  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  ó  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

La incertidumbre de la edad es reportada a 2 sigma. Las edades finales, excepto las más jóvenes o que estén muy cercanas entre si, son redondeadas a los enteros más próximos, de igual modo, los intervalos de error son redondeados. Cuando los errores obtenidos son desiguales, el redondeo se hace al entero mayor, de tal modo que resulten simétricos. Este redondeo se realiza con el fin de evitar una sobreestimación en la precisión numérica creada por los algoritmos del cálculo de las edades.

Los errores finales incluyen los errores propagados de las constantes de decaimiento, las incertidumbres analíticas y de calibración instrumental.

#### **4.4. DESCRIPCIÓN DE LOS FECHAMIENTOS**

Con objeto de tener una representatividad estadística que nos permitiera precisar la comprensión e interpretación de los datos geocronológicos, se seleccionó y analizó un conjunto vasto de muestras, ya que sólo cuando un número suficientemente grande de edades está disponible, se pueden inferir las principales regularidades del conjunto de datos y por lo tanto es posible elaborar argumentos verosímiles respecto a la edad efectiva de las muestras, las unidades litológicas de las que provienen y de los terrenos geológicos a los que pertenecen.

En este sentido, para caracterizar la edad del Complejo Las Ovejas, de la Filita San Diego y de diferentes intrusivos deformados y no deformados, así como el tiempo de su origen, posible proveniencia y eventos tectónicos que han afectado a esas litologías, se emprendió un estudio geocronológico combinado y complementario. Se realizaron un total de 43 dataciones en 28 rocas, de las cuales 24 fueron con el método de fechamiento U-Pb y la técnica de análisis puntual en cristales individuales de zircón a través de LA - ICPMS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, Espectrometría de Masas de Plasma Acoplado Inductivamente asociada con Ablación Láser) y 19 con el método de fechamiento K-Ar y la técnica de fusión total con láser. Con los datos U-Pb, se intenta diferenciar los diversos protolitos y estimar la edad del episodio de metamorfismo que originó al Complejo Las Ovejas, así como determinar la edad de cristalización de los intrusivos. Mientras que con los datos K-Ar se pretende corroborar el lapso del episodio metamórfico o el tiempo del enfriamiento regional, o posiblemente el inicio de la exhumación y el levantamiento.

En la tabla 4.4 se presentan las muestras datadas, su ubicación (coordenadas y localidad), tipo de roca y la unidad litológica a la que pertenecen. Esta tabla es complementaria de la tabla 4.5 en la cual se compendian las edades obtenidas. El reporte de resultados analíticos de cada muestra

se encuentra en el apéndice A, donde la tabla A.1 corresponde a los fechamientos K-Ar y la tabla A.2 concierne a las dataciones U-Pb.

<b>Tabla 4.4. Ubicación de las Muestras Datadas</b>			
<b>Muestra</b>	<b>Unidad / Roca</b>	<b>Ubicación</b>	
		<b>Latitud N; Longitud O*</b>	<b>Localidad</b>
<b>Complejo Las Ovejas</b>			
<b>Ensamble Basal</b>			
Esquitos Huité			
Ov 5X	Esquisto de mica, granate y estaurolita	14° 52' 42.3"; 89° 41' 21.0"	Sur de Huité, Oeste de San Miguel
Ov 112	Esquisto de mica blanca	14° 52' 20.9"; 89° 42' 32.4"	Sur de Huité, Terracería a Santa Cruz
Ov 177	Esquisto de mica, granate y estaurolita	14° 56' 09.1"; 89° 38' 15.5"	Suroeste de San Nicolás, Arroyo San Nicolás
Gneises Lampocoy			
Ov 59	Gneis de biotita (Grano fino)	15° 03' 15.5"; 89° 19' 55.4"	Carretera Gualán-La Unión
Ov 76	Gneis de biotita (Grano medio)	15° 02' 19.9"; 89° 23' 09.0"	Suroeste de Gualán, Terracería a Lampocoy
Anfibolitas			
Ov 61	Anfibolita	15° 05' 34.0"; 89° 21' 15.0"	Carretera Gualán-La Unión
Ov 176	Anfibolita	14° 56' 06.5"; 89° 38' 17.3"	Suroeste de San Nicolás, Arroyo San Nicolás
Unidad Metavolcánica			
Ov 107A	Metadacita	14° 54' 18.4"; 89° 42' 17.0"	Sur de Huité, Terracería a El Jute
<b>Ensamble Intrusivo</b>			
Metagranitoide Loma Pareja			
Ov 71B	Metagranitoide	15° 02' 42.3"; 89° 24' 17.1"	Suroeste de Gualán, Terracería a Lampocoy
Granitos Deformados			
Ov 5D	Granito lineado	14° 52' 39.5"; 89° 41' 22.5"	Sur de Huité, Oeste de San Miguel
Diques Pegmatíticos Deformados			
Ov 06-3	Granito deformado	14° 53' 44.1"; 89° 41' 53.0"	Sur de Huité, Terracería a El Jute
Ov 54B	Granito deformado	15° 06' 19.3"; 89° 21' 13.1"	Carretera Gualán-La Unión
Ov 107B	Granito deformado	14° 54' 18.4"; 89° 42' 17.0"	Sur de Huité, Terracería a El Jute

Granodioritas Deformadas			
Gt 0407	Granodiorita deformada	15° 04' 18.8"; 89° 20' 34.5"	Carretera Gualán-La Unión
Gt 0415	Granodiorita deformada	14° 57' 12.1"; 89° 32' 13.0"	Carretera a Chiquimula, Frente al cruce a Zacapa
Ov 64	Granodiorita deformada	15° 04' 52.4"; 89° 21' 03.5"	Carretera Gualán-La Unión
Diorita Deformada El Maguey			
Ov 9X	Diorita deformada	14° 53' 19.8"; 89° 48' 46.3"	Carretera Cabañas-San Diego, Al sur del Arroyo El Maguey
Filita San Diego			
Gt 0417	Metaarenisca	14° 47' 14.3"; 89° 45' 36.7"	Terracería a Chiquimula, Noreste de San Diego
Ov 142B	Metaarenisca	14° 42' 27.5"; 89° 37' 16.9"	Carretera Chiquimula-Ipala, Suroeste de San José La Arada
Plutón La Unión			
Ov 0430	Granodiorita	14° 58' 01.7"; 89° 23' 17.1"	Terracería Zacapa-La Unión, Suroeste de La Unión
Plutón Chiquimula			
894A	Granito	14° 48' 21.5"; 89° 34' 31.5"	Oeste de Chiquimula, Carretera Chiquimula-La Laguna
Intrusivo Las Joyas			
Ov 0424	Granodiorita	14° 53' 12.7"; 89° 45' 50.5"	Suroeste de San Vicente
Ov 0440	Granito	14° 53' 29.6"; 89° 48' 42.4"	Carretera a San Diego, Arroyo El Maguey
Intrusivos Máfico-Intermedios			
Ov 94	Diorita	15° 01' 57.4"; 89° 17' 58.7"	Carretera Gualán-La Unión
Ov 39-2	Diorita	14° 53' 57.1"; 89° 49' 03.5"	Carretera Cabañas-San Diego
Ov 48-2	Granodiorita	15° 05' 02.6"; 89° 21' 05.3"	Carretera Gualán-La Unión
Otros Intrusivos			
Ov 131	Granodiorita deformada	15° 02' 40.5"; 89° 41' 53.5"	Terracería Monte Grande-Santa Rosalia
Ov 0421	Granito deformado	14° 46' 29.3"; 90° 33' 08.0"	

\*: Datum empleado: WGS 84

#### 4.4.1. Edades del Complejo Las Ovejas

##### 4.4.1.1. Edades de las Litologías del Ensamble Basal

###### a. *Esquistos Huité*

Se analizaron tres muestras de esquistos que tienen diferencias en contenido y proporción de sus minerales constituyentes, así como en su microfábrica. Estos ejemplares proceden de la parte central del Complejo Las Ovejas, en particular, de la región ubicada al sur-sureste del poblado Huité (fig. 3.1), dentro de la carta topográfica Zacapa (fig. 1.2).

###### Ov 5X. Esquisto de mica, granate y estaurolita

Esta muestra fue colectada en un pequeño arroyo localizado al oeste-suroeste del pueblo San Miguel, al sur de Huité (fig. 3.1). Es una roca con tamaño de grano fino a medio compuesta por mica blanca, cuarzo, feldespatos, biotita y porfiroblastos de granate y estaurolita, los cristales de granate son euhedrales de hasta 2 mm de diámetro y la estaurolita es subhedral y menor a 1 mm de longitud. La foliación es espaciada y muestra una lineación mineral incipiente.

Los zircones de este esquistos varían en color de amarillo claro a naranja claro y hay algunos de tonalidad rosa claro. La mayoría de cristales tienen forma de prismas tanto cortos como largos con relación largo-ancho 2:1 a 6:1, aproximadamente, y terminaciones piramidales, en muchos de éstos se observan aristas y vértices redondeados. Además hay cristales con forma redondeada y ovalada. Los rasgos mencionados permiten interpretar que los granos estuvieron sujetos a transporte. Las imágenes de cátodoluminiscencia revelaron zircones con características internas heterogéneas, hay granos con núcleo homogéneo con baja y alta luminiscencia rodeados por etapas diferentes de crecimiento, otros cristales presentan zoneamiento oscilatorio tanto en núcleos como en sobrecrecimientos (fig. 4.1a).

Se realizaron 85 análisis, de los cuales se descartaron 7 por su alto porcentaje de discordancia. Las 78 edades restantes abarcan un rango muy extenso que va desde Jurásico Tardío hasta Paleoproterozoico, el zircón más joven tiene  $150 \pm 1$  Ma y el más viejo  $2012 \pm 19$  Ma. Los componentes de edad son, del Jurásico (8, 150 – 200 Ma), Triásico (12, 207 – 249 Ma), Pérmico (9, 251 – 297 Ma), Carbonífero (6, 300 – 337 Ma), Ordovícico (2, 459 y 465 Ma), Neoproterozoico (20, 552 – 997 Ma), Mesoproterozoico (19, 1001 – 1434) y las edades individuales de 537 Ma y 2012 Ma).

En la figura 4.2a se muestra el diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg con el total de análisis. Se diferencian dos grupos principales, uno alrededor de 1 Ga y el otro en torno a 200 Ma, sin embargo, este último abarca un patrón de edades que aparenta continuidad desde los 150 hasta cerca de 350 Ma. En la gráfica de densidad de probabilidad (fig. 4.2b), se tiene un pico predominante hacia  $\sim 212$  Ma y dos picos secundarios en  $\sim 150$  Ma y en  $\sim 252$  Ma, además un intervalo menor extendido entre 800 a 1100 Ma. La fuente principal de los zircones del protolito sedimentario de este esquistos fueron rocas ígneas con edad del Triásico al Pérmico.

De esta muestra se preparó un concentrado de mica blanca para su fechamiento con el método K-Ar, la fracción mineral con tamaño de grano de 250 a 355  $\mu\text{m}$  produjo una edad de **28.8  $\pm$  0.6 Ma**, que corresponde al límite Oligoceno Temprano - Oligoceno Tardío.

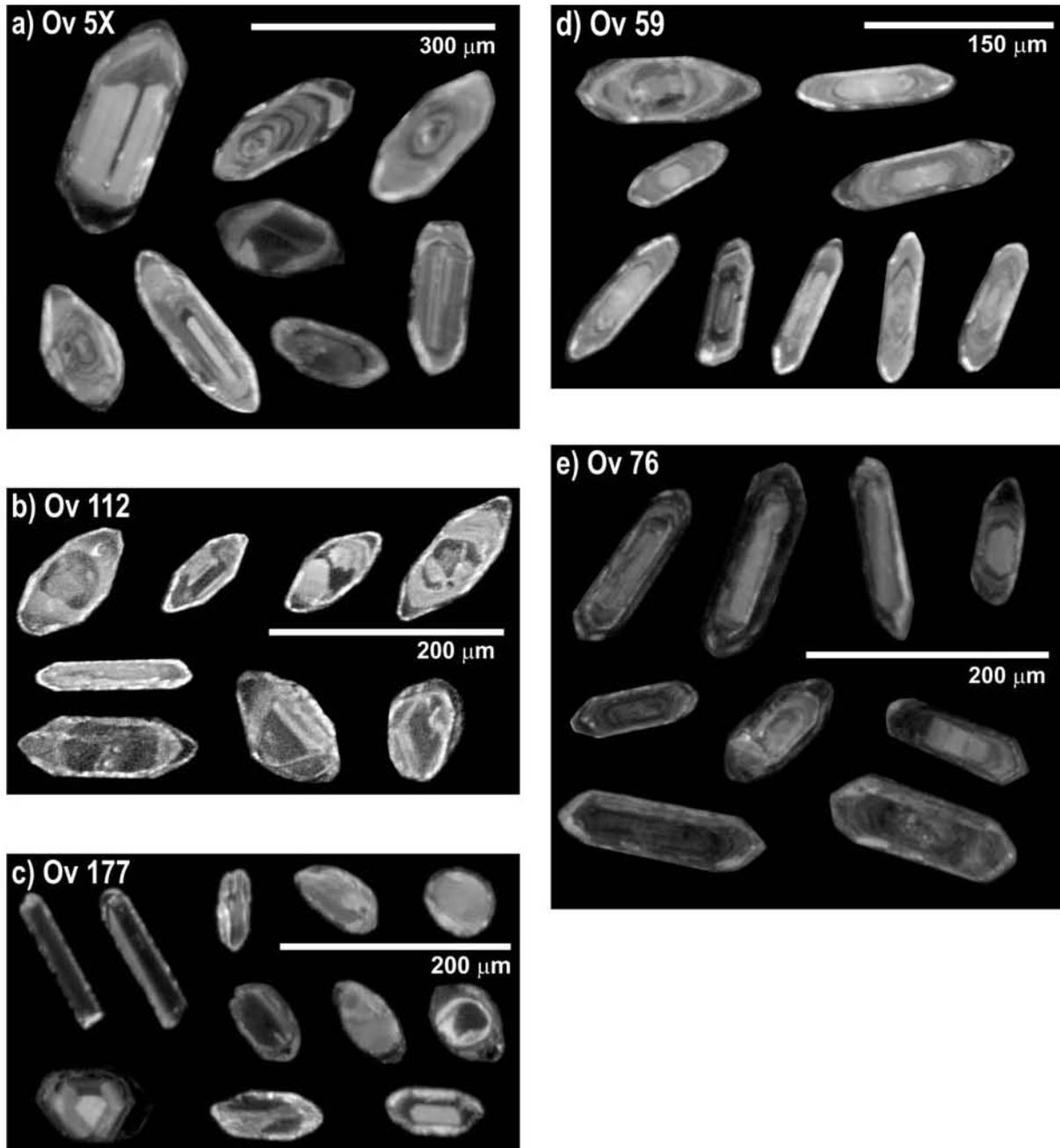


Figura 4.1. Imágenes de cátodoluminiscencia de zircones de las muestras de las unidades del ensamble basal del Complejo Las Ovejas que ilustran las características internas de los cristales. a, b y c) Esquistos Huité. d y e) Gneises Lampocoy. Las barras blancas indican la escala aproximada.

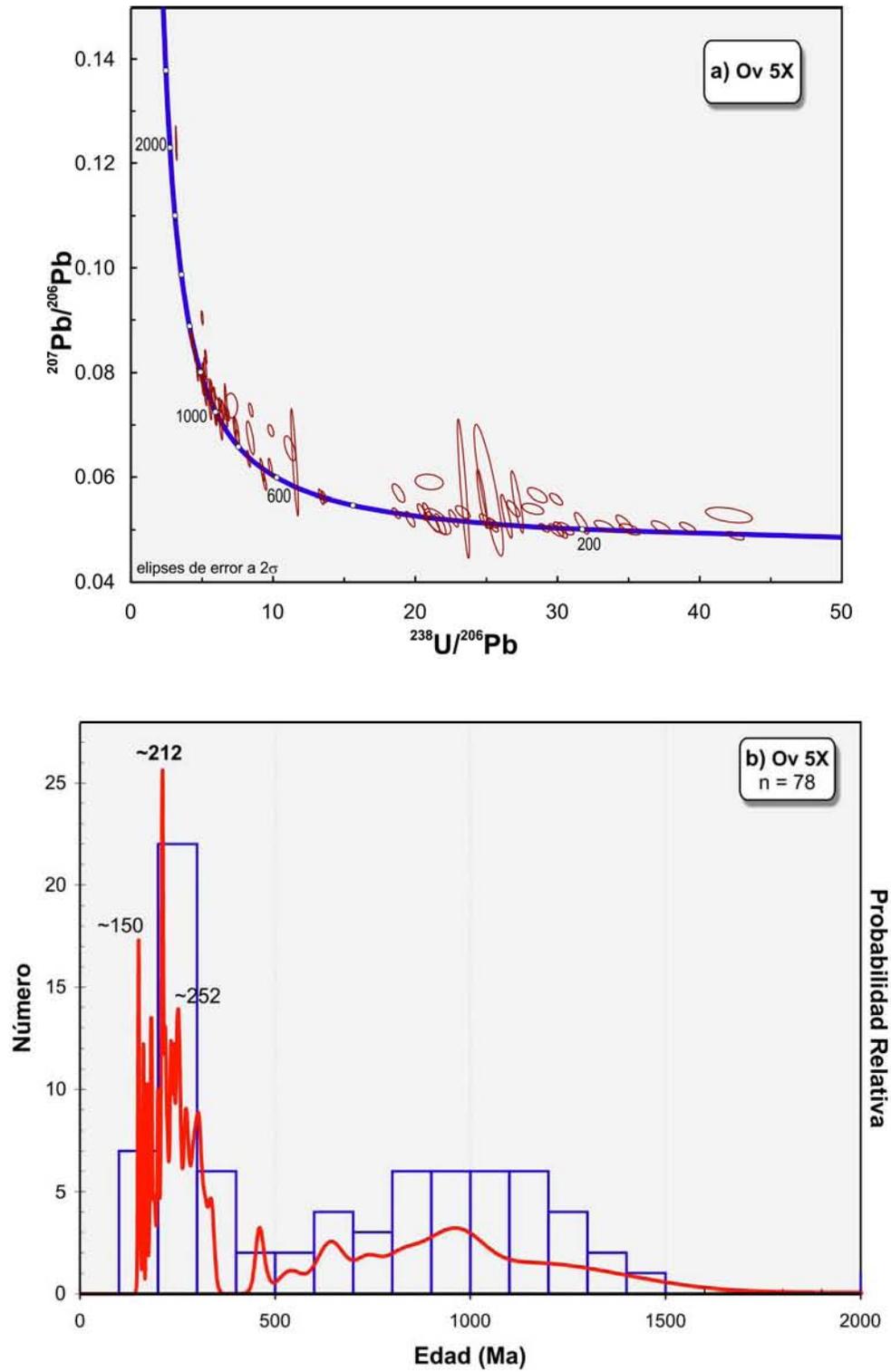


Figura 4.2. Gráficas de la muestra de micaesquisto de granate y estauroлита Ov 5X. a) Diagrama de concordia con el total de análisis. b) Diagrama de densidad de probabilidad.

## Ov 112. Esquisto de mica blanca

La muestra proviene de la región central del Complejo Las Ovejas, fue colectada al sur de Huité, en el corte de la terracería que va a Santa Cruz, aproximadamente 2 km al sureste antes del pueblo (fig. 3.1). Se trata de un esquisto de grano fino, compuesto de cuarzo y mica blanca con una foliación finamente espaciada y lineación mineral bien desarrollada. La roca contiene escasa estauroлита en forma de pequeños cristales subhedrales ( $< 0.25$  mm) distribuidos de manera aleatoria.

La forma de los cristales de zircón de este esquisto micáceo cubre un amplio rango, hay subhedrales, redondeados y ovalados o elipsoides, además hay prismas cortos y largos con y sin terminaciones piramidales y relación largo-ancho desde 2:1 a 7:1, aproximadamente, que con frecuencia tienen las aristas y los vértices redondeados. Esas particularidades permiten inferir que los granos estuvieron sujetos a transporte.

En las imágenes de catodoluminiscencia se observan cristales con características diversas, varios granos tienen núcleos redondeados con baja luminiscencia en los que se desarrollaron etapas diferentes de crecimiento. Otros granos exhiben un núcleo homogéneo y algunos más presentan zoneamiento oscilatorio tanto en núcleos como en los sobrecrecimientos (fig. 4.1b). Pocos cristales están rodeados por bordes diminutos de sobrecrecimiento.

Se realizaron 40 análisis en esta muestra, de los que se descartaron 4 por su alto porcentaje de discordancia ( $>10\%$ ), las 36 edades restantes abarcan un rango vasto que va desde el Jurásico Temprano hasta el Neoarqueano, el zircón más joven tiene  $179 \pm 1$  Ma y el más antiguo  $2652 \pm 24$  Ma. Los componentes de población son: Triásico (14, 218 – 246 Ma), Pérmico (2, 255 y 289 Ma), Devónico (4, 369 – 401 Ma), Ordovícico Temprano (3, 475 – 482 Ma), Cámbrico (3, 519 – 535 Ma), Neoproterozoico (6, 546 – 936 Ma) más los zircones individuales de 179, 1201, 1708 y 2652 Ma.

En el diagrama de la figura 4.3a, se puede observar la distribución de las edades que se disponen muy cerca y a lo largo de la línea de concordia. Debido al limitado número de análisis, sólo se perciben de manera sutil dos agrupamientos, el primero cerca de los 1000 Ma y el segundo hacia los 200 Ma, este componente del Triásico destaca sobre el conjunto. En la gráfica de densidad de probabilidad (fig. 4.3b), el acumulado de datos tiene un pico fuertemente dominante cerca de 237 Ma y un pico inferior en  $\sim 535$  Ma. La fuente principal de los zircones en los sedimentos del protolito de este esquisto fueron rocas del Triásico.

El concentrado de mica blanca de este esquisto con un tamaño de grano de 250 a 460  $\mu\text{m}$  fechado con el método K-Ar, resultó con una edad de  $29.6 \pm 0.9$  Ma, por lo que se ubica en el Oligoceno Temprano.

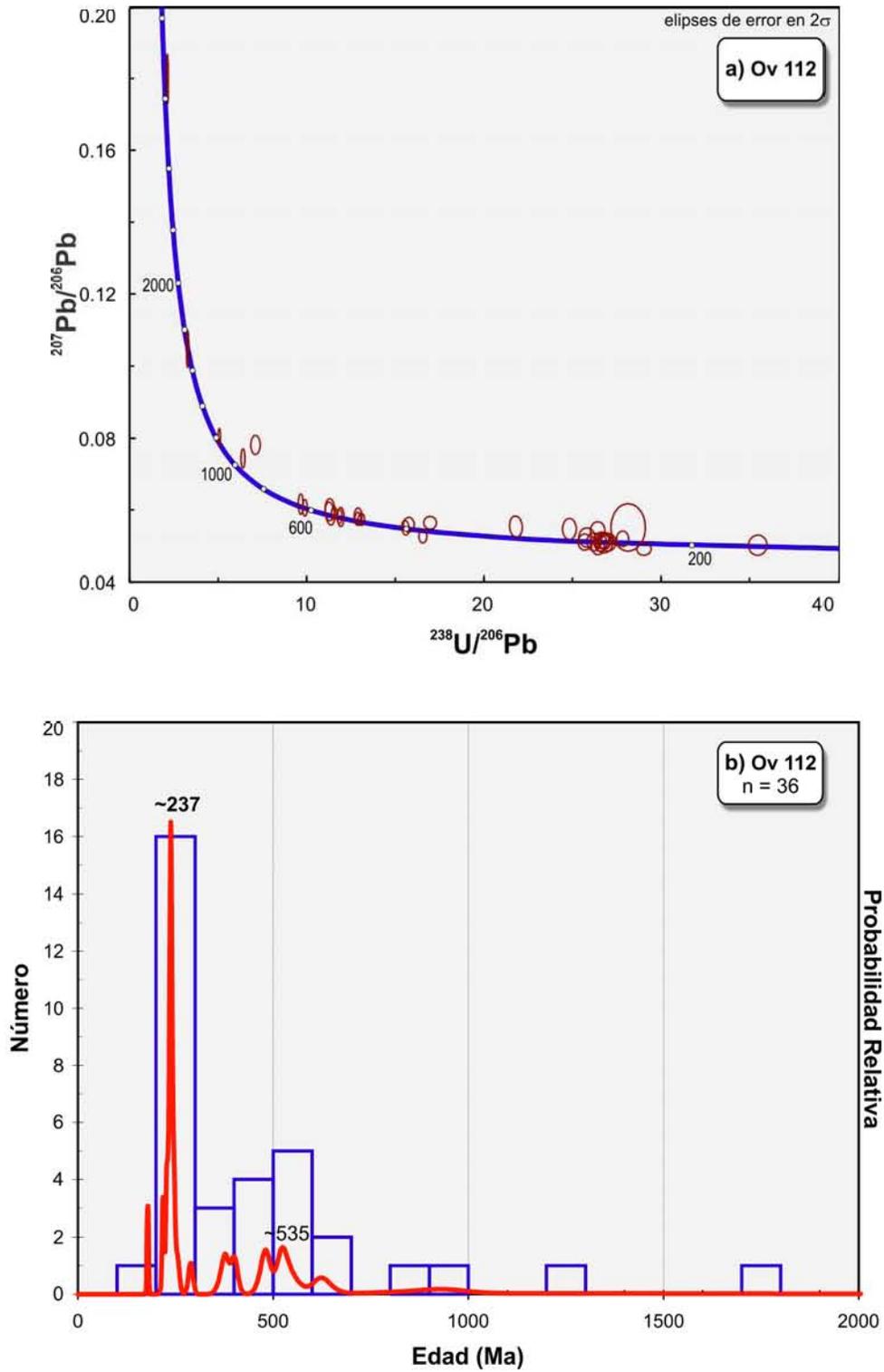


Figura 4.3. Diagramas de los análisis U-Pb del esquistu Ov 112. a) Diagrama de concordia del total de edades. b) Gráfica de densidad de probabilidad.

## Ov 177. Esquisto de mica, granate y estauroлита

Muestra colectada en el Río San Nicolás, al suroeste del pueblo San Nicolás, (fig. 3.1). Es un esquisto de grano medio a grueso, formado por mica blanca, biotita, feldespatos, cuarzo y porfiroblastos de estauroлита y granate. Esta roca exhibe foliación con un pobre desarrollo.

Los cristales de zircón en esta muestra varían de forma, de prismas cortos a prismas largos con terminaciones piramidales y relación largo-ancho desde 2:1 a 5:1, además hay granos con forma redondeada o elipsoide. Las imágenes de cátodoluminiscencia muestran una población heterogénea con cristales que tienen zoneamiento oscilatorio, otros con zoneamiento sectorial, algunos sin zoneamiento y hay granos con núcleo contrastante, en algunos es de luminiscencia pobre y en otros es de luminiscencia alta (fig. 4.1c).

Se realizaron 89 análisis, de los cuales se retiraron nueve por tener un porcentaje de discordancia o errores muy grandes. Las 80 edades validas abarcan desde el Oligoceno hasta el Paleoproterozoico, el zircón más joven tiene 31 Ma y el más viejo 1868 Ma. Los componentes son del: Oligoceno Temprano (3, 31 – 33 Ma), Eoceno (28, 35 – 43 Ma), Cretácico Temprano (2, 121 y 133 Ma), Jurásico Medio (3, 170 – 176 Ma), Triásico (3, 222 – 236 Ma), Pérmico (19, 259 – 295 Ma), Carbonífero (5, 303 – 332 Ma), Cámbrico (3, 488 – 503 Ma), Neoproterozoico (4, 579 – 938 Ma), Mesoproterozoico (8, 1046 – 1248) y las edades de 78 y 1868 Ma.

En la figura 4.4a, se presenta el diagrama de concordia con todas las edades, en éste se pueden diferenciar los conjuntos dominantes de datos. En el grupo más joven se ven elipses grandes y separadas de la línea de concordia, eso se debe a que las edades tienen altos porcentajes de discordancia lo que a su vez se origina por las dificultades inherentes en la medición del  $^{207}\text{Pb}$ .

El subconjunto de datos cenozoicos define una edad de intersección inferior de  $37.0 \pm 1.3$  Ma (fig. 4.4b) y la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta de  $37.6 +0.5/-0.3$  Ma (fig. 4.4c) que se forma con un grupo coherente de trece análisis limitado entre los 38.4 a 37.1 Ma.

En el diagrama de distribución de probabilidad de edades (fig. 4.4d), se observa un pico principal hacia 37 Ma y un pico secundario hacia 285 Ma, pero este último no está representando el tamaño real del componente Pérmico (compárese con el histograma) de la muestra. Ambos picos de concentración concuerdan con las poblaciones principales del Cenozoico y el Paleozoico Tardío. Un tercer grupo de edades mesoproterozoicas se percibe en el histograma de frecuencias pero no configura un pico de concentración en la curva de probabilidad. Los tres conjuntos de datos aludidos forman un patrón escalonado de edades en la población de zircones (fig. 4.4e).

Al notar la existencia de un grupo de edades cenozoicas en este esquisto, que no se hallan en las otras similares (Ov 5X y Ov 112), se procedió a fechar dos concentrados de mica blanca por el método K-Ar, con objeto de saber si la mica es contemporánea con este componente del Paleógeno. Ambas fracciones resultaron de la misma edad y aún más jóvenes que los zircones. La fracción con tamaño de grano de 250 a 355  $\mu\text{m}$  dio  $26.9 \pm 0.6$  Ma y la fracción de tamaño de grano entre 425 a 750  $\mu\text{m}$  produjo  $26.8 \pm 0.6$  Ma, ambas corresponden al Oligoceno Tardío.

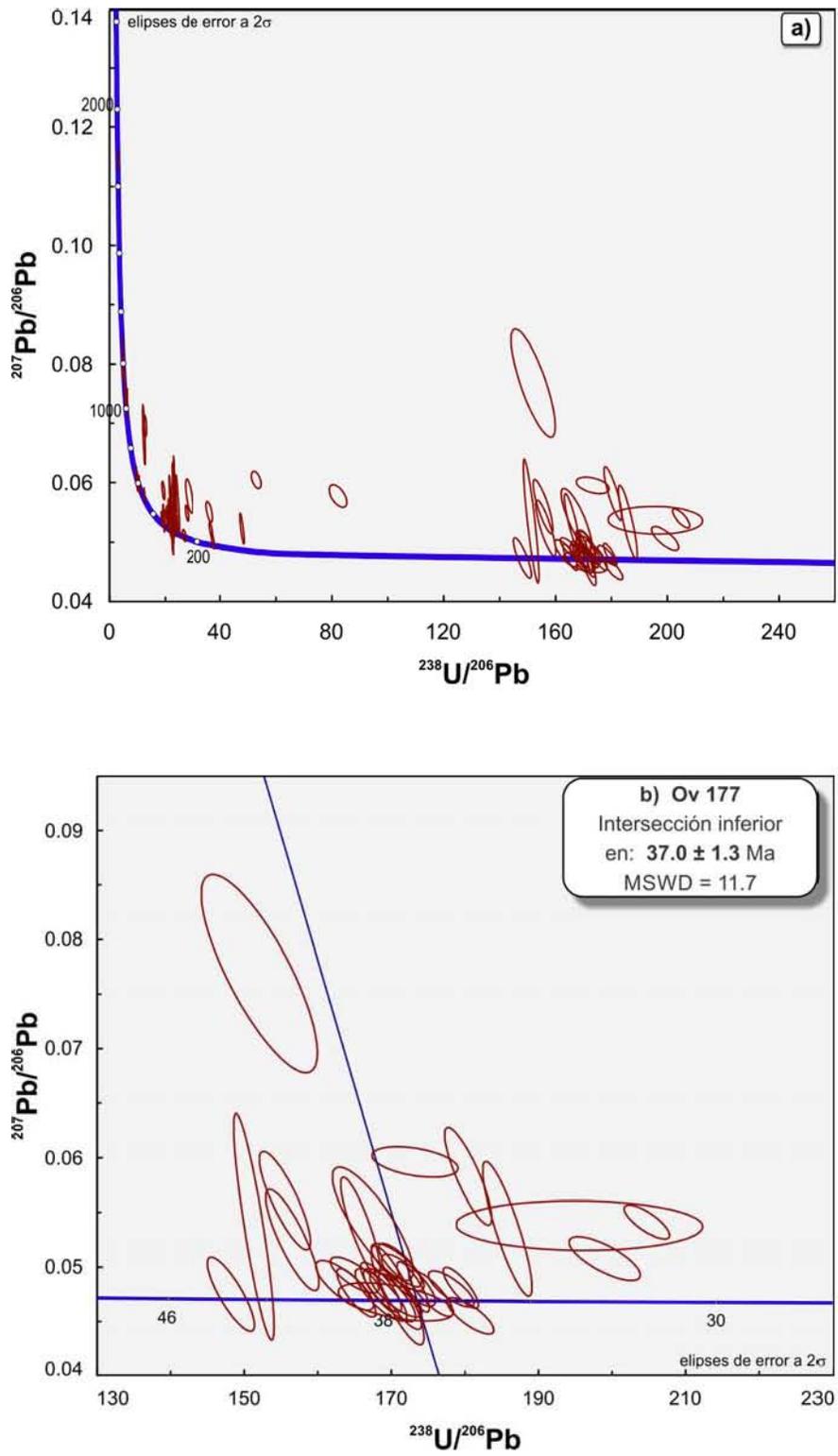


Figura 4.4.

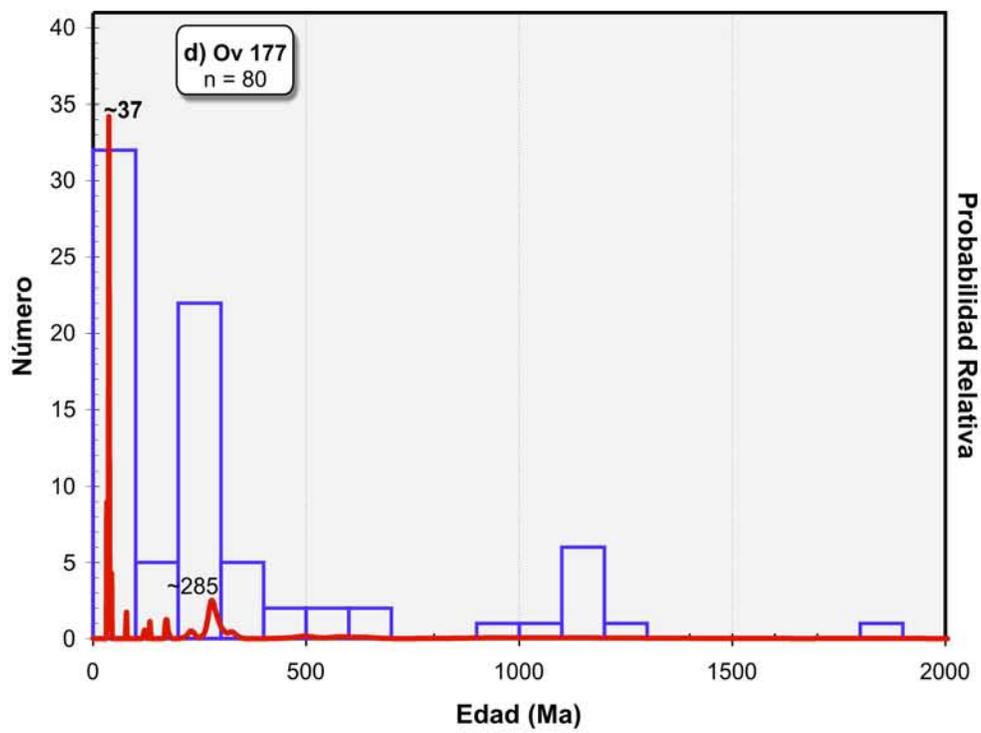
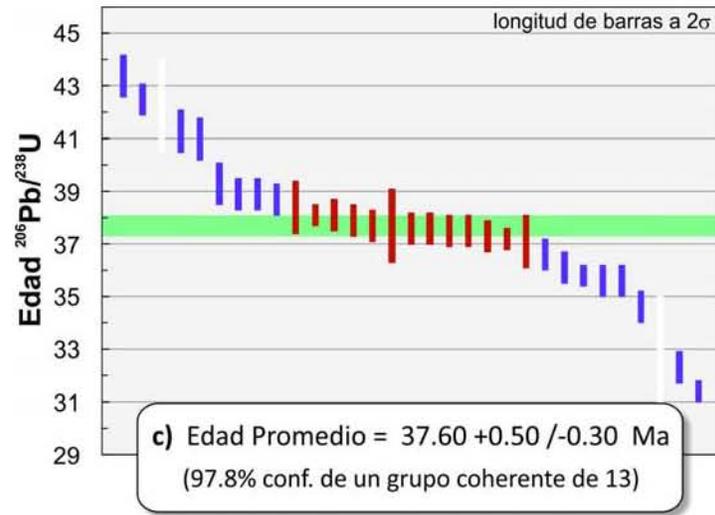


Figura 4.4.

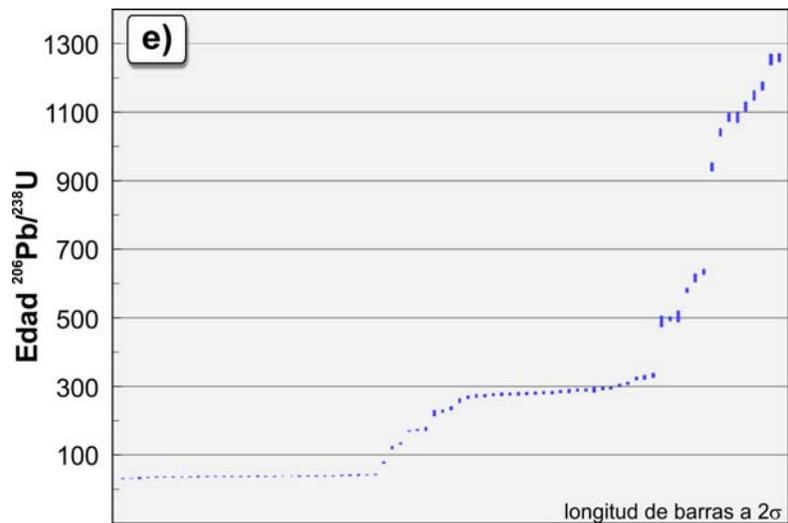


Figura 4.4 (p. 124-126). Edades del esquistos de granate y estaurólita Ov 177. a) Diagrama en el que se muestra el total de análisis, nótese la manifiesta separación de los grupos principales. b) Gráfica de la población de edades cenozoicas. c) Diagrama TuffZirc de la población cenozoica. d) Gráfica de densidad de probabilidad. e) Esquema que ilustra el patrón escalonado definido por las poblaciones de zircones de esta muestra.

#### b. *Gneises Lampocoy*

Se fecharon dos muestras de gneises de composición similar pero con diferentes rasgos de fábrica (tamaño de grano, características de la foliación, tipo de lineación, etc.), ambas provienen de la zona oriental del Complejo Las Ovejas, en la región al sur-suroeste de Gualán (fig. 3.1). El par de muestras se colectó de afloramientos frescos, donde los gneises están poco fracturados.

#### Ov 59. Gneis de biotita de grano fino

Esta muestra se tomó de una sección de afloramientos continuos formados por una litología homogénea consistente de ortogneises de biotita de grano fino que se encuentran en el corte de la carretera que va de Gualán a La Unión, al norte del poblado El Chile (fig. 3.1). La roca se constituye por biotita, feldespatos, cuarzo y escasa mica blanca y su fábrica es definida por bandeamiento composicional milimétrico (foliación espaciada muy fina) y por lineación mineral formada por hojuelas de biotita.

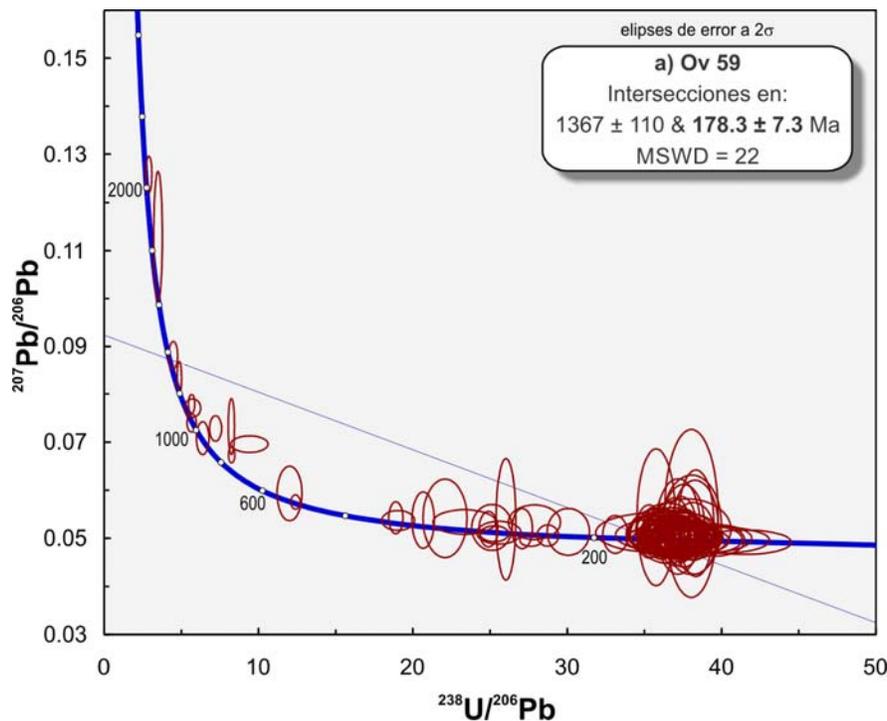
Los zircones de este gneis tienen características heterogéneas, su tamaño abarca de 100 a 250  $\mu\text{m}$ , el rango de tonos va desde incoloro a amarillos pálido a rosa o rojo claro, su forma también varía de euhedral con terminaciones piramidales a subhedral alargada, además hay granos de aspecto elipsoidal y redondeado. Debido a las heterogeneidades en color, forma y tamaño de los cristales, se realizaron 111 análisis en bordes y núcleos, con objeto de tener una población representativa de la mayoría de esas características. La relación Th/U de los zircones, junto con el

zoneamiento oscilatorio observado en las imágenes de catodoluminiscencia (fig. 4.1d), permiten interpretar un origen ígneo primario para estos minerales.

Del cálculo sólo se descartaron cuatro análisis por su porcentaje de discordancia mayor al 10%, las 107 mediciones correctas definen un extenso rango, el zircón más joven tiene  $153.5 \pm 4.5$  Ma y el más viejo  $2039.8 \pm 21.8$  Ma. La edad de intersección inferior es de  $178.3 \pm 7.3$  Ma y la superior es de  $1367 \pm 110$  Ma (fig. 4.5a), mientras que la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es de  $170.19 \pm 1.28/-0.85$  Ma (fig. 4.5b) definida con un grupo coherente de 56 mediciones con un intervalo de 164.9 a 175.6 Ma de un conjunto total de 78 edades jurásicas, este último cálculo se interpreta como la edad de cristalización del protolito del gneis. En el diagrama de distribución de densidad de probabilidad se produce un pico absoluto en  $\sim 171$  Ma (fig. 4.5c), reafirmando la edad promedio, y un segundo pico mínimo hacia 252 Ma, que corresponde al grupo de edades heredadas prevaleciente.

Los componentes de edad son del Jurásico (78, 153 – 191), Triásico (8, 210 – 250 Ma), Pérmico (4, 251 – 285 Ma), Carbonífero (3, 304 – 332 Ma), Cámbrico (2, 500 y 515 Ma), Neoproterozoico (4, 650 – 952 Ma), Mesoproterozoico (6, 1009 – 1385 Ma) y Paleoproterozoico (2, 1847 y 2039 Ma).

Con base en la asociación mineral y las características de los cristales y de la población de zircones, se infiere que el protolito de este gneis pudo ser alguna especie de depósito piroclástico.



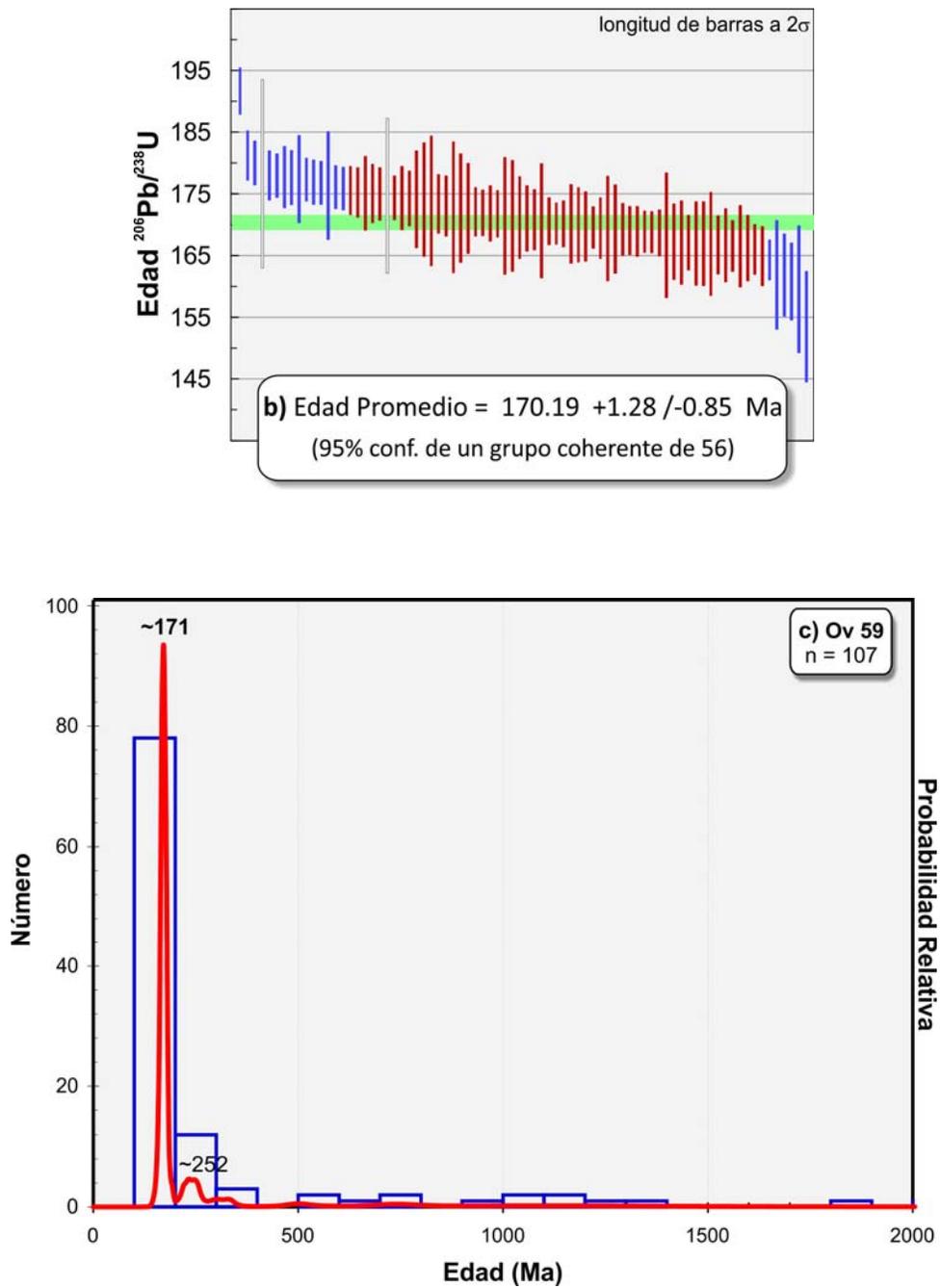


Figura 4.5. Diagramas de edades de la muestra de gneis de biotita Ov 59. a) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg de todos los análisis [página previa]. b) Gráfica TuffZirc de la población jurásica con la que se define la edad del protolito del gneis. c) Gráfica de distribución de probabilidad.

### Ov 76. Gneis de biotita de grano medio

Esta muestra fue tomada de un afloramiento de ortogneises de biotita que se encuentra al suroeste de Gualán, en el camino de terracería que conduce al poblado Lampocoy. La roca se compone de biotita, feldespatos y cuarzo. El gneis está penetrativamente foliado y lineado pero el bandeamiento composicional es pobremente definido debido al carácter predominantemente micáceo de la roca y la presencia de abundantes porfiroclastos de feldespato y cuarzo.

Los zircones obtenidos de este gneis varían en tonalidad de incoloro a amarillo, su forma es desde euhedral con terminaciones piramidales a subhedral alargada, además hay granos ovalados y redondeados. Su tamaño es de ~100 a 250  $\mu\text{m}$ . Las imágenes de cátodoluminiscencia revelaron texturas múltiples (fig. 4.1e), abundan los granos con zoneamiento oscilatorio, otros cristales tienen núcleos rodeados por sobrecrecimiento oscilatorio, hay núcleos con baja y alta luminiscencia, etc. La relación Th/U junto con el zoneamiento oscilatorio observado, permiten interpretar un origen primario ígneo para estos zircones. Dada la versatilidad de características, se realizaron 117 análisis, tanto en núcleos como en sobrecrecimientos, con objeto de tener una población representativa de las heterogeneidades.

Se descartaron cinco mediciones debido a su alto porcentaje de discordancia, las 112 edades restantes definen un rango temporal vasto, el zircón más joven tiene  $153.9 \pm 7.8$  Ma y el más viejo  $2041.4 \pm 17.7$  Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama de concordia es de  $172.4 \pm 8.0$  Ma y la superior es de  $1279 \pm 95$  Ma (fig. 4.6a), mientras que la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es de **170.03 +0.7/-0.8** Ma (fig. 4.6b), definida con un grupo coherente de 73 análisis que cubren un rango de 163.7 a 174.9 Ma de un conjunto de 85 edades jurásicas. Este dato se interpreta como la edad de cristalización del protolito ígneo del gneis. En el diagrama de distribución de densidad de probabilidad se produce un único pico hacia ~170 Ma (fig. 4.6c), reafirmando la edad promedio. Las poblaciones componentes del espectro de edad son del: Jurásico (85, 153 – 179 Ma), Devónico (2, 369 y 377 Ma), Cámbrico (3, 518 – 540 Ma), Neoproterozoico (9, 576 – 927 Ma), Mesoproterozoico (8, 1013 – 1303 Ma) y Paleoproterozoico (2, 1988 y 2041 Ma) más las edades individuales de 202, 255 y 452 Ma.

De esta muestra se concentró la biotita para su fechamiento con K-Ar, la fracción con tamaño de grano de 250 a 460  $\mu\text{m}$  produjo una edad de **29.1  $\pm$  0.8** Ma, cerca del límite Oligoceno Temprano - Oligoceno Tardío.

No obstante las similitudes en las edades que exhiben ambos gneises, al efectuar una comparación detallada de los datos resaltan sutiles diferencias, por ejemplo: el intervalo de edades jurásicas está más limitado en el gneis Ov 76 que en el Ov 59, siendo de 153 a 179 (26) Ma y de 153 a 191 (38) Ma, respectivamente, pero el lapso temporal total es idéntico (153 – 2040 Ma). De modo semejante, la muestra Ov 59, aunque reducido, presenta el componente permo-triásico que se halla en los esquistos, en tanto que la Ov 76 sólo tiene un análisis de cada período. Estas desigualdades revelan ligeras heterogeneidades en las fuentes de los protolitos de esos gneises.

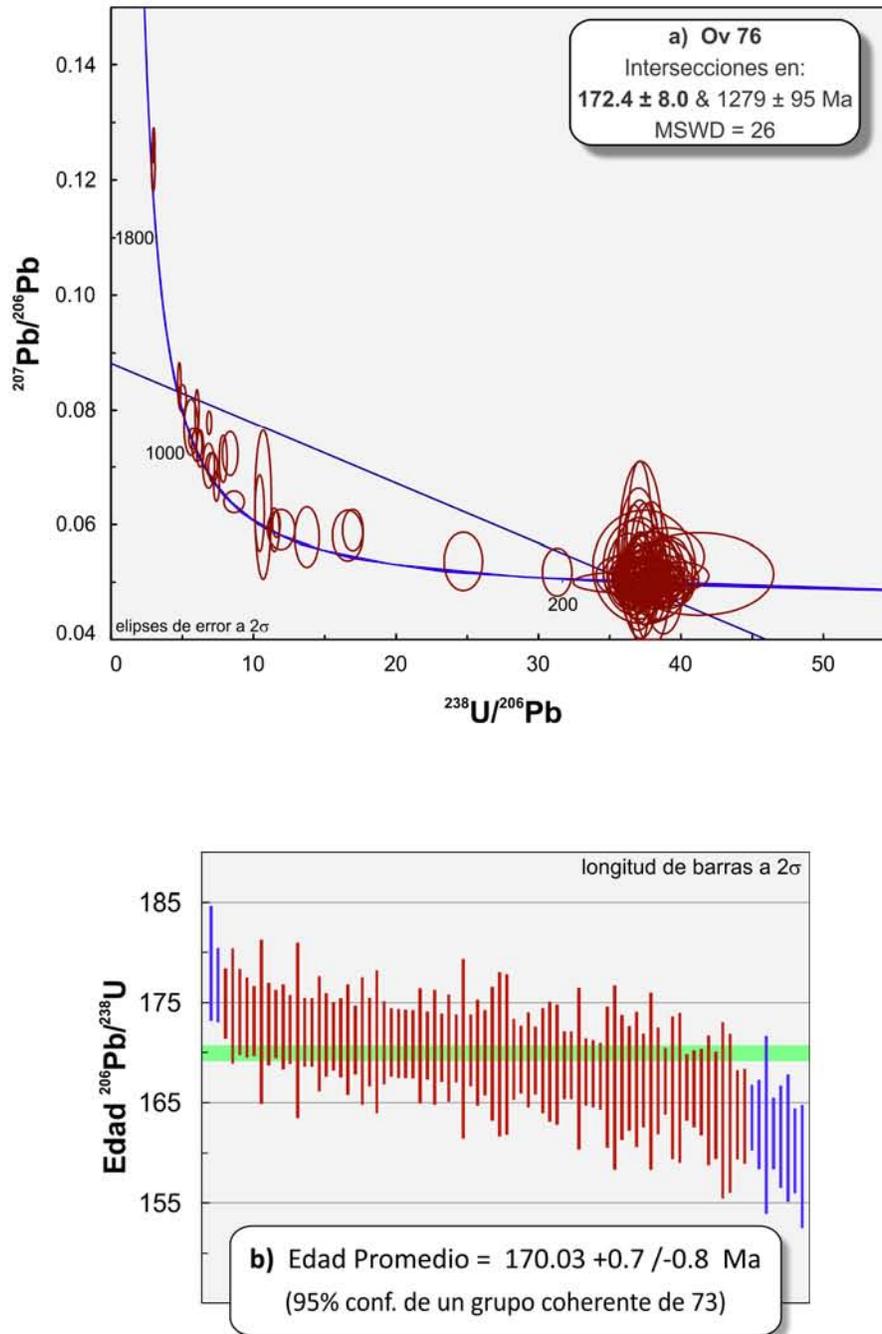


Figura 4.6. Edades calculadas para el gneis Ov 76. a) Diagrama de concordia con los 112 análisis. b) Gráfica de la población jurásica, ambas en la página anterior. c) Gráfica de densidad de probabilidad.

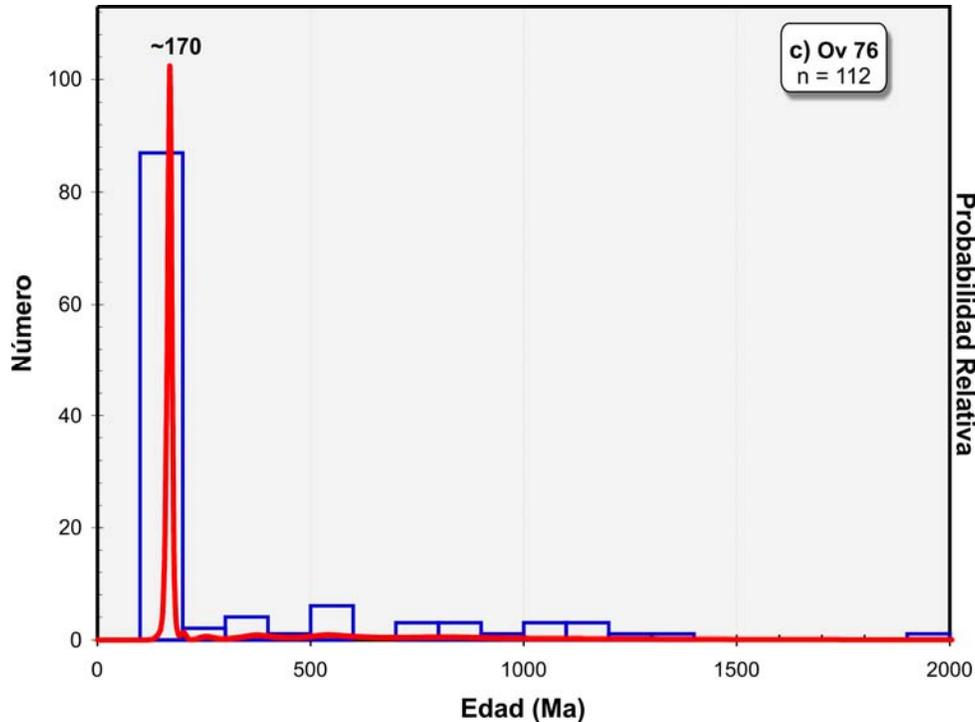


Figura 4.6 (continuación).

### c. Anfibolitas

#### Ov 61. Ortoanfibolita

Esta muestra es de una anfibolita que es expuesta en el corte de la carretera Gualán-La Unión, unos 100 m al sur del cruce de esta vía con el Río El Zapote (fig. 3.1).

Los zircones de esta roca tienen un tamaño de 100 a 250  $\mu\text{m}$  aproximadamente, la mayoría son euhedrales y alargados con terminaciones piramidales e incoloros, pocos son subhedrales. La relación largo-ancho va de 2:1 a 6:1. Hay algunos redondeados y ovalados. En las imágenes de CL se observan cristales con núcleo homogéneo rodeado por zoneamiento oscilatorio, en algunos se distingue un borde con mayor luminiscencia. Unos cuantos exhiben un núcleo redondeado en el que distintas etapas de crecimiento puede distinguirse según sus diferencias de luminiscencia.

Para esta muestra sólo se realizaron 29 análisis, los cuales son concordantes a ligeramente discordantes, por lo que no se rechazó ningún dato. El total de edades se limita al Jurásico, el zircón más joven tiene  $150 \pm 1$  Ma y el más antiguo  $197 \pm 2$  Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama Tera-Wasserburg es de  $168.3 \pm 5.1$  Ma (fig. 4.7a), y la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es de  $176 \pm 1$  Ma, definida con un grupo coherente de 9 análisis acotado entre 178 a 174 Ma (fig. 4.7b). El segundo resultado se estima que está mejor definido y se asume como el tiempo de cristalización del protolito ígneo de la anfibolita.

Se fecharon dos muestras de anfibolita con el método K-Ar (fig. 3.1). De la Ov 61 se hizo el concentrado de anfíbol cuya fracción con tamaño de grano de 150 a 250  $\mu\text{m}$  produjo una edad de  $36.7 \pm 2.0$  Ma que corresponde al Eoceno Tardío. Del concentrado de anfíbol de la muestra Ov 176 (colectada en el arroyo San Nicolás) se fechó la fracción con tamaño de grano de 210 a 250  $\mu\text{m}$  resultando una edad de  $45.6 \pm 4.3$  Ma que la ubican en el Eoceno Medio.

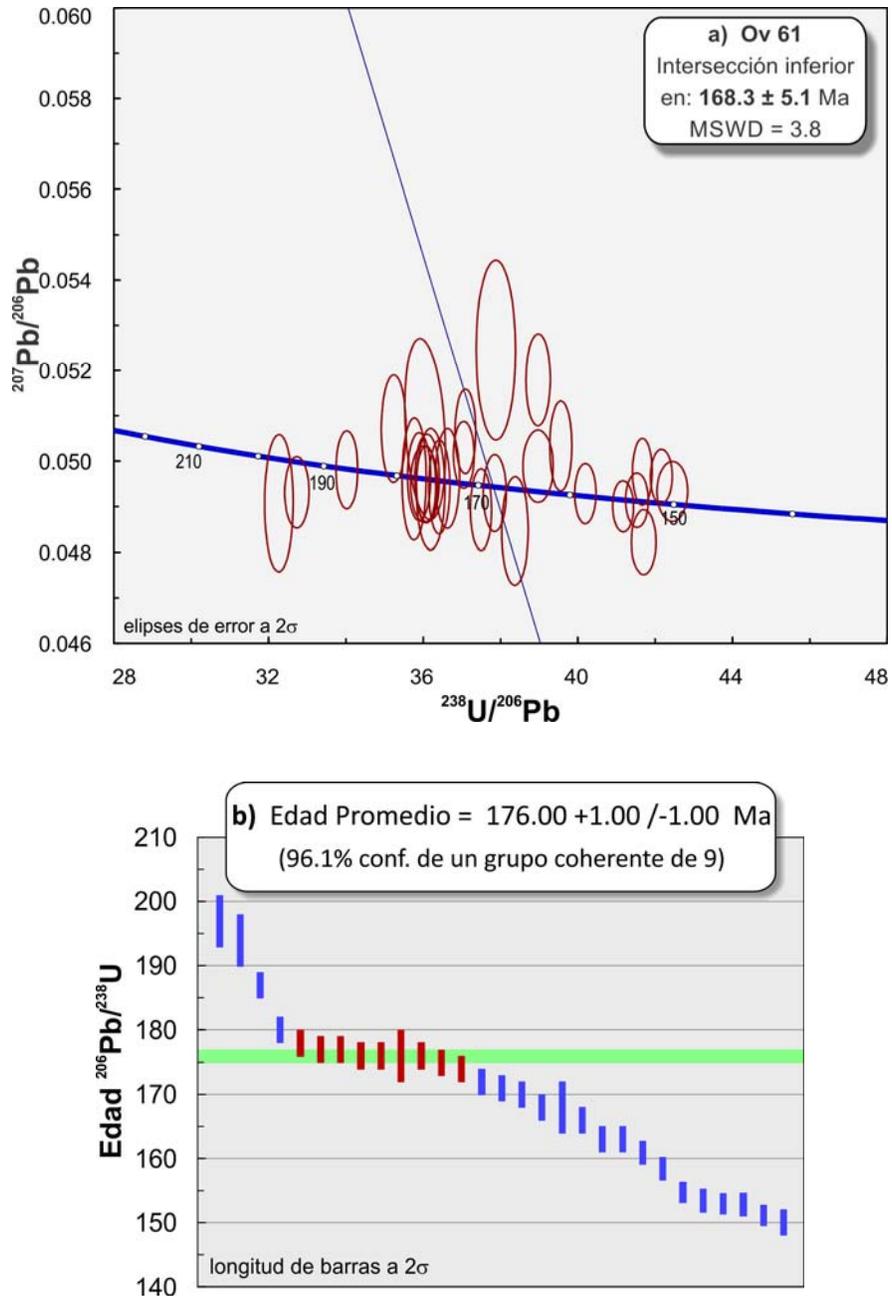


Figura 4.7. Diagramas de edad de la muestra de anfibolita Ov 61. a) Diagrama de concordia de la intersección inferior formada con los 29 análisis. b) Gráfica de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

d. *Unidad Metavolcánica*

## Ov 107A. Metadacita

Esta muestra se colectó aproximadamente 2.5 km al sureste de Huité en el corte de la terracería que va hacia El Jute. La roca tiene textura porfídica relicta con porfiroclastos de cuarzo inmersos en una matriz muy fina foliada de biotita.

En esta muestra se efectuaron 29 análisis que son concordantes a ligeramente discordantes con porcentajes de discordancia hasta del 5%, por lo que no se rechazó ningún dato. Las 29 edades produjeron un rango limitado al Mesozoico, el zircón más joven tiene  $113.6 \pm 0.8$  Ma y el más viejo  $211 \pm 1$  Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama de concordia calculada con todos los datos es de  $112 \pm 11$  Ma (fig. 4.8a), pero cuando ésta se deduce sólo con las edades del Aptiano se precisa a  $114.87 \pm 0.98$  Ma (fig. 4.8b). La edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta de  $115.8 +0.20/-1.20$  Ma, definida con un grupo coherente de 11 análisis que van de 116.3 a 114 Ma (fig. 4.8c). Dado que la edad de 114.9 Ma estadísticamente incluye a la edad de 115.8 Ma, es la que se interpreta como representativa del tiempo de cristalización del protolito de esta metadacita.

El reparto de los componentes poblacionales es: Aptiano (15, 114 – 119), Jurásico Tardío (2, 150 y 152), Caloviano (4, 163 – 165), Aaleniano (3, 174 – 176), Toarciano (3, 178 – 180) más las datos individuales (143 y 211 Ma). La distribución de las edades jurásicas de esta muestra concuerda con las obtenidas en los gneises y la anfibolita.

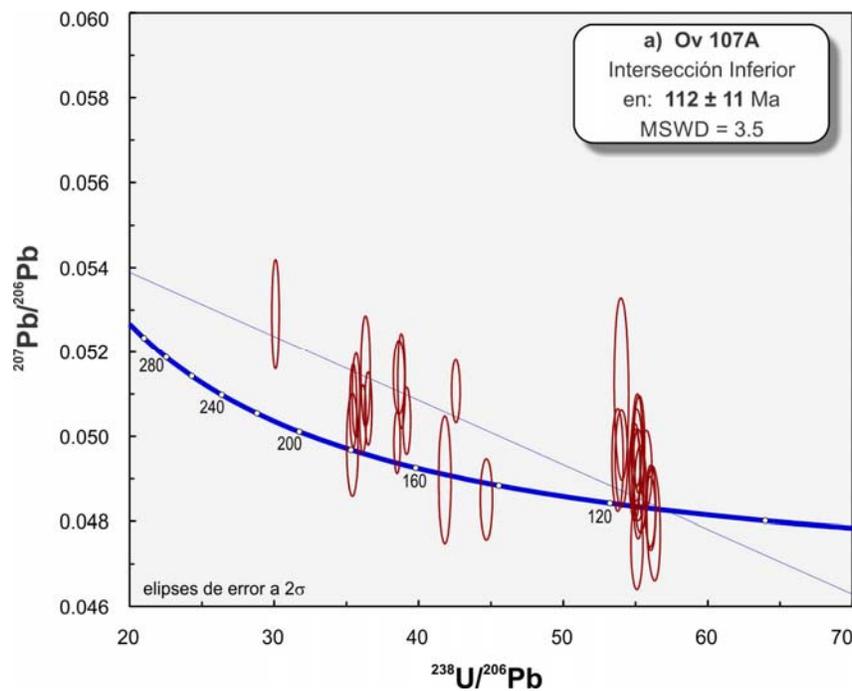


Figura 4.8.

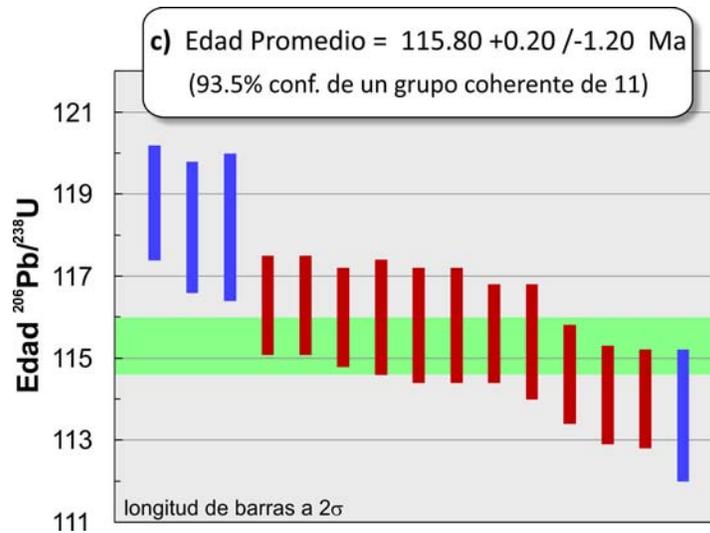
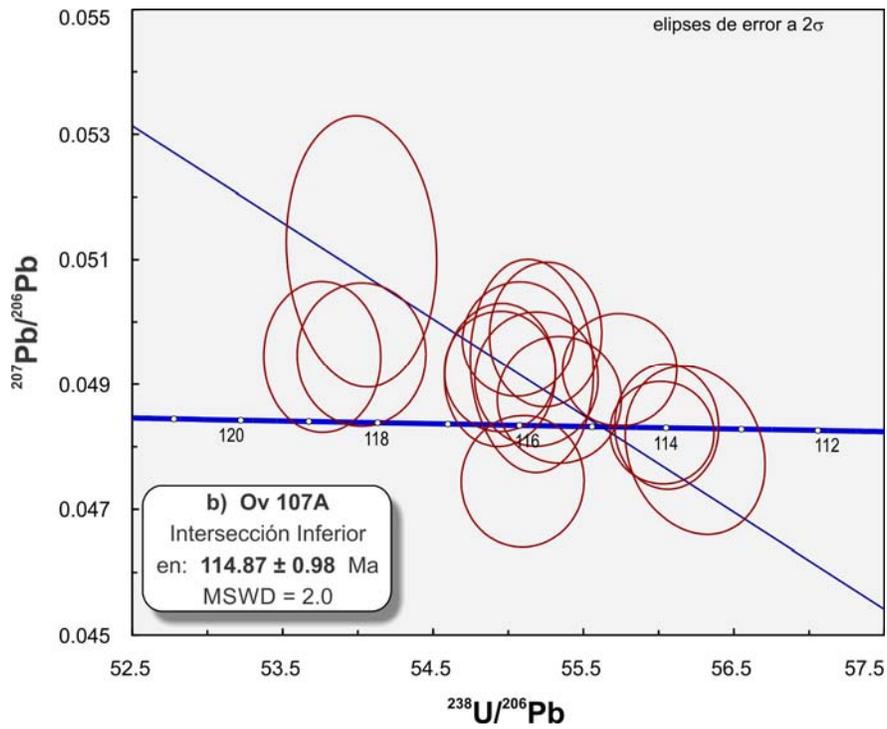


Figura 4.8 (continuación). Diagramas de edad de la muestra de metadacita Ov 107A. a) Edad de intersección inferior calculada con todos los análisis [página anterior]. b) Edad obtenida con los datos del Aptiano. c) Edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  del conjunto aptiano.

#### 4.4.1.2. Edades de las Litologías del Ensamble Intrusivo

##### a. *Metagranitoide Loma Pareja*

##### Ov 71B. Metagranitoide

La muestra proviene de un afloramiento localizado unos 300 m al oeste del poblado Loma Pareja, el cual se ubica al suroeste de Gualán. Es una roca leucocrática de grano grueso compuesta de cuarzo, feldespatos y biotita que exhibe una foliación espaciada de rasgos ambiguos debido al tamaño de grano y la homogeneidad de composición que dificulta el desarrollo de una fábrica dominal bien definida. Un rasgo desfavorable de este cuerpo es que presenta un intemperismo con un grado de intermedio a intenso.

Se realizaron 30 análisis, la mayoría con discordancia de ligera a moderada y algunos concordantes, que abarcan un rango del Cenozoico al Mesozoico. El zircón más joven tiene  $47 \pm 1$  Ma y el más antiguo  $187 \pm 2$  Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama Tera-Wasserburg calculada con todos los datos es de  $62.7 \pm 9.4$  Ma (fig. 4.9a), si se descartan del cálculo los datos mayores a 100 Ma, se tiene una edad de intersección inferior mejor definida en  $59.3 \pm 4.8$  Ma (fig. 4.9b). La edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta de  $59.15 +1.85/-0.75$  Ma, pero se delimita sólo con 6 análisis en el rango de 59.4 a 56.9 Ma (fig. 4.9c). Estas edades de 59 Ma parecen ser el tiempo más probable de la cristalización del protolito ígneo intrusivo de este metagranitoide.

Las poblaciones de esta muestra son del: Eoceno (7, 47 – 55 Ma), Paleoceno (14, 57 – 66 Ma), Cretácico Tardío (4, 74 – 88 Ma), Cretácico Temprano (2, 125 y 130 Ma) y Jurásico (3, 167 – 187 Ma). El componente jurásico es semejante a las edades obtenidas en los gneises a los que este metagranitoide intrusióna, de lo que se interpreta que los zircones presentes en esta roca con edades de 167 a 187 Ma son heredados de esos gneises.

De esta muestra se hizo el concentrado mineral de la biotita y se fecharon tres fracciones con K-Ar a fin de intentar conocer la edad de enfriamiento o probablemente la de deformación, sin embargo, las edades obtenidas resultaron muy jóvenes, en parte este efecto pudiera deberse a que la biotita está ligeramente alterada y cloritizada, no obstante que se puso especial cuidado en seleccionar la porción de cristales más sana de cada fracción, al parecer la retención del argón está afectada. La parte con rango de tamaño de 150 a 250  $\mu\text{m}$  produjo  $14.1 \pm 1.3$  Ma, la de 250 a 355 resultó de  $11.5 \pm 0.7$  Ma y la de 425 a 460  $\mu\text{m}$  de  $11.1 \pm 0.8$  Ma. Estas edades no se comparan con ningún otro dato de los obtenidos, ni tampoco con los fechamientos realizados por otros autores en el Complejo Las Ovejas, por lo que se las considera anómalas y se excluyen del análisis e interpretación.

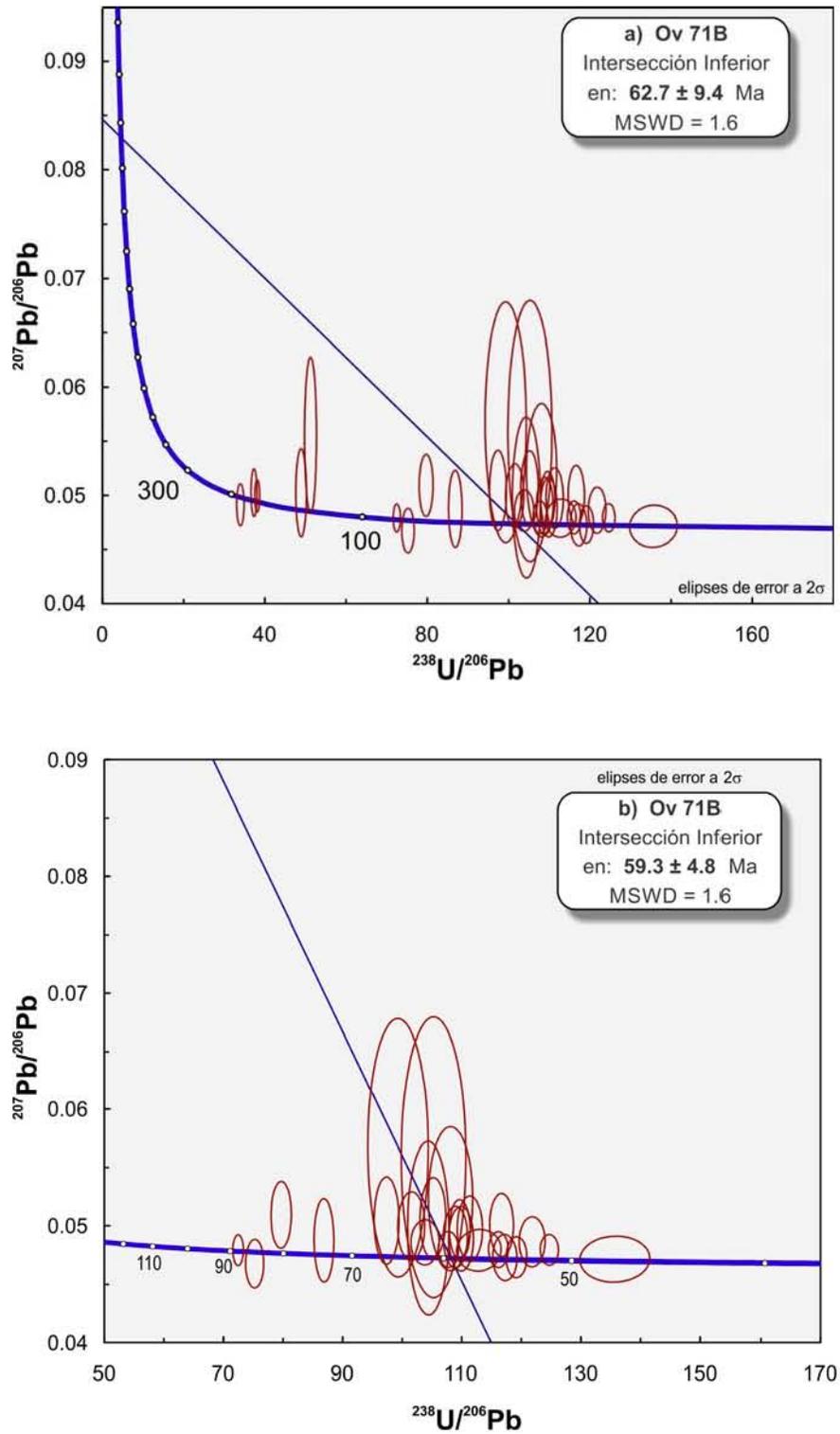


Figura 4.9. Edades obtenidas en la muestra Ov 71B del Metagranitoide Loma Pareja. a) Diagrama de concordia con el total de datos. b) Edad de intersección inferior con los datos menores a 100 Ma. c) Edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de la muestra [página siguiente].

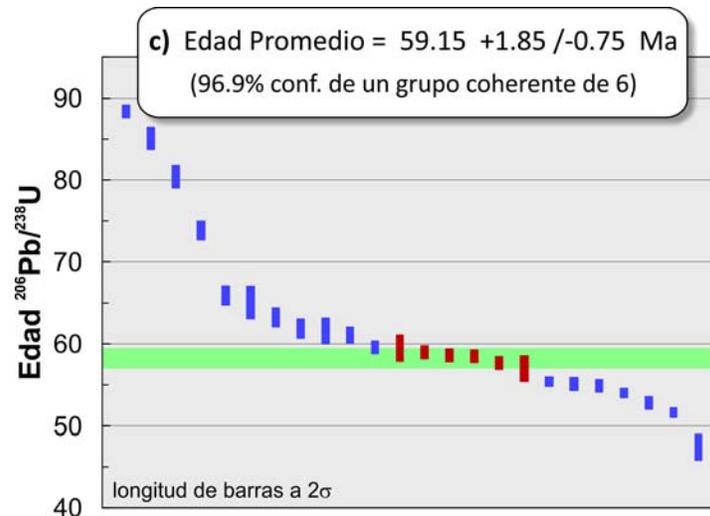


Figura 4.9. continuación.

#### b. Diques Graníticos Deformados

##### Ov 5D. Granito deformado

La muestra fue colectada en un pequeño arroyo localizado al oeste-suroeste del poblado San Miguel, en la zona sureste de Huité, procede de uno de los diques que intrusionan a los esquistos de estaurilita y granate, se ubica unos 10 metros al sur de la muestra de esquisto Ov 5X, sobre el mismo arroyo. Es una roca constituida por cuarzo, feldespatos, mica blanca y escaso granate. Su rasgo más relevante es que exhibe una fábrica fuertemente lineada evidenciada por ribbons de cuarzo y la orientación de la mica.

En este ejemplar de granito deformado se efectuaron 33 análisis que cubren un rango del Cenozoico al Mesoproterozoico, el zircón más joven tiene  $35.6 \pm 0.3$  Ma y el más viejo  $1140 \pm 21$  Ma. De manera semejante a otras muestras, en ésta, la población de edades presenta una estructura de dos conjuntos dominantes (figuras 4.10a1 y a2), uno del Jurásico (148 a 186 Ma) y el segundo del Eoceno (36 a 55 Ma).

Las edad de intersección inferior obtenida con el total de datos es  $65 \pm 18$  Ma (fig. 4.10a1), y la que resulta sólo con los datos cenozoicos es de  $39.5 \pm 4.6$  Ma (fig. 4.10b1), mientras que la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  está limitada a  $35.95 +1.35/-0.35$  Ma, pero sólo se delimita con un grupo coherente de 6 análisis que tienen un rango de 35.6 a 37.3 Ma (fig. 4.10b2). Las poblaciones componentes son del Eoceno (13, 36 – 55 Ma), Cretácico Tardío (3, 65 – 90 Ma), Jurásico (15, 148 – 186 Ma) más las edades individuales de 224 y 1140 Ma. Dado que la solidez estadística de ambas edades calculadas es relativamente baja, su significado no es sencillo de establecer por lo cual se considera que representan un lapso de perturbación del sistema U-Pb, posiblemente relacionado al evento metamórfico.

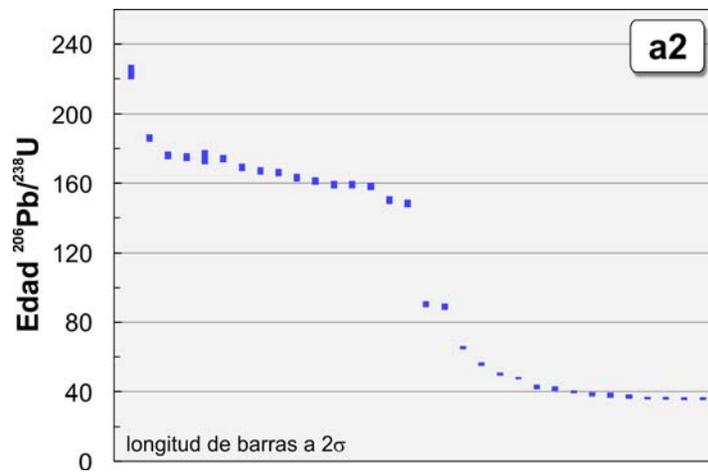
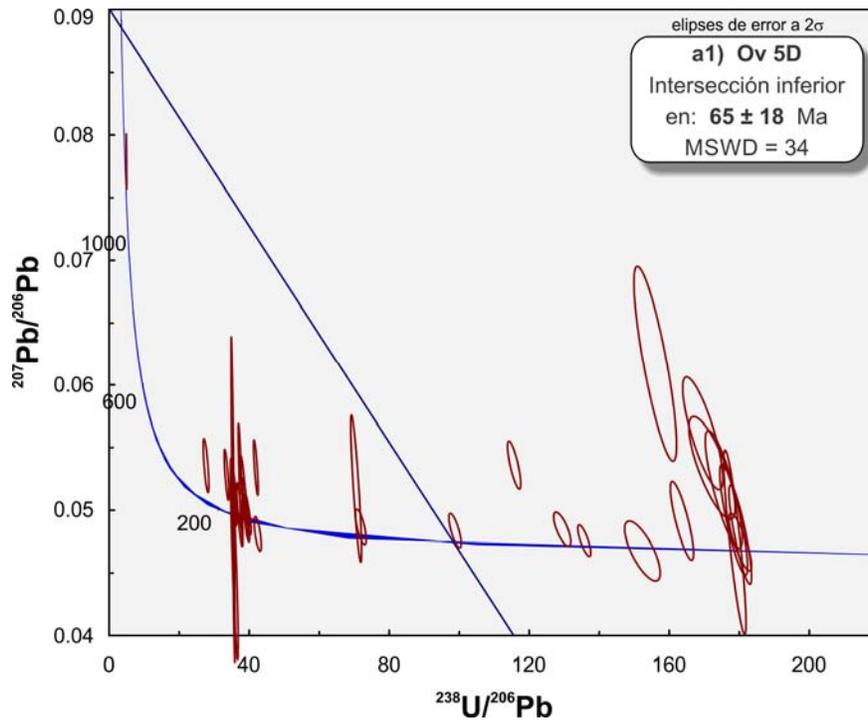


Figura 4.10. Gráficas de la muestra Ov 5D proveniente de un dique granítico deformado, cuya población de zircones presenta una estructura de dos conjuntos dominantes, uno Jurásico (148 a 186 Ma) y otro del Eoceno (36 a 55 Ma). Estructura poblacional: a1) Diagrama de concordia con todas las edades. a2) Diagrama TuffZirc de todos los análisis que exhibe una estructura escalonada. Edades de la roca: b1) Diagrama de concordia de la población cenozoica. b) Gráfica en la que se define la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de la población del Eoceno.

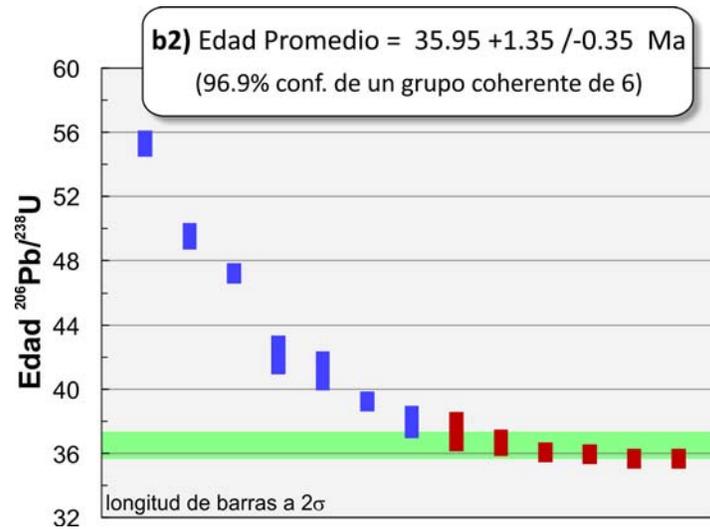
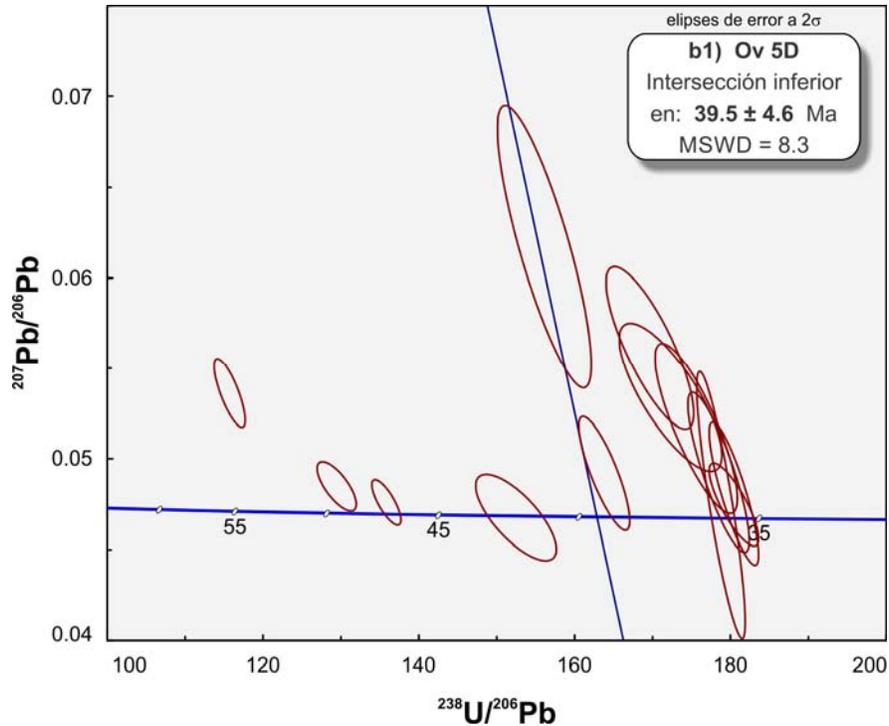


Figura 4.10 (continuación).

### c. Diques Pegmatíticos Deformados

#### Ov 54B. Granito pegmatítico

La muestra se colectó en un afloramiento del corte de la carretera al sur de Gualán. Este corte es de  $\sim 100$  m de largo en el que se observa un grupo de al menos 20 diques intrusionando a anfibolitas. Como roca se trata de un granito foliado de grano grueso.

En esta muestra se hicieron 29 fechamientos, que son de casi concordantes a ligeramente discordantes, del conjunto se rechazaron 4 datos. Las 25 edades consideradas con validez cubren un rango extenso, el zircón más joven tiene  $41 \pm 1$  Ma y el más viejo  $1098 \pm 19$  Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama de concordia calculada con el total de datos es de  $47.3 \pm 5.4$  Ma (fig. 4.11a), en tanto que la edad de intersección inferior deducida sólo con los datos cenozoicos se limita a  $39.4 \pm 4.9$  Ma (fig. 4.11b). La edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta de  $45.95 \pm 1.15/-0.45$  Ma (fig. 4.11c), pero es definida con un pequeño grupo coherente de 6 análisis con rango de 45.5 a 47.1 Ma. La población de edades de esta muestra está formada por componentes del Eoceno (16, 41 – 56 Ma), Cretácico Tardío (3, 65 – 75 Ma), Ordovícico (2, 450 y 484 Ma) y edades individuales de 330, 656, 1018 y 1098 Ma.

Las edades de 46-47 Ma se interpretan como el tiempo aproximado de la cristalización del granito y la datación de 39 Ma se explica como una edad de pérdida de plomo debida al episodio de metamorfismo de alto grado.

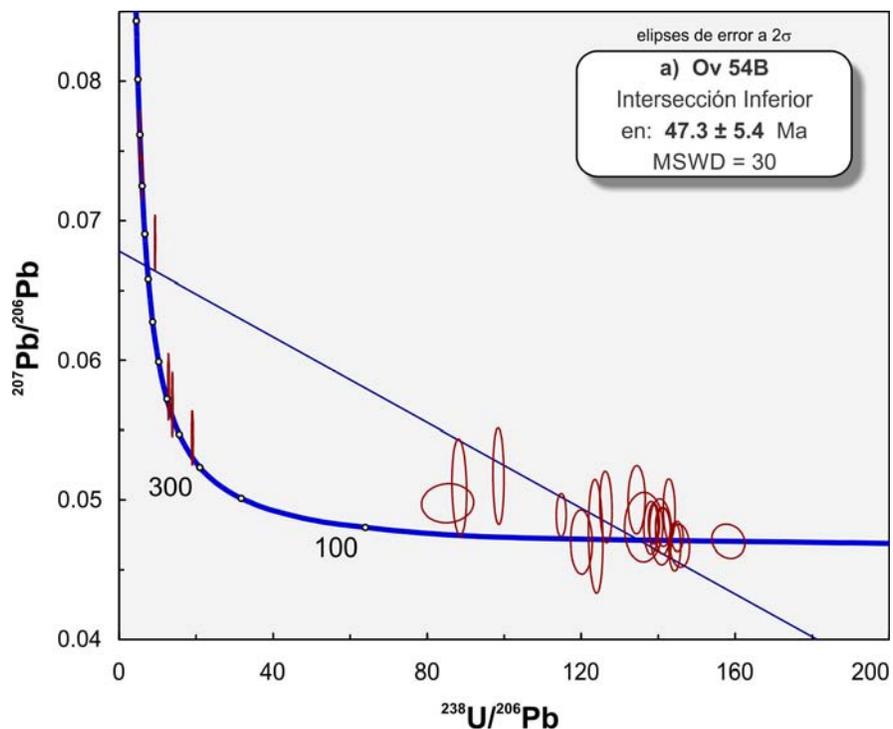


Figura 4.11. Diagramas de edad de la muestra Ov 54B de un dique pegmatítico deformado que intrusión a anfibolitas. a) Diagrama Tera-Wasserburg de la intersección inferior calculada con todos los análisis. Sigüente página: b) Edad de intersección inferior obtenida con los datos del Cenozoico. c) Gráfica TuffZirc de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de las edades cenozoicas.

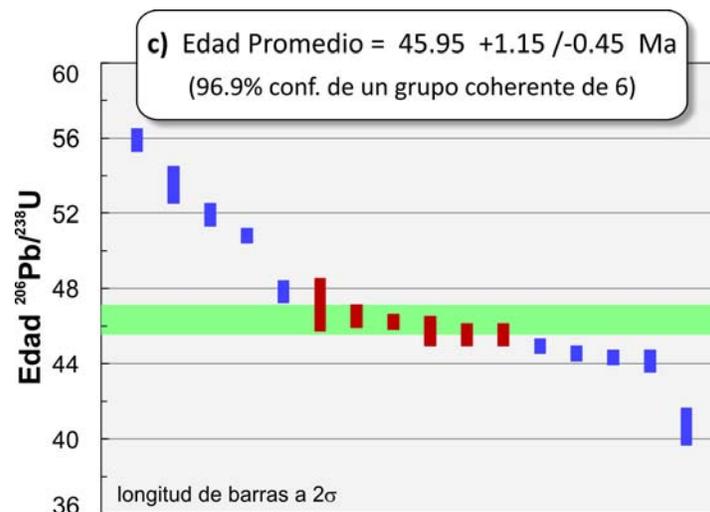
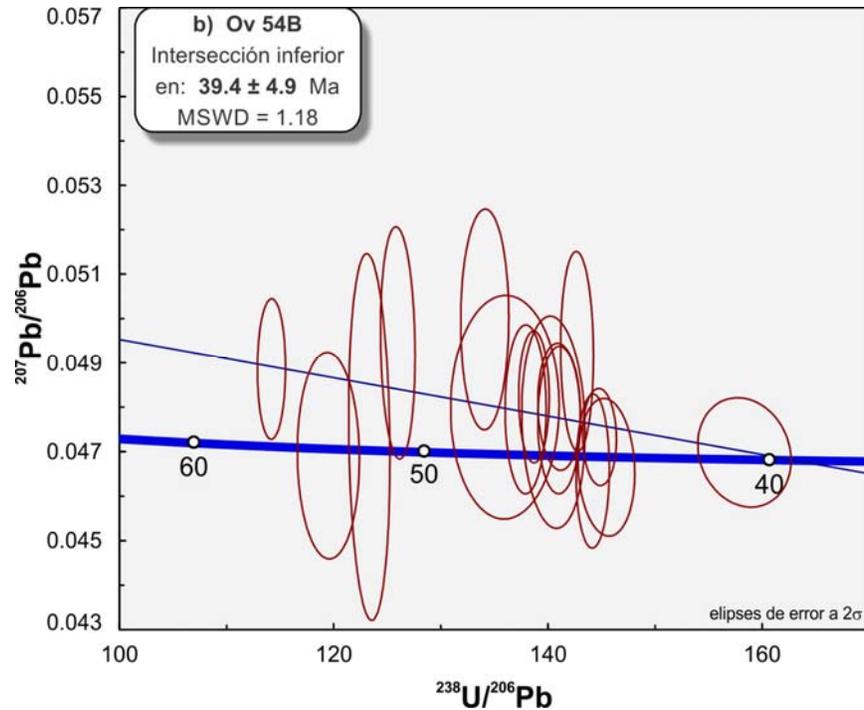


Figura 4.11 (continuación).

### Ov 06-3. Granito pegmatítico

Esta muestra corresponde a un dique cuyo espesor es de  $\sim 1.5$  m, e intrusión a esquistos micáceos, fue colectada a unos 4 km al sureste de Huité en el corte de la terracería que va hacia El Jute. Es un granito de grano grueso a muy grueso compuesto por cuarzo y feldespatos, también se observa escaso granate de tamaño menor a 1 mm. El dique está plegado y fracturado, en algunas partes exhibe foliación y en otras no.

En la muestra de este dique se realizaron 33 análisis de zircón, de los cuales se excluyeron 3 por tener error o porcentaje de discordancia muy grande. Los datos varían de concordantes a moderadamente discordantes, abarcan un rango extenso de  $24.3 \pm 0.3$  a  $1079 \pm 63$  Ma. Los componentes poblacionales del espectro de edad son del: Oligoceno (12, 24 – 33 Ma), Eoceno (5, 34 – 53 Ma), Jurásico (3, 163 – 182 Ma) y el Triásico (3, 209 – 240 Ma), más las edades individuales de 113, 265, 308, 426, 886, 1013 y 1079. La edad de intersección inferior calculada con el total de análisis es de  $33.2 \pm 6.3$  Ma (fig. 4.12a). La edad promedio ponderada  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta de  $32.1 \pm 3.0$  Ma (fig. 4.12b), en este caso, se aplicó este método debido a que el algoritmo TuffZirc no reconoce un grupo coherente de al menos cinco análisis.

Se infiere que estas edades cenozoicas pudieran representar un período de pérdida parcial de plomo al final de o posterior al episodio de metamorfismo regional.

#### Ov 107B. Granito pegmatítico

Esta muestra fue tomada en el mismo afloramiento que la Ov 107A, i. e., fue colectada a unos 2.5 km al sureste de Huité en el corte de la terracería que va a El Jute. El dique intrusiona a la metadacita, está foliado y plegado en forma similar a esa roca.

En esta muestra se hallaron dos conjuntos de poblaciones de zircones, uno formado por cristales sanos, prismáticos y transparentes y otro por cristales metamicticos, opacos y de mayor tamaño. Se analizaron cristales de ambos conjuntos con objeto de conocer sus diferencias de edad. En catodoluminiscencia, los cristales metamicticos son muy pobremente luminiscentes.

En los zircones no metamicticos se hicieron 29 análisis y en los metamicticos 12, en el primer conjunto no se excluyeron datos y en el segundo sólo 1. El conjunto completo abarca un rango del Cenozoico al Mesozoico entre 29 a 187 Ma, con componentes de edad en el conjunto no metamictico del Albiano (2, 110 y 112 Ma) y el Jurásico (27, 154 – 187 Ma) y en los zircones metamicticos del Oligoceno (10, 29 – 32 Ma) y 1 del Coniaciano (86 Ma). Debido a que las tres fechas del Cretácico se encuentran casi a la mitad de los dos conjuntos de datos dominantes producen un sesgo en las edades obtenidas, haciéndolas más viejas o más jóvenes según el método de cálculo, por lo que no se incluyen y se toman a los dos grupos por separado.

Las edades jurásicas son concordantes a moderadamente discordantes (0 a 9.5%), la edad de intersección inferior es de  $172.2 \pm 5.8$  Ma (fig. 4.13a1) y la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  del grupo mayor es de  $179 +3.0/-1.0$  Ma (fig. 4.13a2). Las edades cenozoicas son de ligera a fuertemente discordantes, la edad de intersección inferior es de  $30.05 \pm 0.59$  Ma (fig. 4.13b1) y la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es de  $30.8 +0.3/-0.7$  Ma (fig. 4.13b2). Las edades jurásicas concuerdan con las halladas en gneises y anfibolitas y las aptianas con las de la metadacita que este cuerpo intrusiona, por lo que se considera son heredadas de esas litologías. Por otra parte, se interpreta que las edades cenozoicas son originadas por una pérdida parcial de plomo, posiblemente causada por el episodio metamórfico de alto grado que originó al Complejo Las Ovejas.

De este dique se concentró la mica blanca para su fechamiento con el método K-Ar, en la fracción con tamaño de grano de 250 a 460  $\mu\text{m}$  se obtuvo una edad de  $24.1 \pm 0.5$  Ma, que se sitúa cerca del límite del Oligoceno Tardío.

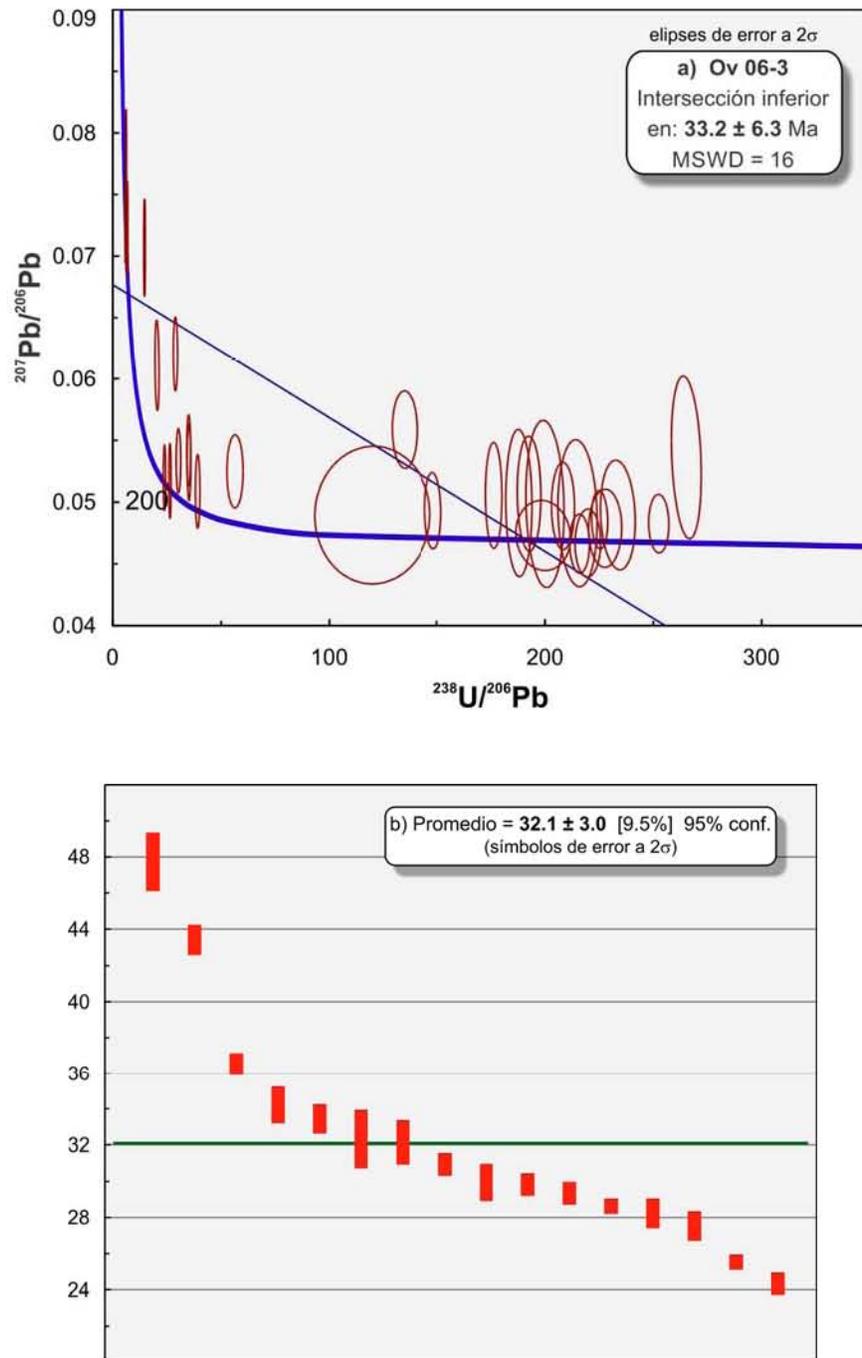


Figura 4.12. Gráficos de la muestra Ov 06-3 proveniente de un dique pegmatítico deformado. a) Diagrama Tera-Wasserburg de la edad de intersección inferior con el total de datos. b) Diagrama de edad promedio ponderada del componente poblacional del Eoceno.

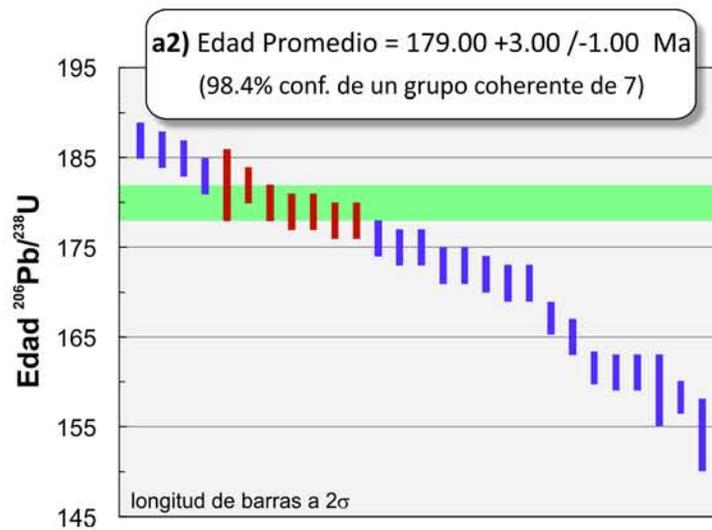
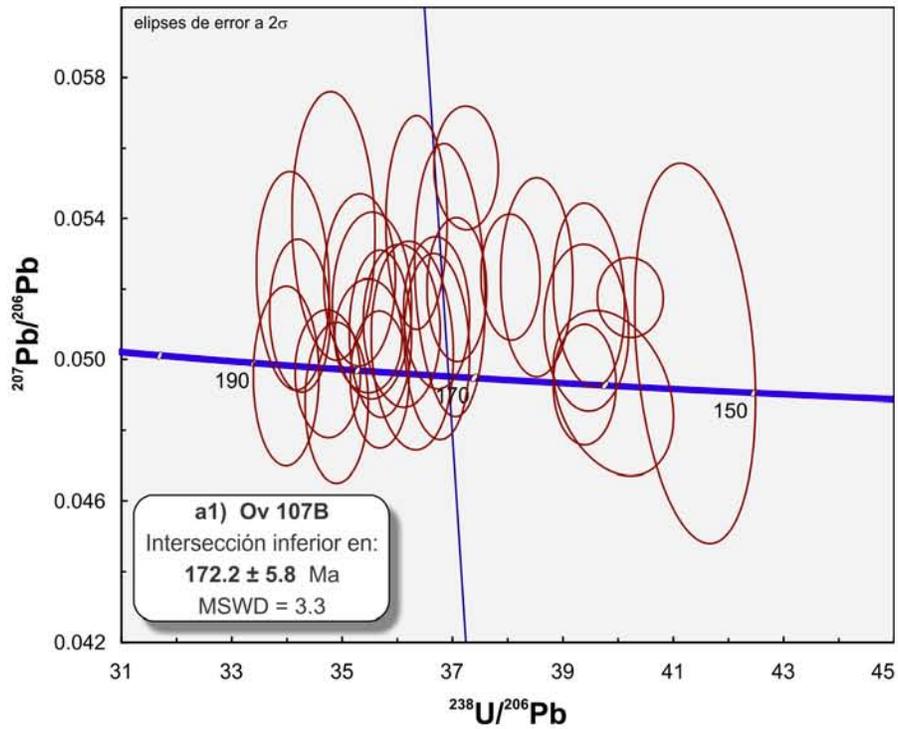


Figura 4.13. Diagramas de la muestra Ov 107B del dique pegmatítico deformado emplazado en la metadacita. a) Análisis de la población jurásica. a1) Edad de intersección inferior, a2) Edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

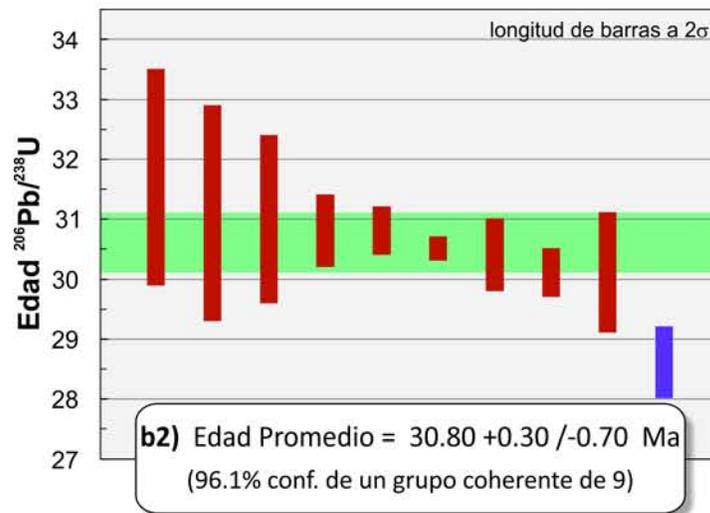
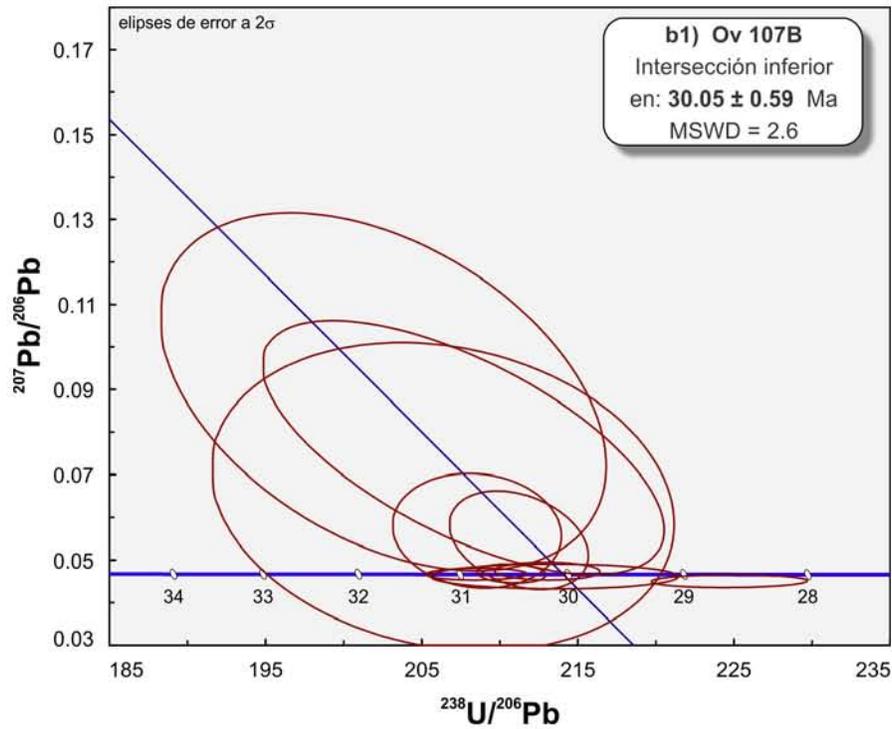


Figura 4.13 (continuación). b) Análisis de la población cenozoica. b1) Diagrama de la edad de intersección inferior, b2) Edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

d. *Granodioritas Deformadas*

Gt 0407. Granodiorita deformada

Muestra colectada en el corte de la carretera Gualán-La Unión, aproximadamente 2 km al norte del poblado La Laguna. Es de un pequeño cuerpo de granodiorita deformada rica en biotita que intrusión a gneises de biotita.

Se hicieron 50 análisis en los zircones de esta roca, las edades obtenidas abarcan un espacio temporal muy amplio desde el Oligoceno hasta el Paleoproterozoico, con el componente cenozoico predominante, al contar con 37 edades. Los datos son de moderada a fuertemente discordantes, esto se refleja en edades poco constreñidas y elipses de error grandes o separadas de la concordia, pero se consideraron en los cálculos de las edades ya que si se excluyen se crea un sesgo importante. De las edades heredadas se descartaron sólo 2, también, por su alto porcentaje de discordancia.

El zircón más joven resultó de 28 Ma y el más viejo de  $1826 \pm 16$  Ma. La edad de intersección inferior calculada con el total de datos es de  $37.7 \pm 5.9$  Ma (fig. 4.14a). La edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es de  $39 +1.0/-0.4$  Ma (fig. 4.14b), es definida por un grupo coherente de 18 análisis, en un rango de 37.5 a 40.6 Ma, ésta última se interpreta como la edad de cristalización de la granodiorita y la edad de intersección de  $\sim 38$  Ma es ambigua, se puede suponer sea producto de pérdida parcial de plomo, pero debido a su error elevado, también podría estar reflejando el tiempo de cristalización.

Las poblaciones componentes son del Oligoceno (5, 28 – 33 Ma), Eoceno (32, 34 – 56 Ma), Jurásico (4, 151 – 192 Ma), Ordovícico (2, 456 y 467 Ma), Neoproterozoico (2, 559 y 696 Ma), más las edades individuales de 1084, 1133 y 1826 Ma.

Gt 0415. Granodiorita deformada

Esta muestra se tomó en el corte de la carretera CA 10 que va a Chiquimula, justo en el cruce con la desviación a Zacapa. En el afloramiento se observa una granodiorita de grano medio moderadamente intemperizada con una foliación incipiente.

En esta roca se realizaron 26 análisis que varían desde casi concordantes a fuertemente discordantes, esto último se refleja en el diagrama como elipses grandes y alejadas de la curva de concordia, no obstante debido al pequeño número de datos se optó por no excluir ninguno. Del total de edades, 24 son cenozoicas y sólo 2 son heredadas (aptianas). El zircón más joven tiene 28 Ma y el más viejo  $121 \pm 2$  Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama de concordia calculada con todos los datos es de  $37.7 \pm 4.6$  Ma (fig. 4.15a), y la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es de  $38.1 +0.8/-1.0$  Ma, acotada por un grupo coherente de nueve análisis que van de 39.5 a 36.4 Ma (fig. 4.15b), este último resultado se interpreta como la edad de cristalización de la granodiorita.

Los componentes de la población de esta muestra son del Oligoceno (3, 28 – 33 Ma), Eoceno (21, 34 – 50 Ma) y Aptiano (2, 121 Ma).

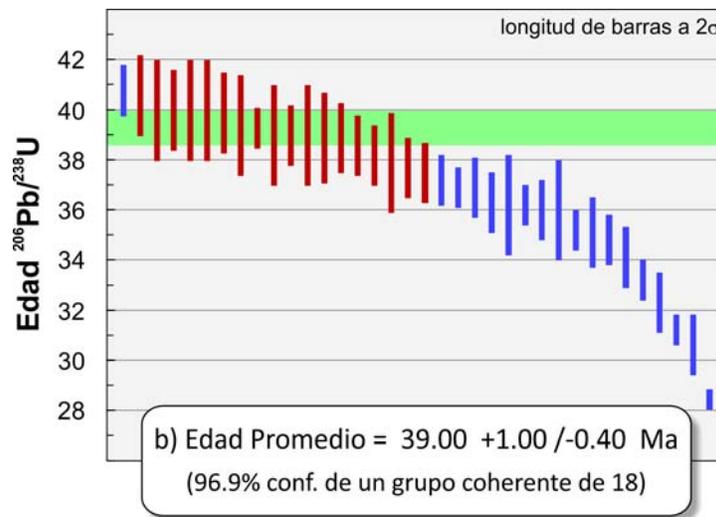
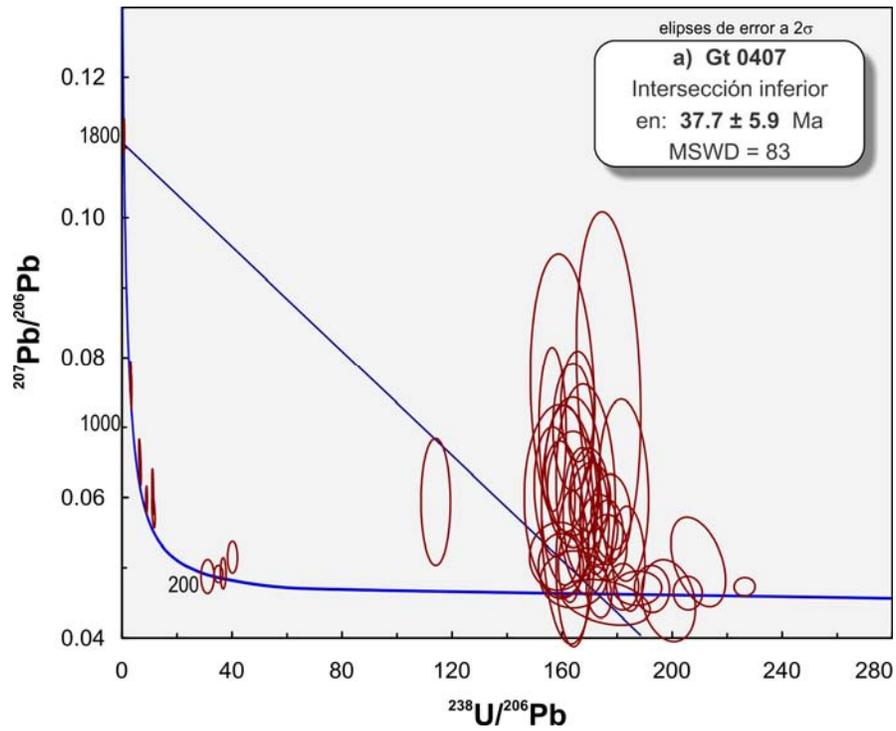


Figura 4.14. Ilustraciones de las edades obtenidas en la muestra de granodiorita deformada Gt 0407 la cual corta a esquistos de biotita. a) edad de intersección inferior calculada con el grupo completo de datos. b) Gráfico TuffZirc que define la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

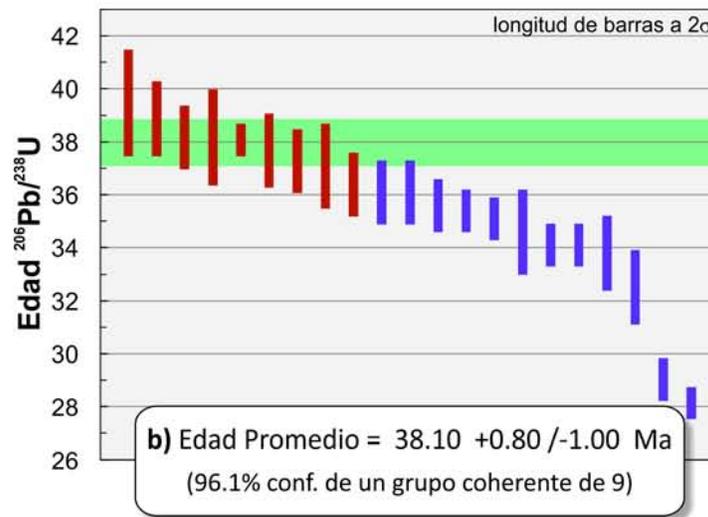
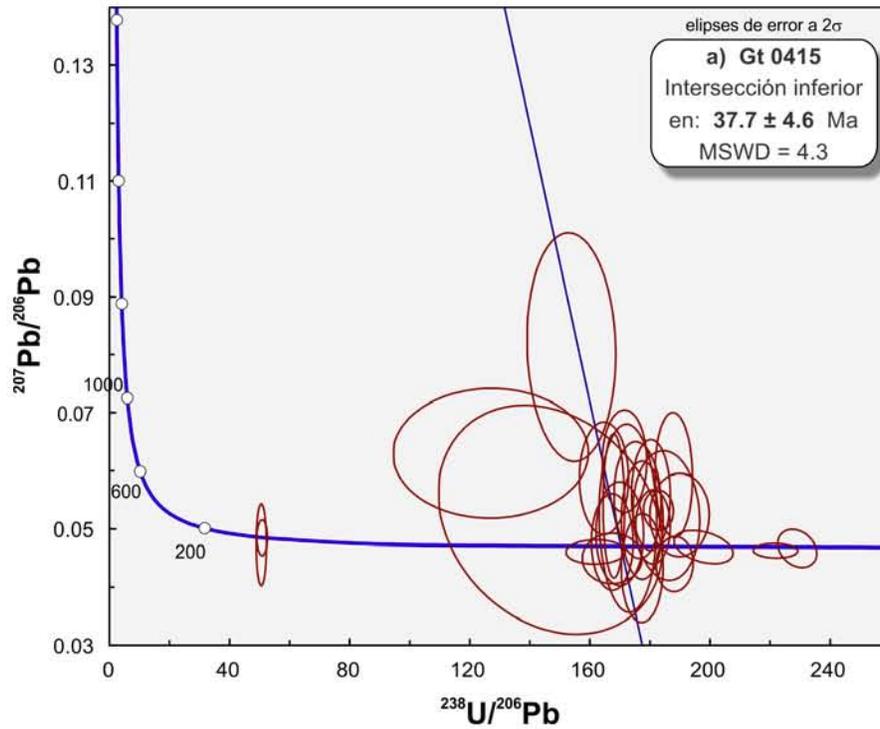


Figura 4.15. Edades obtenidas en la muestra de granodiorita deformada Gt 0415. a) Diagrama de intersección inferior computada con el conjunto completo de análisis. b) Diagrama de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

## Ov 64. Granodiorita deformada

Esta muestra corresponde a un pequeño cuerpo que intrusión a anfibolitas, fue colectada en el corte del camino Gualán - La Unión.

En esta granodiorita se tienen 29 análisis, de los cuales se excluyeron 3 del cálculo de las edades de intersección por su gran discordancia. Los datos abarcan un rango grande, el zircón más joven tiene 31 Ma y el más viejo  $1594 \pm 27$  Ma. La edad de intersección inferior obtenida con los análisis meso-cenozoicos se constriñe a  $31.7 \pm 8.1$  Ma (fig. 4.16a). La edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  está limitada a  $35.3 +0.70/-1.00$  Ma, pero es definida con un grupo de 5 análisis forzando el algoritmo TuffZirc a utilizar todos los datos fanerozoicos (fig. 4.16b) ello se debe al número reducido de edades y su alta incertidumbre.

Las poblaciones componentes son del Oligoceno Temprano (6, 31 – 33 Ma), Eoceno (7, 34 – 54 Ma), Cretácico Tardío (2, 68 y 76 Ma), Jurásico (7, 147 – 188 Ma) y edades individuales de 62, 246, 1096 y 1594 Ma.

De esta muestra se concentró la biotita para su fechamiento con el método K-Ar. En la fracción con rango de tamaño entre 150 a 250  $\mu\text{m}$  se obtuvo una edad de  $26.0 \pm 0.6$  Ma que corresponde al Oligoceno Tardío.

e. *Diorita Deformada El Maguey*

## Ov 9X. Diorita deformada

Muestra tomada en el corte de la carretera Cabañas - San Diego, al sureste del pueblo San Luis, unos 150 metros al sur del cruce del camino con el arroyo El Maguey.

En esta roca se encontraron numerosos cristales de zircón, abundan los cristales alargados, de los cuales, la mayoría tienen terminaciones bipiramidales con tonalidad que va de incolora a rosa claro, además hay una menor presencia de cristales cortos y anchos usualmente de color rosa claro de los que pocos son bipiramidales.

En esta muestra se realizaron 30 análisis que son desde ligera a fuertemente discordantes, las edades cubren un rango limitado del Oligoceno Tardío al Campaniano, el zircón más joven tiene  $25 \pm 1$  Ma y el más viejo  $76 \pm 6$  Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama de concordia calculada con todos los datos es de  $27.18 \pm 0.57$  Ma (fig. 4.17a) y la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es de  $28.4 +0.30/-0.70$  Ma, definida con un grupo coherente de 20 análisis que abarcan un rango de 30 a 27 Ma (fig. 4.17b), a esta última se le considera más robusta y se interpreta como la edad de cristalización de esta diorita deformada. La población de zircones está formada por componentes del Oligoceno (26, 25 – 32 Ma), Eoceno (3, 35 – 54 Ma) y Campaniano (1, 76 Ma).

De esta diorita deformada se separó el concentrado de anfíbol para su fechamiento con el método K-Ar, la fracción mineral con tamaño de grano de 150 a 250  $\mu\text{m}$  produjo una edad de  $26.9 \pm 2.0$  Ma que corresponde al límite Oligoceno Tardío.

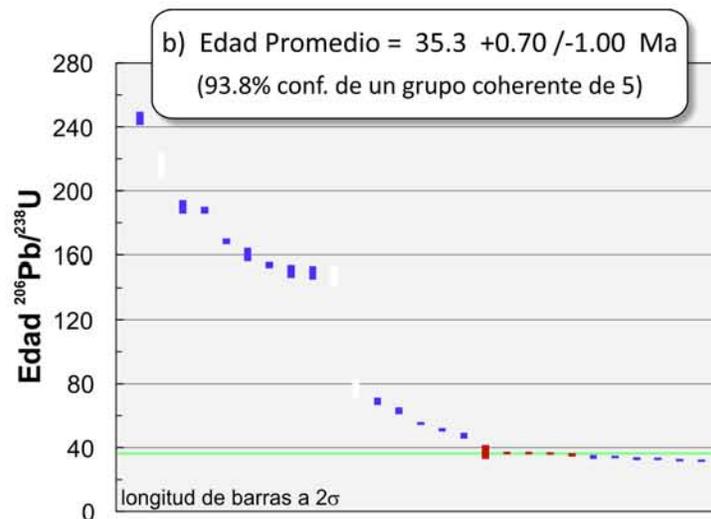
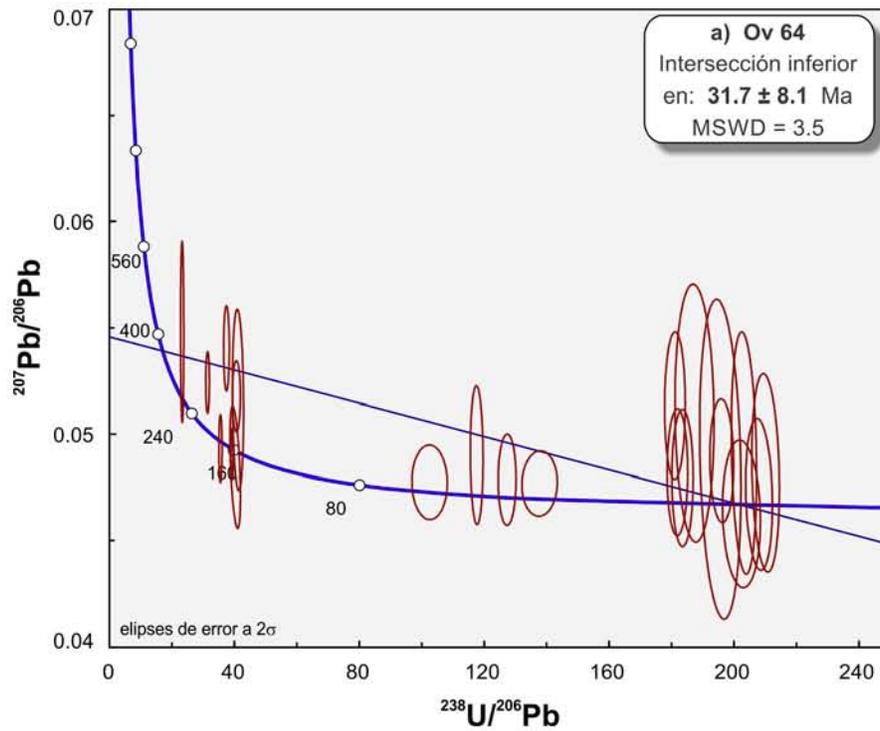


Figura 4.16. Edades calculadas para la muestra de granodiorita deformada Ov 64 la cual se emplaza en anfibolitas. a) Intersección inferior obtenida con los análisis meso-cenozoicos. b) Gráfico de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

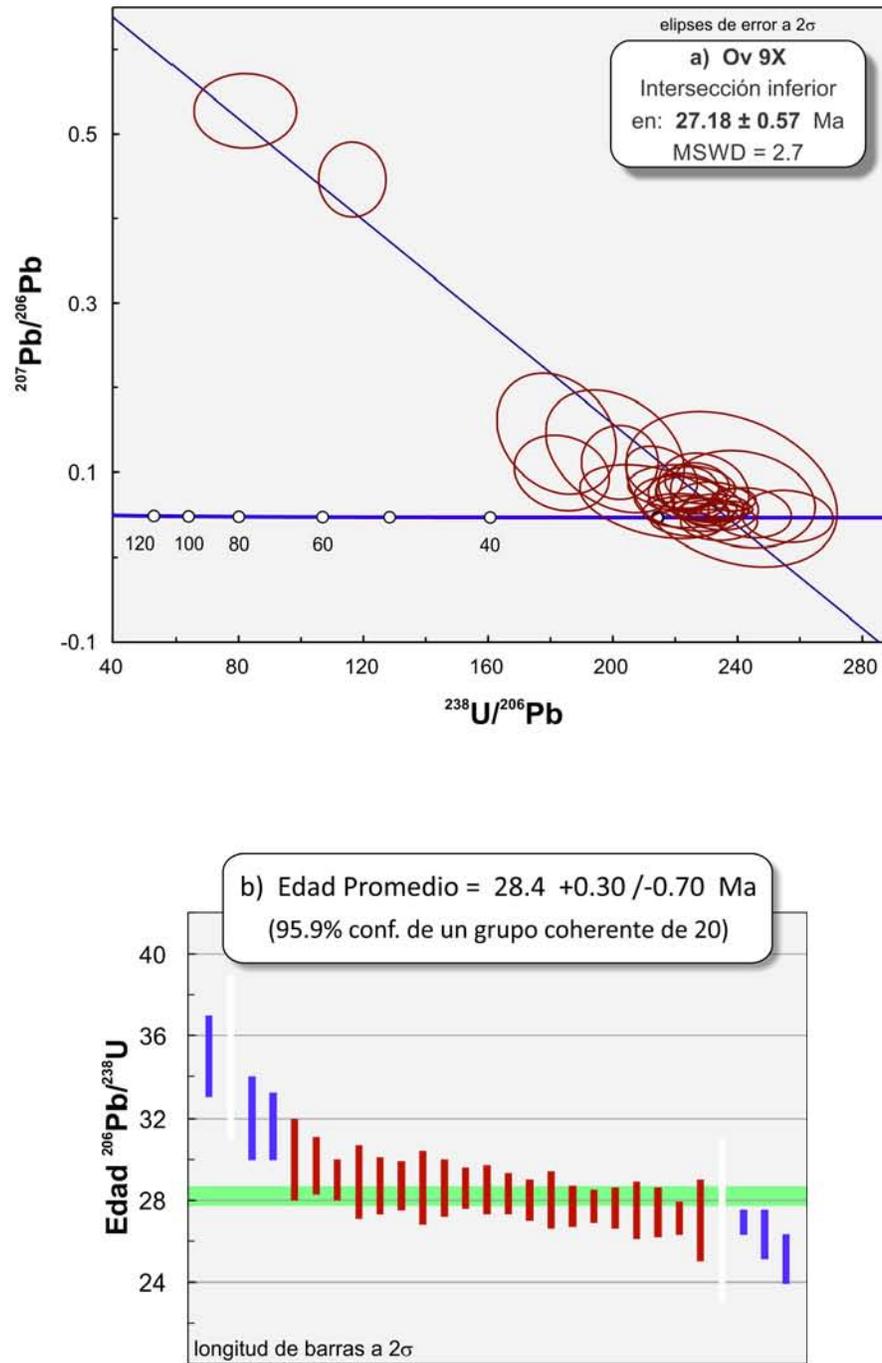


Figura 4.17. Diagramas de edad de la muestra Ov 9X de la Diorita Deformada El Maguey. a) Gráfica de la intersección inferior con todos los análisis. b) Gráfica de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

#### 4.4.2. Edades de la Filita San Diego

##### Gt 0417. Metaarenisca de grano medio

La muestra procede de una capa de metaarenisca, se colectó al noreste del poblado San Diego, en el corte de la terracería que va a Chiquimula, dentro del área definida como la localidad tipo de esta formación por Lawrence (1976).

Los zircones pertenecientes a esta roca tienen una amplia variedad de matices, se observan incoloros, amarillo claro, ámbar, amarillo mate y algunos rosa claro. El rango de tamaño que abarcan es de 80 a 300  $\mu\text{m}$ . En las imágenes de catodoluminiscencia se observan numerosos granos con núcleos heredados (fig. 4.18a) en los que se ha desarrollado sobrecrecimiento con zoneamiento oscilatorio.

Para tener una representatividad poblacional se realizaron 60 análisis, las edades van desde concordantes a ligeramente discordantes. El rango obtenido es de  $521 \pm 5$  Ma a  $1878 \pm 20$  Ma. En el diagrama tipo Wetherill se puede observar la distribución de las edades a lo largo de la línea de concordia (fig. 4.19a). El componente de edad más joven de esta muestra se ubica en torno al límite Cámbrico-Precámbrico (5, 521 – 555 Ma; fig. 4.19b) el resto de componentes poblacionales son del Proterozoico y forman los siguientes grupos: a (6, 867 – 885 Ma), b (8, 961 – 983 Ma), c (5, 1028 – 1036), d (7, 1158 – 1188). Los picos de concentración en la gráfica de densidad de probabilidad respectivos a cada grupo se pueden observar en la figura 4.19c, éstos son  $\sim 544$ ,  $\sim 870$ ,  $\sim 976$ ,  $\sim 1040$  y  $\sim 1188$  Ma.

La presencia de zircones de hasta 521 Ma, permite interpretar que el Cámbrico fue el tiempo máximo de sedimentación para el protolito de esta metaarenisca.

##### Ov 142B. Metaarenisca de grano fino a medio

Esta muestra fue tomada en el corte de la carretera Chiquimula-Ipala, aproximadamente 3 km al suroeste del poblado San José La Arada, proviene de una capa de metaarenisca con espesor aproximado de 30 cm, de una área grande de exposición de la Filita San Diego.

Esta roca tiene una fábrica clástica relictas formada por granos de tamaño fino que abarcan un rango de 0.25 a  $\sim 1$  mm, está compuesta de cuarzo, fragmentos líticos, mica blanca, escasos feldespatos y minerales opacos. Los principales constituyentes, clastos de cuarzo y fragmentos de roca tienen forma que varía de subangular a redondeada, pero muchos de ellos están deformados. La mica blanca se encuentra como pequeñas hojuelas. Proliferan cristales de pirita, muchos de ellos fuertemente oxidados. Se nota una incipiente foliación y lineación evidenciadas por la mica. Abundan las fracturas con grosor hasta de 1 mm, algunas rellenas de cuarzo y otras de hematita.

La población de zircón es numerosa y heterogénea, caracterizada por la presencia de cristales de color variado como violeta, rosa, amarillo claro y amarillo mate, un rango de tamaño de  $\sim 80$  a  $\sim 250$   $\mu\text{m}$ , la forma dominante en los cristales es redondeada con bordes desgastados, variando de ovoide a esferoide, signos considerados como evidencia de transporte sedimentario.

En las imágenes de catodoluminiscencia, se observan abundantes cristales con núcleos parcialmente reabsorbidos con sobrecrecimientos de baja luminiscencia en los que se nota zoneamiento oscilatorio (fig. 4.18b), este rasgo junto con la relación Th/U ( $>0.08$ ) es un carácter distintivo de crecimiento ígneo secundario.

En esta muestra se realizaron 95 análisis que representan las variaciones de forma, tamaño y color de la población de zircones, sólo 2 de éstos fueron descartados debido a su discordancia  $>10\%$ . Los análisis válidos son concordantes a ligeramente discordantes y están dispersos a lo largo de la concordia (fig. 4.20a), abarcan un extenso rango de casi todo el Proterozoico. El zircón más joven tiene  $747 \pm 6$  Ma y el más antiguo de  $2098 \pm 11$  Ma, pero el 90% de las edades se encuentran entre 928 a 1529 Ma, dispuestas en un patrón casi continuo. En el diagrama de distribución de probabilidad se observa un pico predominante hacia 1163 Ma y dos picos subordinados de 983 y 1225 (fig. 4.20b).

El zircón de 747 Ma tiene una discordancia inversa mínima (-0.4), lo que no implica una disminución en la validez de la edad, esto permite interpretar que el tiempo máximo de depósito del protolito de esta metaarenisca fue en el Neoproterozoico.

En esta muestra se hizo un fechamiento preliminar K-Ar en roca total, con objeto de investigar si también registraba las edades paleógenas existentes en el Complejo Las Ovejas, pero el resultado fue completamente diferente al obtenerse  $234 \pm 5$  Ma, que podría señalar el tiempo del metamorfismo de bajo grado que afectó a esta unidad o el de enfriamiento o no indicar nada.

Las edades U-Pb en los zircones junto con la edad K-Ar -no obstante que es sólo de reconocimiento- muestran que la Filita San Diego y el Complejo Las Ovejas no comparten una historia común, probablemente sólo hasta tiempos muy recientes, quizá del Eoceno u Oligoceno al presente.

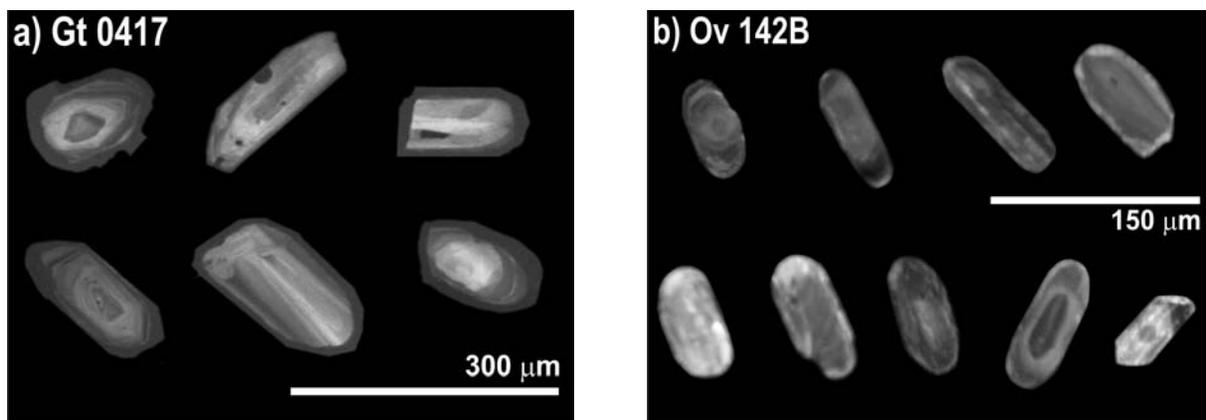


Figura 4.18. Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de las muestras de metaareniscas de la Filita San Diego, en las que se ilustran las características internas de los cristales. Las barras blancas indican la escala aproximada.

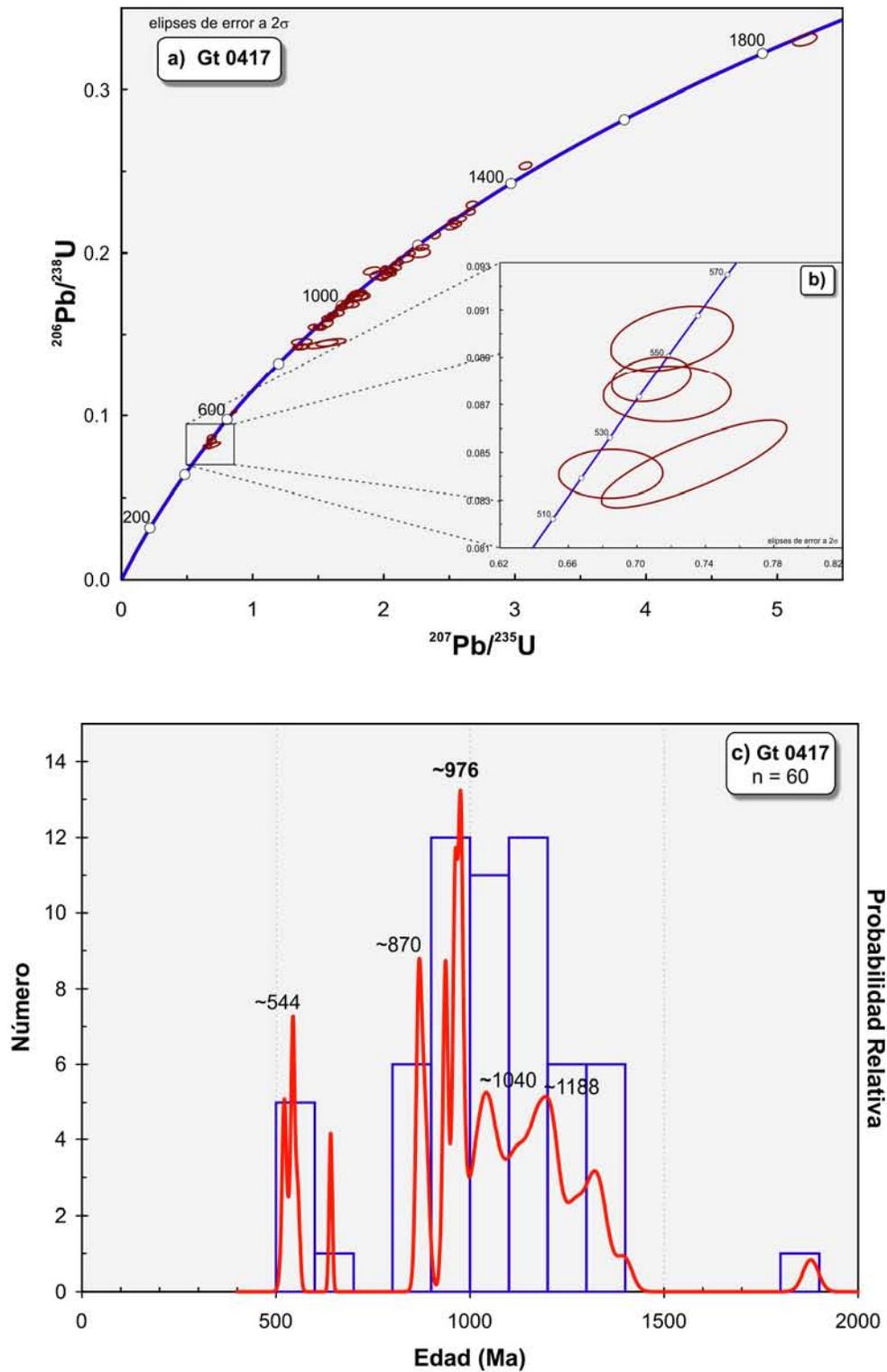


Figura 4.19. Diagramas de la metaarenisca Gt 0417 de la Filita San Diego. a) Gráfica con todos los análisis. b) Detalle del grupo de edades más jóvenes. c) Diagrama de densidad de probabilidad en el que se muestran los picos de concentración principales.

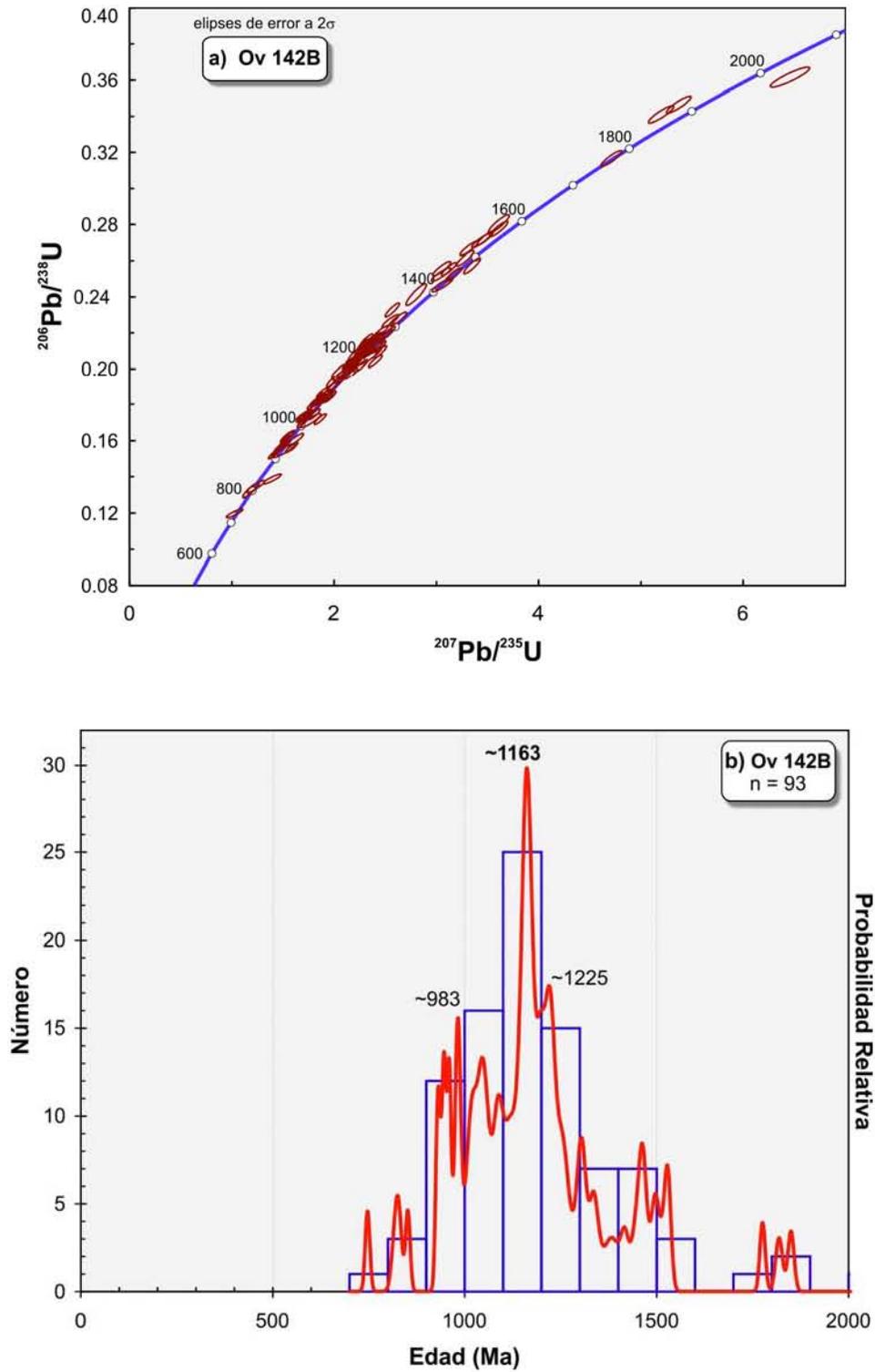


Figura 4.20. Gráficas de la muestra Ov 142B de una capa de metaarenisca de la Filita San Diego. a) Diagrama Wetherill con todos los datos. b) Gráfica de densidad de probabilidad con los picos de concentración principales.

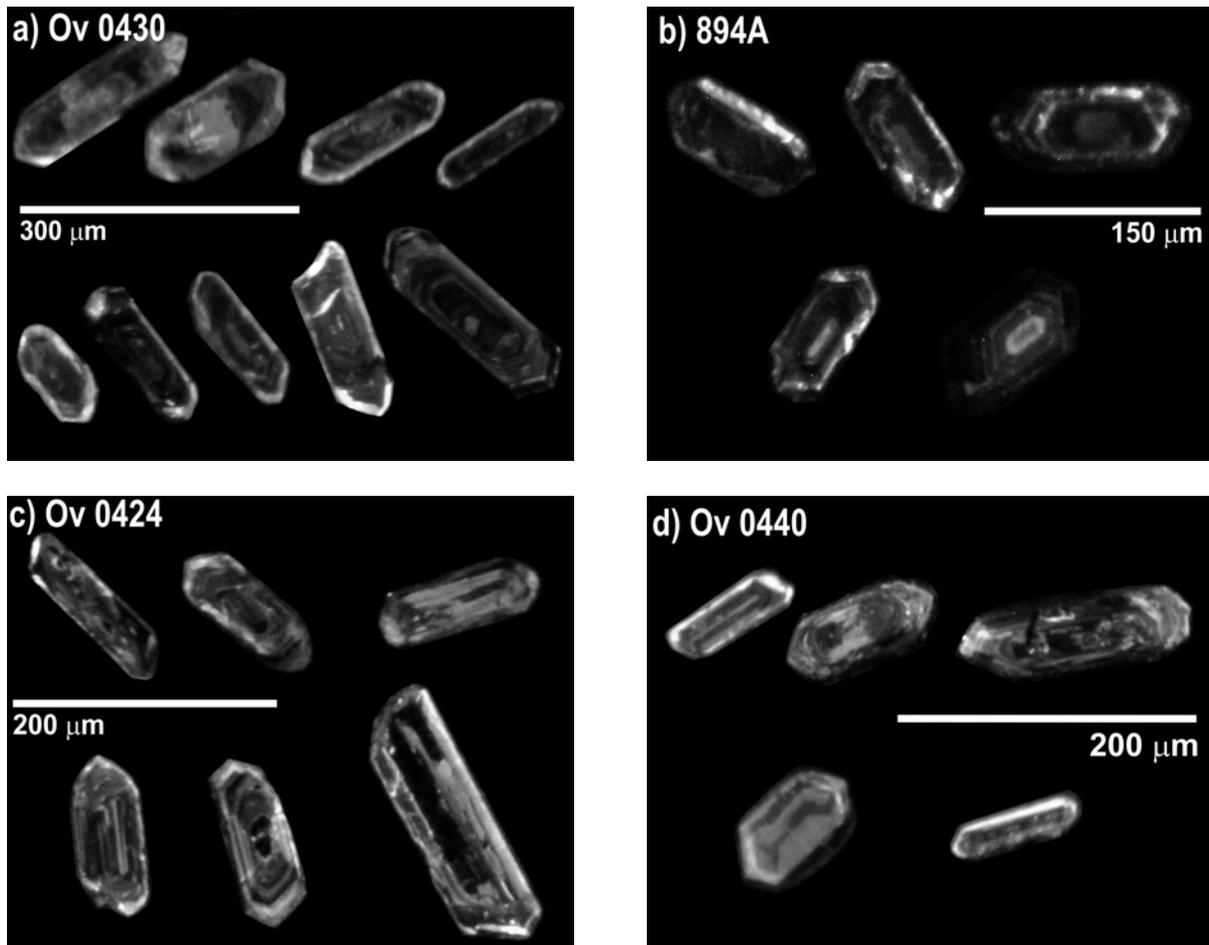


Figura 4.21. Imágenes de cátodoluminiscencia de zircones de diferentes cuerpos intrusivos que exhiben las características internas de los cristales. a) Plutón La Unión. b) Plutón Chiquimula. c) y d) Intrusivo Las Joyas. Las barras refieren la escala aproximada.

#### 4.4.3. Edad del Plutón La Unión

##### Ov 0430. Granodiorita

Esta muestra se colectó en un corte de la terracería que va de Zacapa a La Unión, aproximadamente a mitad de camino entre ambas poblaciones, unos 2 km después de pasar por la ranchería El Naranjo en dirección a La Unión, en la parte norte de la hoja topográfica La Unión. El afloramiento corresponde a un amplio tajío en el que la roca está afectada por intemperismo, en la parte más sana se observa una granodiorita masiva de grano medio a grueso con variaciones texturales de equigranulares a porfídicas e idiomórficas a hipidiomórficas. Además se observan numerosas fracturas.

La mayoría de cristales de zircón de esta roca tienen forma euédral, hábito prismático con terminaciones piramidales y relación largo-ancho de 2:1 a 5:1, pero hay algunos granos redondeados. En las imágenes de catodoluminiscencia se ve una población heterogénea (fig. 4.21a) ya que diferentes cristales tienen núcleos heredados con sobrecrecimiento ígneo y en otros se nota un zoneamiento oscilatorio homogéneo desde el núcleo hasta el borde.

En los zircones de esta granodiorita se efectuaron 42 puntos de análisis, de los cuales se excluyeron 2 del cálculo de edad por discordancia o error elevado, los 40 útiles son concordantes a ligeramente discordantes, cubren un rango desde el Jurásico al Paleoproterozoico. El grupo principal se forma con 29 edades jurásicas y las 11 restantes son edades individuales heredadas, separadas por extensos lapsos temporales.

El zircón más joven tiene  $142 \pm 1$  Ma y el más antiguo  $2052 \pm 21$  Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama de concordia calculada con todos los datos resulta de  $165 \pm 15$  Ma (fig. 4.22a). La edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  está mejor definida en  $165 \pm 2$  Ma, delimitada con un grupo coherente de 9 análisis de la población jurásica, en un rango de 161 a 168 Ma (fig. 4.22b). Este resultado se interpreta como indicativo de la edad de cristalización del Plutón La Unión.

#### 4.4.4. Edad del Plutón Chiquimula

##### 894A. Granito

La roca para fechar este intrusivo fue colectada al noroeste de Chiquimula, en el camino que va a Bella Vista, ~ 1 km antes de llegar al pueblo. Se trata de un granito en una condición moderada de meteorización.

Los zircones encontrados en este granito son euédrales, con hábito de prismas cortos casi todos con terminaciones piramidales. La imagen de catodoluminiscencia reveló la existencia de núcleos heredados, así como zoneamiento oscilatorio bien desarrollado (figura 4.21b). Además, estos cristales se caracterizan por una relación Th/U alta (0.18 – 0.84), que junto con el típico zoneamiento ratifica su origen ígneo.

En esta muestra se realizaron 60 puntos de medición que abarcan un rango restringido al Cretácico (Campaniano-Albiano) que va de  $82 \pm 1$  a  $104 \pm 1$  Ma y no se obtuvieron edades heredadas. La edad de intersección inferior es de  $89.4 \pm 1.6$  Ma (fig. 4.23a), en tanto que la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  se restringe a  $91 \pm 0.5$  Ma (fig. 4.23b) siendo definida por un grupo coherente de 21 análisis que incluyen un rango de  $89.7 \pm 0.5$  a  $92.2 \pm 0.5$  Ma. Esta edad promedio es la que se asume como la edad de cristalización del Plutón Chiquimula.

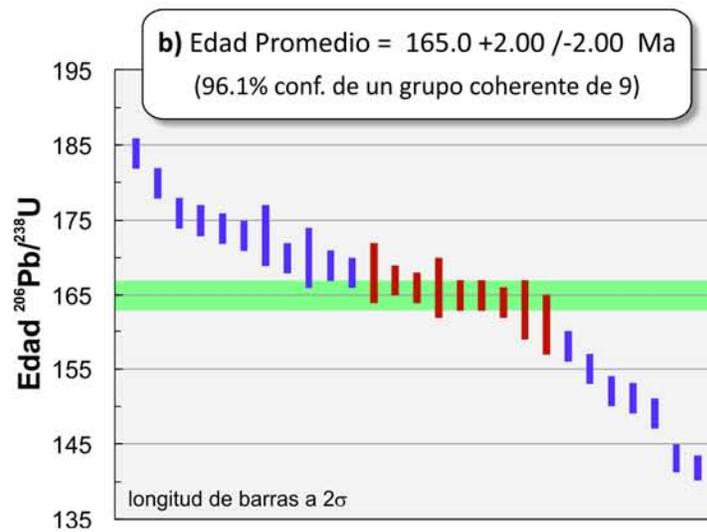
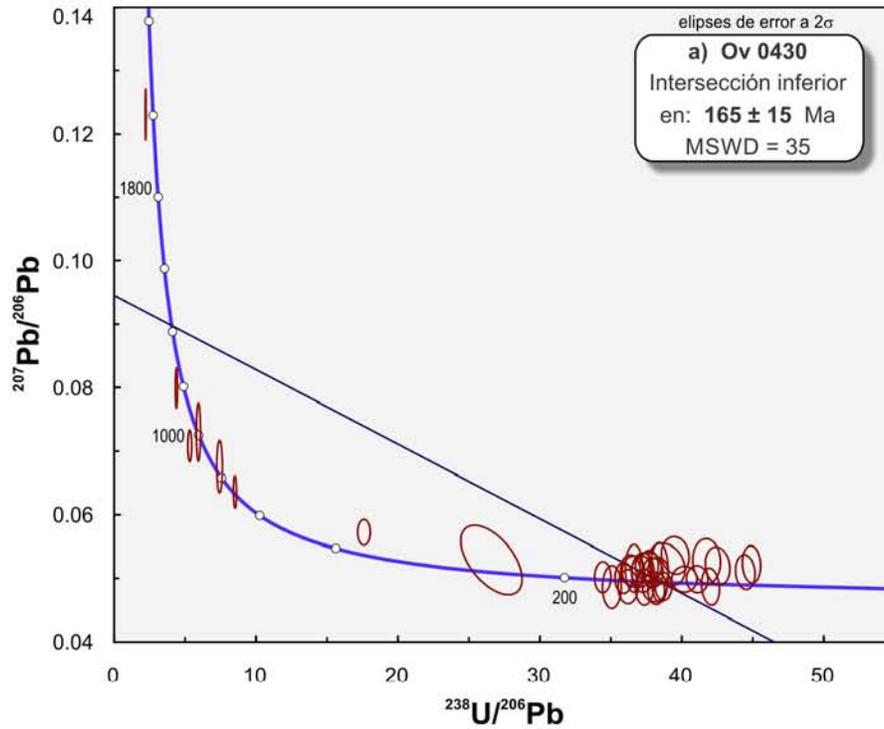


Figura 4.22. Edades obtenidas en la muestra de granodiorita del Plutón La Unión Ov 0430. a) Diagrama de concordia de la intersección inferior calculada con todos los datos. b) Diagrama TuffZirc de la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  con los datos jurásicos.

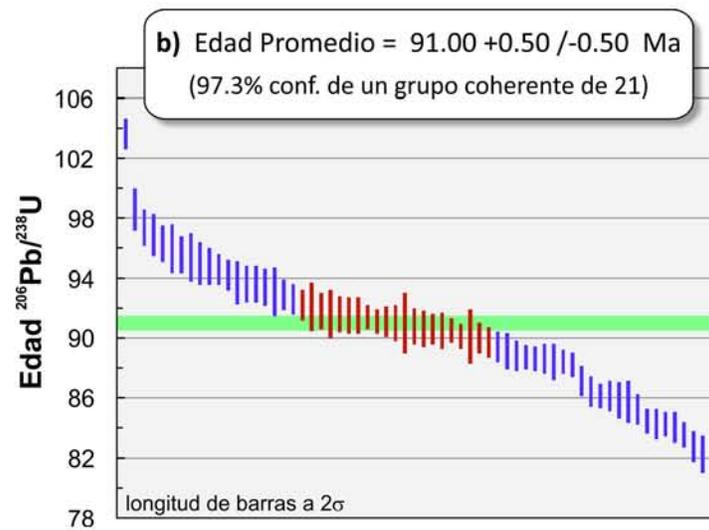
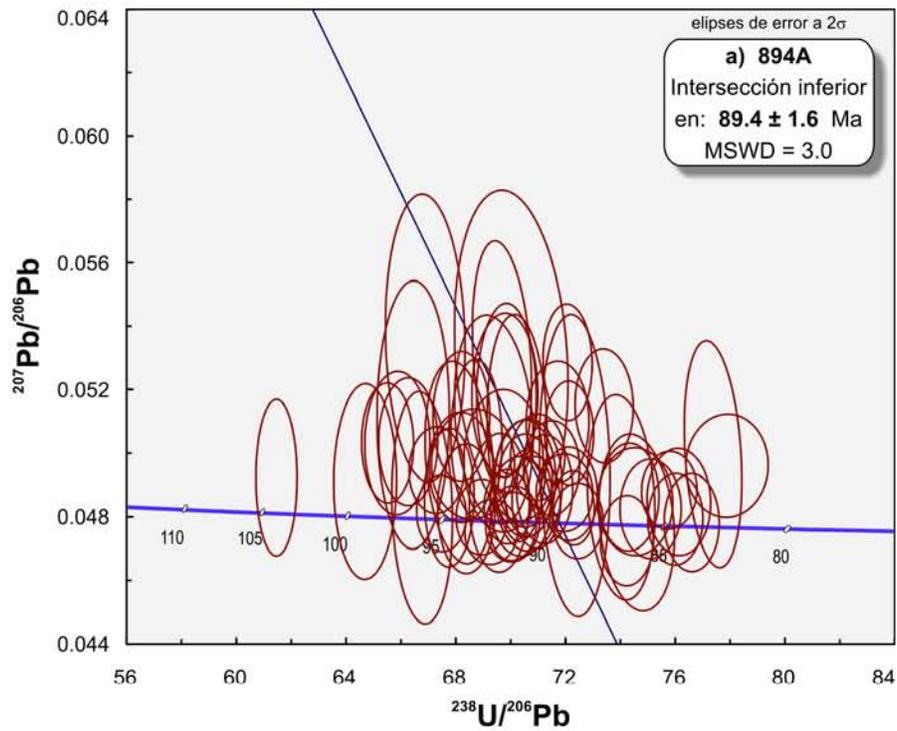


Figura 4.23. Diagramas de la muestra de granito 894A del Plutón Chiquimula. a) Edad de intersección inferior del total de análisis. b) Edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  del total de datos.

#### 4.4.5. Edades del Intrusivo Las Joyas

##### Ov 0424. Granodiorita

Esta muestra se colectó en el cruce de dos pequeños arroyos, en la cercanía del Cerro Las Joyas, al suroeste del poblado San Vicente. El intrusivo se encuentra en la zona de contacto entre filitas asociadas al Mélange El Tambor y el Complejo Las Ovejas.

Los zircones encontrados en esta granodiorita son euhedrales, prismáticos cortos casi todos con terminaciones piramidales. La cátodoluminiscencia reveló la existencia de pocos cristales con núcleos heredados, así como abundantes con zoneamiento oscilatorio bien desarrollado (figura 4.21c). Los análisis se caracterizan por una relación Th/U alta (0.34 – 1.28), que junto con el zoneamiento enfatizan el origen ígneo de estos cristales.

Se efectuaron 40 puntos de análisis, de los cuales se excluyó uno por tener error en la edad  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  muy elevado, los datos son concordantes a fuertemente discordantes, cubren un rango limitado al Cenozoico de 22 a 36 Ma. La edad de intersección inferior en el diagrama de concordia es de  $25.6 \pm 0.91$  Ma (fig. 4.24a), y la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta constreñida a  $28.1 \pm 0.4$  Ma (fig. 4.24b), que es definida con un grupo coherente de 16 análisis que van de 27.0 a 29.7 Ma. Esta última edad se interpreta como representativa del tiempo de cristalización del Intrusivo Las Joyas.

##### Ov 0440. Granito

Esta muestra se tomó de un pequeño dique de composición granítica que corta a la Diorita Deformada El Maguey, en las cercanías de la ubicación de la muestra Ov 9x de esa diorita. Las características de la roca condujeron a considerar a este dique como parte del Intrusivo Las Joyas, idea que quedó mejor sustentada con la edad obtenida.

Los zircones de este granito son euhedrales, de hábito prismático corto, casi todos con terminaciones piramidales bien desarrolladas. Las imágenes de cátodoluminiscencia revelaron la existencia de pocos cristales con núcleo heredado, pero abundantes con zoneamiento oscilatorio (figura 4.21d). Los análisis tienen una relación Th/U de 0.04 a 1.13, que junto con el zoneamiento resaltan el origen ígneo de estos zircones.

Se realizaron 34 dataciones, de las cuales se excluyeron tres por su baja precisión en la edad  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y muy alta discordancia. Las 31 edades utilizadas son ligera a fuertemente discordantes, de ellas sólo son dos heredadas y el resto se limita al Cenozoico, el grupo principal se forma con 26 datos del Oligoceno y 3 del Eoceno Medio. La edad de intersección inferior si se calcula con todas las fechas es de  $25.3 \pm 3.5$  Ma (fig. 4.25a). La edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta de  $27.4 +0.4/-0.8$  Ma (fig. 4.25b) formada con un grupo coherente de 15 análisis en el rango de 26 a 28 Ma. El último resultado es el que se considera más robusto para este dique del Intrusivo Las Joyas y se interpreta como su edad de cristalización.

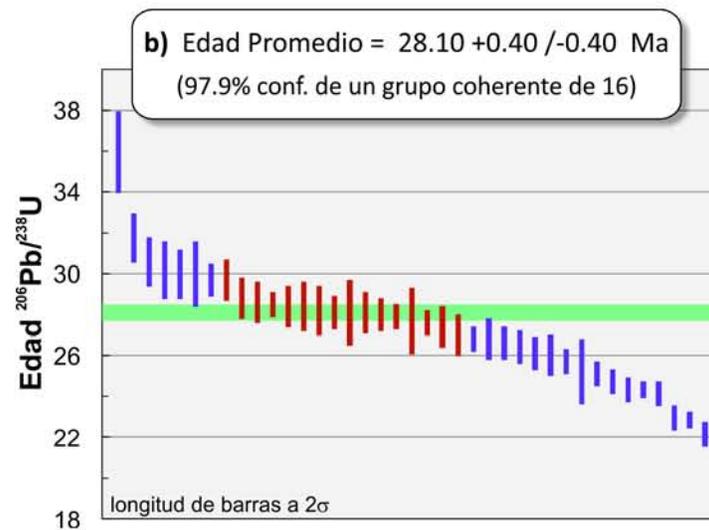
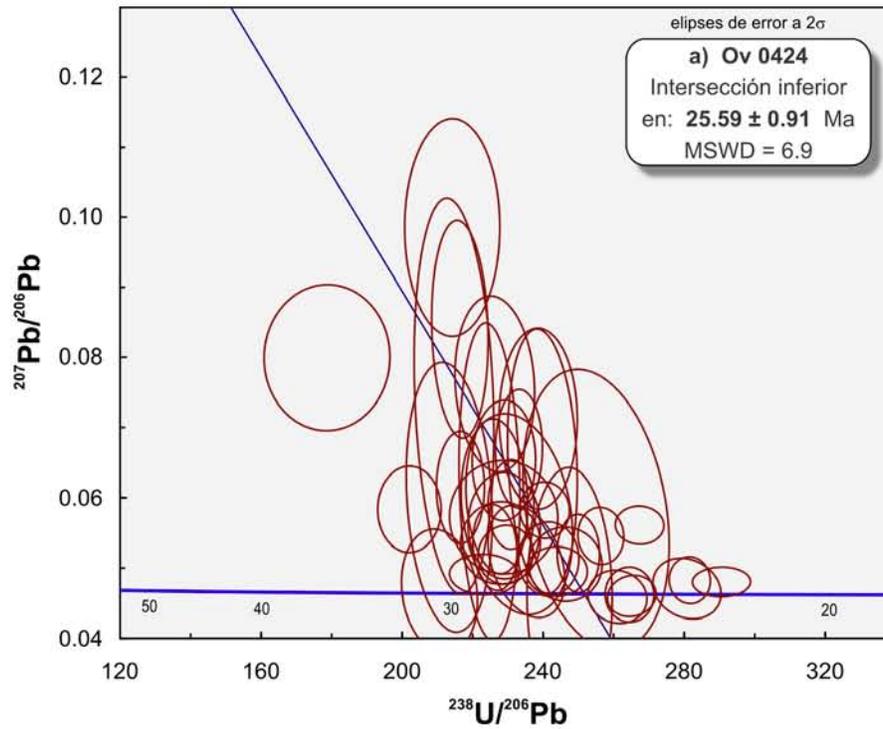


Figura 4.24. Edad de la granodiorita Ov 0424 del apófisis principal del Intrusivo Las Joyas. a) Diagrama de concordia de la intersección inferior con el total de datos. b) Edad promedio de todas las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

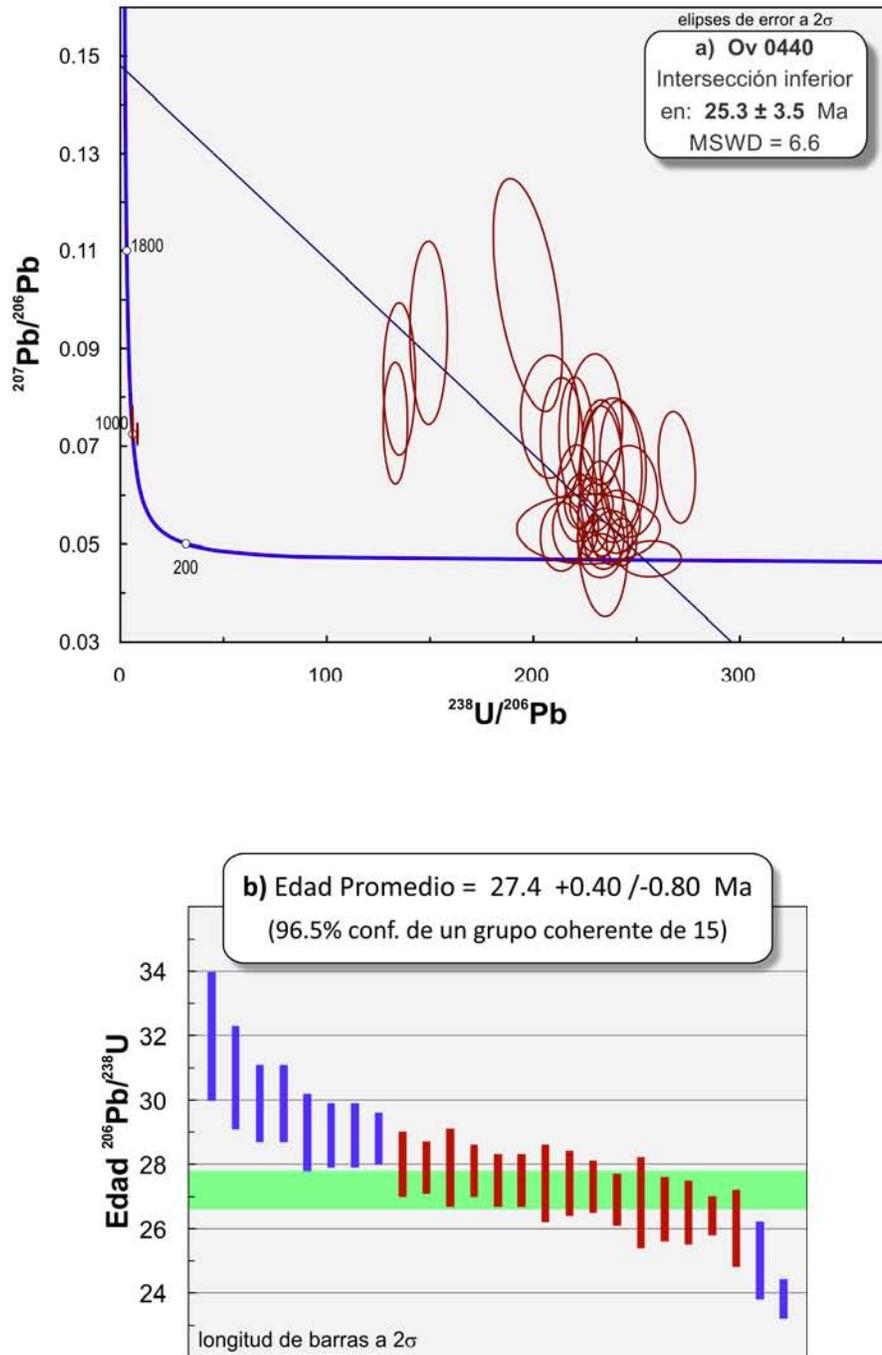


Figura 4.25. Diagramas de la muestra Ov 0440 de un dique de granito del Intrusivo Las Joyas que corta a la Diorita Deformada El Maguey. a) Gráfica con todos los análisis. b) Edad promedio de los edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

#### 4.4.6. Edades de los Intrusivos Máfico-Intermedios

En diferentes localidades del área de exposición del Complejo Las Ovejas, se observó que ese terreno es intrusionado por distintos cuerpos de composición máfica a intermedia que cortan y distorsionan a la foliación metamórfica, y que no muestran evidencias de deformación dúctil ni metamorfismo. Estos intrusivos se emplazaron principalmente como diques y sills, pero también hay troncos de tamaño pequeño con solo unos metros de longitud de afloramiento. De entre los numerosos cuerpos de este grupo, se dataron tres, cuyas edades resultaron del Oligoceno, muy cercanas e incluso superpuestas con las del Intrusivo granítico Las Joyas y con algunas fechas K-Ar de varias de las unidades del Complejo Las Ovejas.

##### Ov 94. Diorita

Esta muestra se recolectó de un cuerpo de diorita de hornblenda con intemperismo leve a moderado que aflora en las cercanías del poblado El Filo en la parte oriente del área estudiada (fig. 3.1). La roca se expone en el corte de la carretera Gualán - La Unión. La edad K-Ar de la fracción de 250–400  $\mu\text{m}$  del concentrado de anfíbol resultó de  $31.3 \pm 1.3$  Ma, que se ubica en el Oligoceno Temprano.

##### Ov 39-2. Diorita

Esta muestra fue colectada de un cuerpo de diorita de hornblenda con mínimo grado de meteorización que está en contacto tectónico con mármoles del Complejo Las Ovejas, se localiza unos 30 m al norte del poblado San Luis en la región occidental del área estudiada (fig. 3.1), en el corte de la carretera Cabañas a San Diego. Este intrusivo se fechó tanto por el método U-Pb como por el de K-Ar.

Para obtener la edad uranio-plomo de esta diorita se efectuaron 35 análisis en zircones, de los cuales se excluyeron 4 del cálculo de la edad de intersección por tener un error en la edad  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  muy elevado. Los datos son concordantes a fuertemente discordantes abarcan un rango limitado al Cenozoico de 25.8 a 41  $\pm 1$  Ma. La edad de intersección inferior es de  $26.3 \pm 1.2$  Ma (fig. 4.26a), y la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta de  $28.3 \pm 0.4$  Ma (fig. 4.26b), definida con un grupo coherente de 13 análisis que van de 27.5 a 29.8 Ma. La edad promedio se interpreta como el tiempo de cristalización de este intrusivo.

La fracción con tamaño de grano de 250 – 460  $\mu\text{m}$  del concentrado de anfíbol de esta roca, produjo una edad K-Ar con un error moderado de  $30 \pm 3.5$  Ma, que se sitúa en el Oligoceno Temprano.

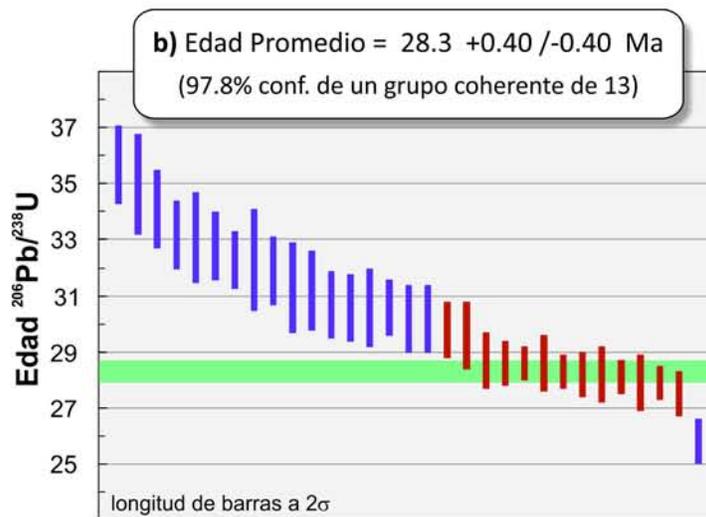
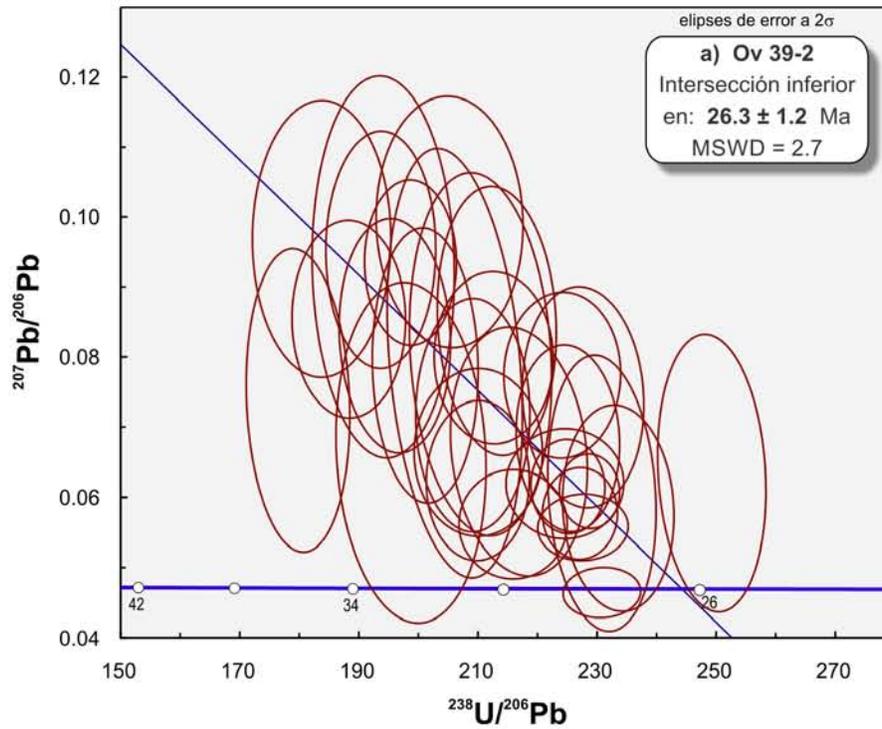


Figura 4.26. Diagramas de la granodiorita Ov 39-2. a) Intersección inferior obtenida con todos los análisis. b) Diagrama TuffZirc del promedio de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

#### Ov 48-2. Granodiorita

Muestra tomada de un dique de granodiorita de biotita ligeramente intemperizado cuyo espesor es de aproximadamente un metro y esta emplazado en anfibolitas del Complejo Las Ovejas. El afloramiento se ubica en la carretera Gualán - La Unión (fig. 3.1). La fracción de 250 – 355  $\mu\text{m}$  del concentrado de biotita tiene una edad K-Ar de  $27.4 \pm 0.7$  Ma que la ubica en el Oligoceno Tardío. Este resultado es prácticamente idéntico a la edad promedio U-Pb de la muestra Ov 0440 del dique granítico del Intrusivo Las Joyas (tabla 4.5).

#### 4.4.7. Edades de Otros Intrusivos

Dado que esta tesis fue realizada en el marco de un proyecto de investigación que incluyó el estudio de otras regiones y unidades estratigráficas de Guatemala, en algunos de los recorridos de reconocimiento se colectaron muestras para fechar, de estas sólo se logro incluir en este trabajo dos, ambas de intrusivos.

#### Ov 131. Granodiorita deformada

La muestra se colectó en el camino de terracería que une los poblados Monte Grande – Santa Rosalía, en el frente meridional de la Sierra de Las Minas, al norte del Río Motagua (fig. 3.1). Se trata de un intrusivo deformado de composición granodiorítica con tamaño de grano medio a grueso. La fracción de 150 – 250  $\mu\text{m}$  del concentrado de biotita de este cuerpo resultó con edad de  $130.6 \pm 4.1$  Ma, que corresponde al Cretácico Temprano.

#### Ov 0421. Granito de dos micas deformado

La muestra pertenece al Granito Tres Sábanas, el cual es un plutón de composición granítica con deformación dúctil que se ubica al noroeste de Ciudad de Guatemala.

Para obtener la edad U-Pb de este granito se realizaron 34 puntos de análisis en zircones, de los cuales se excluyeron 5 de los procedimientos estadísticos por tener un error o un porcentaje de discordancia elevado. La mayoría de edades útiles tienen discordancia de ligera a moderada y sólo unos pocos son concordantes, los que abarcan un lapso del Cretácico Temprano al Paleoproterozoico, siendo el zircón más joven de  $113 \pm 2$  Ma y el más antiguo de  $757 \pm 10$  Ma. La edad de intersección inferior calculada con el total de datos es de  $115 \pm 11$  Ma (fig. 4.27a), en tanto que la edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  resulta de  $115 +4/-1$  Ma, (fig. 4.27b), siendo conformada por un grupo coherente de 16 análisis que comprenden de 112 a 121 Ma.

Esta muestra también se procesó para su fechamiento con el método K-Ar. La edad obtenida en la fracción con tamaño de grano de 250 – 460  $\mu\text{m}$  del concentrado de biotita es de  $102.2 \pm 1.2$  Ma, que corresponde al Albiano.

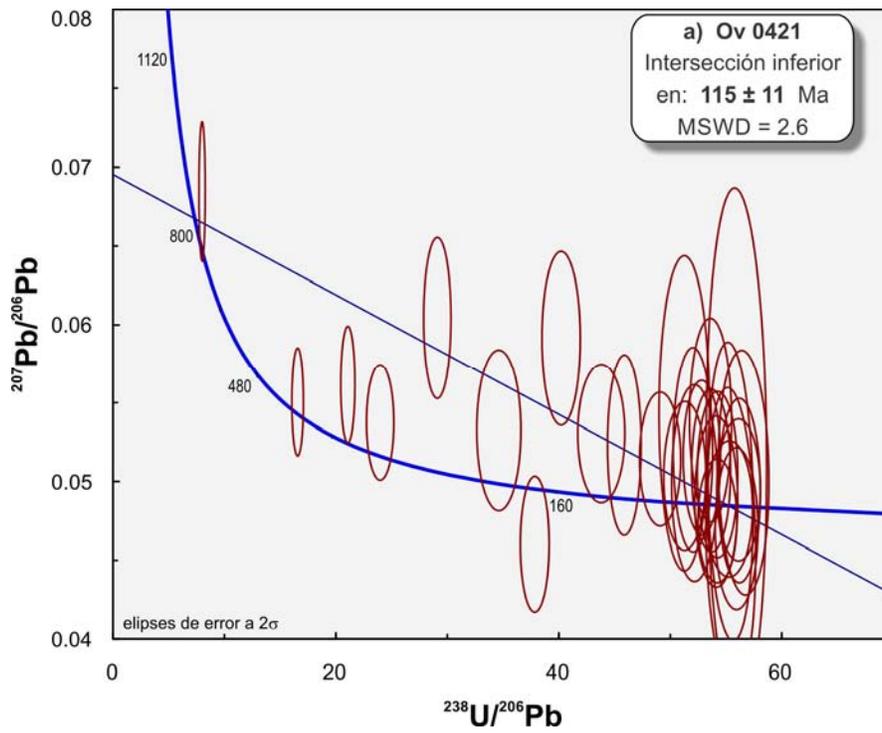


Figura 4.27. Edad de la muestra Ov 0421 del granito Tres Sábanas. a) Diagramas de Intersección inferior obtenida con todos los análisis. b) Diagrama de la edad promedio de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

Tabla 4.5. Resumen de las Edades Isotópicas Obtenidas en esta Investigación

Muestra	Unidad / Roca	Edades (Ma)					Componentes de Población Principales <sup>+</sup>
		K-Ar*	EII		EP	U-Pb Rango (#)	
<b>Complejo Las Ovejas</b>							
<b>Ensamble Basal</b>							
<b>Esquitos Huité</b>							
Ov 5X	Esquisto	28.8 ± 0.6 (MB)			150 – 2012 (78)	150–337[~212], 996–1216	
Ov 112	Esquisto	29.6 ± 0.9 (MB)			179 – 2652 (36)	218–246[~237], 369–401, 475–482, 519–535[~535]	
Ov 177	Esquisto	26.9 ± 0.6 (MB)	37 ± 1.3		31 – 1868 (80)	32–43[~38], 259–295[~285], 303–332, 1101–1195	
		26.8 ± 0.6 (MB)					
<b>Gneises Lampocoy</b>							
Ov 59	Gneis			170 ± 2	153 – 2039 (107)	153–191[~170], 210–285[~252], 304–330	
Ov 76	Gneis	29.1 ± 0.8 (B)		170 ± 1	153 – 2041 (112)	153–179[~170], 518–540, 1013–1242	
<b>Anfibolitas</b>							
Ov 61	Anfibolita	36.7 ± 2 (A)		176 ± 1	150 – 197 (29)	150 – 197	
Ov 176	Anfibolita	45.6 ± 4.3 (A)					
<b>Unidad Metavolcánica</b>							
Ov 107A	Metadacita			115 ± 1	114 – 211 (29)	114–119, 150–180	
<b>Ensamble Intrusivo</b>							
Ov 71B	Metagranitoide		59.3 ± 5	59 ± 2	47 – 187 (30)	47–66	
Ov 5D	Granito deformado		39.5 ± 5	36 ± 1	36 – 1140 (33)	36–55, 148–186	
Ov 54B	Granito deformado		39.4 ± 5	46 ± 1	41 – 1098 (25)	41–56	
Ov 06-3	Granito deformado		33.2 ± 6	32 ± 3	24 – 1079 (30)	24–47	
Ov 107B	Granito deformado	24.1 ± 0.5 (MB)	30.0 ± 1	31 ± 1	29 – 187 (40)	29–32, 154–187	
Gt 0407	Granodiorita deformada		37.7 ± 6	39 ± 1	28 – 1826 (48)	34–56	
Gt 0415	Granodiorita deformada		37.7 ± 5	38 ± 1	28 – 121 (26)	34–50	
Ov 64	Granodiorita deformada	26 ± 0.6 (B)	31.7 ± 8	35 ± 1	31 – 1594 (26)	31–54, 147 – 188	
Ov 9X	Diorita deformada	26.9 ± 2 (A)	27.2 ± 1	28.4 ± 1	25 – 76 (30)	25–35	

Muestra	Unidad / Roca	K-Ar*	Edades (Ma)			Componentes de Población Principales <sup>+</sup>
			EII	EP	U-Pb Rango (#)	
<b>Filita San Diego</b>						
Gt 0417	Metaarenisca				521 – 1878 (60)	521–555[~544], 867–885[~870], <b>961–983[~976]</b> , 1028–1036[~1040], 1158–1188[~1188]
Ov 142B	Metaarenisca	234 ± 5 (RT)			747 – 2098 (93)	928–1529[~983, ~ <b>1163</b> , ~1225]
<b>Plutón La Unión</b>						
Ov 0430	Granodiorita		165 ± 2		142 – 2052 (40)	142–184
<b>Plutón Chiquimula</b>						
894A	Granito		91 ± 1		82 – 104 (60)	
<b>Intrusivo Las Joyas</b>						
Ov 0424	Granodiorita		25.6 ± 0.9	28.1 ± 0.4	22 – 36 (39)	
Ov 0440	Granito		25.3 ± 3.5	27.4 ± 0.8	24 – 1082 (31)	24–48
<b>Intrusivos Máfico-Intermedios</b>						
Ov 94	Diorita	31.3 ± 1.3 (A)				
Ov 39-2	Diorita	30 ± 3.5 (A)	26.3 ± 1.2	28.3 ± 0.4	26 – 36 (31)	
Ov 48-2	Granodiorita	27.4 ± 0.7 (B)				
<b>Otros Intrusivos</b>						
Ov 131	Granodiorita Deformada	130.6 ± 4.1 (B)				
Ov 0421	Granito Deformado	102.2 ± 1.2 (B)	115 ± 4		113 – 757 (31)	112–124 (20)

Claves:

\*: Minerales, MB = Mica Blanca, B = Biotita, A = Anfíbol. RT = Roca Total.

EII: Edad de Intersección Inferior en los diagramas de concordia.

EP: Edad Promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , definida con grupos de edades estadísticamente coherentes.

Rango (#): Lapso completo definido por las edades y número de análisis.

+ : Los componentes de población corresponden a edades heredadas en las rocas ígneas y a edades detríticas en las rocas metasedimentarias. Sólo se muestran los grupos principales, el predominante se resalta en negritas, el pico estimado se presenta entre corchetes.

#### 4.5. Síntesis de los Resultados Geocronológicos

La diversidad litológica de la región centro-occidente de la cuenca del Río Motagua, el número reducido de edades isotópicas previas y las complejas relaciones estructurales condujeron a la realización de esta investigación geocronológica con objeto de obtener un conjunto de datos representativos que permitieran plantear las relaciones de las unidades metamórficas e intrusivas de esta región con el Bloque Chortis y su posible correlación con los terrenos del sur de México.

Se analizaron 28 muestras (tabla 4.4), en las que se obtuvieron en total 43 edades, 24 con el método U-Pb en zircones a través de LA-ICP MS (tabla 4.5) y 19 con el método K-Ar en diferentes concentrados minerales (tabla 4.5), de éstas últimas sólo 16 se consideran válidas (se descartan las tres de la muestra Ov 71B del Metagranitoide Loma Pareja). La distribución de las edades en relación con las unidades litoestratigráficas se encuentra en la tabla 4.6.

<b>Tabla 4.6. Número Total de Edades por Unidad Litoestratigráfica</b>
<b>Edades con el método U-Pb en zircones (n = 24)</b>
16 en el Complejo Las Ovejas
7 en el Ensamble Basal
9 en los intrusivos deformados
2 en la Filita San Diego
2 en el Intrusivo Las Joyas
1 en el Plutón La Unión
1 en el Plutón Chiquimula
1 en Diorita
1 en el Granito Tres Sábanas
<b>Edades con el método K-Ar (n = 16)</b>
10 en el Complejo Las Ovejas
7 en el Ensamble Basal
3 en los intrusivos deformados
1 en la Filita San Diego
3 en los intrusivos máficos
1 en el Granito Tres Sábana
1 en el intrusivo deformado de la Sierra de Las Minas

Los datos geocronológicos obtenidos en las muestras de las unidades que forman el ensamble basal del Complejo Las Ovejas nos revelan diferencias en la parte joven de sus espectros de edad, pero algunas similitudes en los componentes heredados.

Los zircones de los esquistos, típicamente produjeron poblaciones heterogéneas y edades discordantes, por lo que en los diagramas de concordia definen líneas de intersección ajustadas al mayor conjunto de datos, debido a ello, esas intersecciones son difíciles de interpretar o no tienen significado geológico, por lo que no se consideran en absoluto.

Los tres esquistos (Ov 5X, Ov 112, Ov 177) presentan un componente predominante del Pérmico-Triásico, pero en los dos primeros el componente del Triásico es mayor, mientras que en la Ov 177 domina el Pérmico. Las tres muestras tienen zircones precámbricos heredados, solo que en la Ov 5X este componente es mayor y casi representa la mitad de las edades. En los esquistos Ov 5X y Ov 177 hay una pequeña población del Jurásico, que no se presenta en el Ov 112 lo que se atribuye al número reducido de análisis. La muestra Ov 177 tiene una población excepcional del Eoceno que no existe en ninguna de las otras muestras del ensamble basal del Complejo Las Ovejas, i.e. gneises, anfíbolitas y metadacita.

El siguiente grupo de edades pertenece a dos muestras de gneis y una de anfíbolita que provienen de la región al sur de Gualán (los gneises Ov 59 y Ov 76 y la anfíbolita Ov 61) las cuales tienen edades del Jurásico Medio de ~170 Ma en las primeros y ~176 Ma en la segunda. Estas muestras se caracterizan por que el grupo de datos jurásicos que define su edad representa al menos el 70% del total de análisis respectivos, con los zircones más jóvenes en torno a 150 Ma.

La Unidad Metavolcánica (metadacita Ov 107A) resultó tener una edad aptiana de ~115 Ma, definida por un grupo de 15 análisis, pero tiene un componente heredado del Jurásico casi equivalente (12 datos) con la misma distribución de edades que los gneises y la anfíbolita.

Además de criterios de campo, mineralógicos, de fábrica y/o químicos, un medio útil para distinguir entre gneises, anfíbolitas o esquistos derivados de protolitos sedimentarios o ígneos son las características de los cristales de zircón, así como sus patrones de edades U-Pb. En este sentido, los rasgos típicos de zircones ígneos son la forma euédral de los cristales, presencia de zoneamiento oscilatorio, ausencia de signos de alteración (p. e. sobrecrecimientos metamórficos). En tanto que, los patrones de edades presentan datos concordantes y en un rango limitado con tendencia a la existencia de una población dominante sin la dispersión de las edades de las poblaciones de origen sedimentario. En este contexto, los rasgos de la población jurásica de las muestras Ov 59, Ov 76 y Ov 61, junto con la cretácica Ov 107A, que se componen de zircones euédrales con zoneamiento oscilatorio (característico de los minerales cuya cristalización primaria ocurre en ambientes magmáticos) y relación Th/U elevada, sustentan la inferencia de que la roca madre de estas unidades fue de origen ígneo.

El conjunto de edades obtenido en las diferentes litologías del Ensamble Basal del Complejo Las Ovejas, define que las unidades metasedimentarias y metaígneas que lo constituyen proceden de protolitos esencialmente mesozoicos y que están interrelacionados.

El siguiente grupo de edades obtenidas en las unidades del Complejo Las Ovejas se sitúa en el Cenozoico, incluye fechas U-Pb y K-Ar de intrusivos deformados y K-Ar de las secuencias de grado alto.

El Metagranitoide Loma Pareja (Ov 71B) resultó ser el más antiguo de los intrusivos deformados con una edad aparente de cristalización de ~59 Ma y cuyos zircones manifiestan evidencia de pérdida de plomo hacia los 32 Ma.

La muestra de anfíbolita Ov 176 y la del dique pegmatítico Ov 54B tienen una edad similar que es cercana a 46 Ma, no obstante que son fechas obtenidas con diferente método (K-Ar y U-Pb, respectivamente), además tienen una separación geográfica notable (fig. 3.1).

Un grupo de cuatro intrusivos deformados, granitos y granodioritas (muestras Ov 5D, Gt 0407, Gt 0415 y Ov 64), tiene edades U-Pb entre 40 y 35 Ma, este lapso temporal también incluye una población del esquistos Ov 177, y la edad K-Ar de la anfíbolita Ov 61. Cabe mencionar, que las edades de intersección inferior de las muestras Gt 0407 y Gt 0415 calculadas con el conjunto completo de análisis de la muestra respectiva, son prácticamente idénticas hacia los 37 Ma.

La parte más joven del Complejo Las Ovejas, corresponden a la Diorita Deformada El Maguey -muestra Ov 9X- cuyas edades U-Pb y K-Ar son de 28.4 y 26.9 Ma, respectivamente.

Por último, un grupo de siete edades obtenidas con K-Ar en mica blanca, biotita y anfíbol en diferentes litologías del Complejo Las Ovejas, abarca un rango de 30 a 24 Ma (Ov 112 - 29.6; Ov 76 - 29.1; Ov 5X - 28.8; Ov 177 - 26.9; Ov 9X - 26.9; Ov 64 - 26; Ov 107B - 24), este conjunto se traslapa con la edad U-Pb de la Diorita Deformada El Maguey y con las dataciones de los cuerpos no deformados, la de U-Pb del Intrusivo Las Joyas y las de K-Ar de los intrusivos máfico-intermedios.

En contraste con las edades del Complejo Las Ovejas, las dos muestras de metaarenisca de la Filita San Diego nos revelan componentes de edad diferentes y más antiguos. En la muestra tomada cerca del poblado San Diego (Gt 0417) se encontró que la edad del zircón más joven es de 521 Ma, pero en la muestra de la carretera de Chiquimula a Ipala (Ov 142B) el zircón más joven resultó de 747 Ma. En ambas rocas se presentan concentraciones dominantes de edades entre los 900 y los 1200 Ma.

El conjunto de intrusivos sin deformación cristal-plástica integrado por plutones, troncos y diques de diferente composición, manifiesta tres distintos lapsos temporales. La muestra Ov 0430 colectada en la parte central del Plutón La Unión, produjo una edad de 165 Ma. Por otra parte, la muestra 894A perteneciente al Plutón Chiquimula tiene 91 Ma. A su vez, del Intrusivo Las Joyas, se fecharon dos muestras, Ov 0424 y Ov 0440, cuyas edades U-Pb son de 28.1 y 27.4 Ma, respectivamente.

Un grupo de intrusivos de composición máfica a intermedia (muestras Ov 94, Ov 39-2 y Ov 48-2) fechados con el método K-Ar en hornblenda y biotita, resultaron tener edades de 31 a 27 Ma. Cabe destacar, que la muestra Ov 48-2 que es de un dique que intrusiona a anfíbolitas tiene la misma edad U-Pb que la muestra Ov 0440 del dique granítico del Intrusivo Las Joyas, las dos de 27.4 Ma.

Estos datos provenientes de diferentes unidades del límite norte del Bloque Chortis permiten establecer un marco de comparación y correlación entre este bloque y diferentes terrenos del sur de México.



## CAPÍTULO 5

### *Discusión y Conclusiones*

#### **5.1. INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se sintetizan, analizan, interpretan y discuten los datos y resultados geológicos y geocronológicos obtenidos en las diferentes unidades estratigráficas estudiadas en esta investigación, así como sus implicaciones en la conceptualización del Bloque Chortis. La discusión se orienta al contexto de las hipótesis que dieron origen a esta tesis, las cuales son descritas en el marco de referencia (§. 1.6), es decir, estuvo o no unido el Bloque Chortis al sur de México.

Primeramente, con fundamento en los rasgos geológicos del Complejo Las Ovejas y las dataciones geocronológicas aquí realizadas, se plantea una historia de evolución geológica para ese terreno metamórfico. En seguida, con base en la comparación de edades de zircones, se evalúa la posibilidad de correlacionar al Complejo Las Ovejas con alguno o algunos de los terrenos tectónicos del sur de México. En la siguiente sección, se procede en forma análoga que en la previa pero con la Filita San Diego. A continuación, se describen los episodios de magmatismo intrusivo hallados dentro del área de estudio, que a la vez pertenecen al margen septentrional del Bloque Chortis. Posteriormente, se expone una propuesta de terreno tectonoestratigráfico para el Complejo Las Ovejas. En el apartado sucesivo, se discute la conexión Bloque Chortis-sur de México, tópico que complementa a los planteamientos expuestos en la parte 2.4.5.

Por último, y para finalizar el capítulo y este documento, se enlistan las principales conclusiones derivadas de los datos y sus análisis, así como las cuestiones por resolver en estudios posteriores que se considera mejorarán y ampliarán el presente.

## 5.2. HISTORIA GEOLÓGICA DEL COMPLEJO LAS OVEJAS

La reconstrucción de la historia de un terreno metamórfico requiere de un minucioso conjunto de datos estructurales, petrológicos, geoquímicos, geocronológicos, de microfábrica y de geotermobarometría. En este contexto, la información obtenida a través de las observaciones de campo, el análisis petrográfico, pero sobre todo de los fechamientos efectuados en este estudio, permite limitar de manera aproximada, el tiempo del metamorfismo y de la formación de los protolitos de varios de los componentes del Complejo Las Ovejas, así como interpretar y proponer una historia geológica para ese terreno, definida esencialmente por un episodio metamórfico de alto grado.

Dado que el Complejo Las Ovejas es considerado como parte del basamento del Bloque Chortis, el conocimiento de su edad, naturaleza metamórfica y evolución es relevante para valorar su correlación con otros terrenos metamórficos, tanto caribeños como mexicanos, así como para evaluar los modelos tectónicos que relacionan al Bloque Chortis con el sur de México.

El conjunto litológico Esquistos Huité, que forma parte del Ensamble Basal del Complejo Las Ovejas, aflora de manera extensa en la parte central de la zona de estudio, enmarcada por los ríos San Vicente y Zacapa. Las características mineralógicas de esos esquistos tales como la abundancia de mica blanca en sus distintas litologías, el desarrollo de minerales metamórficos como la estauroлита, y las particularidades de las poblaciones de zircones (p. e. cristales corroídos y redondeados, intervalos de edades extensos, granos con estructura interna compleja, componentes múltiples, etc.), llevan a suponer que el protolito de los Esquistos Huité fue de composición heterogénea, probablemente consistió de secuencias sedimentarias terrígenas con abundancia de rocas aluminosas, tales como lutitas o limolitas, junto con algún tipo de arenisca rica en cuarzo de las que se formaron las capas de cuarcita.

Los espectros de edad de las poblaciones de zircones en las tres muestras de esquisto analizadas (Ov 5X, Ov 112 y Ov 177) develan un amplio rango de edades, desde terciarias hasta del Neoarqueano, sin embargo, en esas rocas existe un componente predominante del Pérmico-Triásico, con picos principales en las curvas de distribución de probabilidad hacia, ~285, ~237 y ~212 Ma (fig. 5.1), pero en las dos primeras el componente dominante es del Triásico, mientras que en la tercera es el del Pérmico. Las características de los zircones que se encuentran en ese rango de tiempo, tales como forma de los cristales, textura interna, relación Th/U, etc., conducen a inferir un origen ígneo primario para la mayoría de ellos. Con base en lo anterior se interpreta que la secuencia sedimentaria protolito de los esquistos, se formó en una región en la que la fuente principal de los detritos provenía de terrenos con rocas ígneas del Pérmico y el Triásico.

En los esquistos Ov 5X y Ov 177 hay una pequeña población del Jurásico (8 y 3 datos cada uno), que también se presenta en el Ov 112 de modo diminuto, lo que se atribuye al número reducido de análisis hechos en esta última roca. Otro componente poblacional común en estas

muestras es el del Cámbrico, pero tiene una baja representación, ya que sólo se cuentan tres datos en la Ov 112 y en la Ov 177, y sólo uno en la Ov 5X.

Por otra parte, en las tres muestras existen componentes heredados más antiguos (del Neoproterozoico al Nearqueano), pero sólo en la Ov 5X tienen relevancia, en este esquisto, la población proterozoica corresponde al 50 % y en ella destaca un conjunto de edades de ~800 a ~1100 Ma (fig. 5.1). En los esquistos Ov 112 y Ov 177, el componente del Precámbrico está formado por 9 y 13 edades, respectivamente.

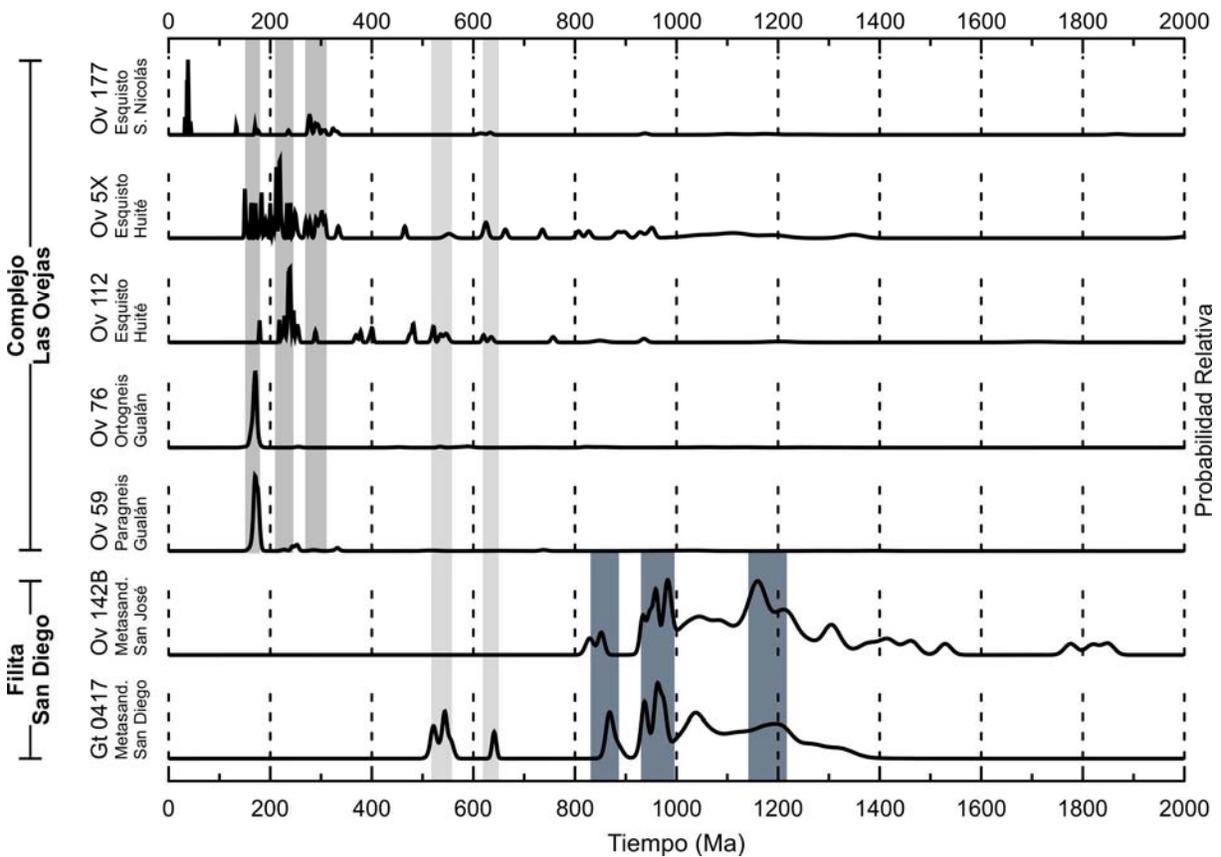


Figura 5.1. Comparación de los diagramas de distribución de probabilidad de esquistos y gneises del Complejo Las Ovejas y de metaareniscas de la Filita San Diego. Las partes sombreadas indican las coincidencias observadas en las poblaciones de las muestras del Complejo Las Ovejas (gris) y de las muestras de la Filita San Diego (gris oscuro). Las áreas gris claro señalan el traslape parcial de pequeñas poblaciones presentes en ambas unidades.

La unidad Gneises Lampocoy se encuentra expuesta principalmente en la región oriente (al este-noreste del Río Zacapa) junto con anfibolitas, mármoles y menor presencia de esquistos. Las dos muestras (Ov 59 y Ov 76) se caracterizan por tener una población del Jurásico notablemente dominante, la cual define su edad (~170 Ma) pues representa al menos el 70% del total de análisis respectivos, con los zircones más jóvenes en torno a 153 Ma.

Ambos gneises incluyen componentes heredados precámbricos similares, que abarcan el Proterozoico, pero con poblaciones reducidas, así, del Neoproterozoico contienen 4 y 9 edades (Ov 59 y Ov 76, respectivamente), del Mesoproterozoico 6 y 8, y del Paleoproterozoico 2 edades en cada una.

Otro elemento poblacional en común corresponde al del Cámbrico, pero de manera similar a las edades existentes en los esquistos, tiene una representación escasa, 2 análisis en Ov 59 y 3 en Ov 76.

En relación a las poblaciones paleozoicas que singularizan a las muestras de los Esquistos Huité, están presentes en la Ov 59, con ocho análisis del Triásico y cuatro del Pérmico, pero con sólo un dato de cada período en la Ov 76.

En conjunto con los gneises, existe una secuencia de anfibolitas de las que se fechó una muestra (Ov 61) la que también es de edad Jurásica (176 Ma). Las propiedades cristalóquímicas (p. e. hábito, forma, zoneamiento, relación Th/U, etc.) de los zircones de esas rocas permiten inferir un origen ígneo primario para ellos. Las edades de los gneises y la anfibolita indican que los protolitos de esas litologías se formaron alrededor del Jurásico Medio.

Con base en las características observadas en afloramiento, muestra de mano, el análisis de fábrica, la composición mineralógica y la estructura poblacional de los zircones, se infiere que los gneises de la región Gualán-Lampocoy corresponden a ortogneises, en tanto que las anfibolitas existentes entre Gualán y el poblado El Chile son ortoanfibolitas. Posiblemente, el protolito de estas unidades fue una secuencia volcánica, en tal caso, el volcanismo consistió de diferentes episodios con distinta composición química y litológica, así las anfibolitas derivarían de rocas de composición máfica, en tanto, se supone que los gneises procederían de rocas con composición de intermedia a félsica.

Las muestras fechadas en las unidades de más alto grado metamórfico del Complejo Las Ovejas, exhiben varias semejanzas geocronológicas entre sí, como se puede observar en la coincidencia de algunos picos en los diagramas de densidad de probabilidad de la figura 5.1, en ese gráfico se nota la sobreposición de los picos del Jurásico Medio, Triásico Medio-Tardío y Pérmico (barras en color gris claro). Esta sobreposición sugiere que tanto las muestras meta-sedimentarias como las metaígneas provienen de protolitos interrelacionados y conforman una única unidad geológica coherente, dando soporte a la idea de que esquistos, gneises y anfibolitas constituyen la base de ese terreno metamórfico.

La existencia de zircones jurásicos en los Esquistos Huité -parecidos a los de los gneises y la anfibolita- junto con las interrelaciones y/o intercalaciones de esquistos con gneises, gneises con anfibolitas, anfibolitas con mármoles y mármoles con esquistos y cuarcitas, conducen a interpretar que los protolitos de estas unidades metamórficas quizá constituirían una entidad geológica individualizada desde el Jurásico, posiblemente como algún tipo de secuencia volcano-sedimentaria.

Un episodio ígneo diferente, se deduce a partir de la edad aptiana obtenida en la metadacita (muestra Ov 107A de la Unidad Metavolcánica) de ~115 Ma, definida por un grupo de 15 análisis. Esta roca tiene un componente poblacional heredado del Jurásico representado por doce datos que abarcan de 150 a 180 Ma, que es el lapso temporal propio de los protolitos de los gneises y la anfibolita antes aludidos, por lo tanto, esas litologías serían la fuente más probable para los zircones de esas edades que están presentes en esta roca metavolcánica.

La edad de la metadacita permite inferir la existencia de un episodio volcánico extrusivo en el Aptiano, que se yuxtapuso a los eventos y las unidades del Jurásico.

En resumen, los protolitos más antiguos del Ensamble Basal del Complejo Las Ovejas fueron un grupo de formaciones sedimentarias diversas, cuya edad de depósito probablemente comprendió desde el Triásico hasta el Jurásico Temprano, a las que se sumó una secuencia volcanosedimentaria heterogénea de edad jurásica y sobre ambas asociaciones se añadió una unidad volcánica durante el Cretácico.

De manera equivalente, las condiciones tectónicas de esos protolitos cambiaron con el tiempo, pasando de un ambiente sedimentario marino somero, donde se depositaron las litologías primigenias de las que se produjeron esquistos, cuarcitas y mármoles, a uno mixto, en el que se formaron las secuencias volcanosedimentarias hoy representadas por gneises y anfibolitas, culminando en uno de tipo continental, ejemplificado por la unidad volcánica correspondiente a la metadacita.

Después de un lapso de varias decenas de millones de años, las condiciones tectónicas en las que se desarrolló la secuencia volcanosedimentaria mesozoica protolito del Ensamble Basal del Complejo Las Ovejas cambian drásticamente, pasando a un régimen tectónico caracterizado por metamorfismo, deformación y actividad ígnea, ambiente en el que se formaron los cuerpos magmáticos que componen al Ensamble Intrusivo, y en el que a la larga se presentarían las condiciones petrogenéticas que crearon a ese terreno de alto grado.

El primero de varios episodios de intrusión que afectaron a la antigua secuencia jurásica-cretácica durante el Cenozoico, tiene lugar en el Paleoceno, con el emplazamiento del protolito del Metagranitoide Loma Pareja (probablemente una granodiorita), cuya edad de cristalización se estima en 59 Ma, inferencia basada en la datación U-Pb de la muestra Ov 71B de ese cuerpo.

La edad promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  del granito Ov 54B, que es de uno de los diques pegmatíticos deformados, es  $46 \pm 1$  Ma. Ese tiempo también está representado por la edad K-Ar de la anfibolita Ov 176 de  $45.6 \pm 4.3$  Ma. Por lo que se pudiera especular que el dique de la muestra Ov 54B corresponde a un episodio del Eoceno Medio, sin embargo, sólo a través de la datación de otros cuerpos deformados podrá sustentarse esa conjetura.

Hacia los 40 a 35 Ma (Eoceno Tardío) se sitúa el tiempo más probable de la ocurrencia del pico en el episodio de metamorfismo de alto grado que dio origen al Complejo Las Ovejas, esta interpretación se basa en dos conjuntos de evidencias:

a) Existe un grupo de seis datos (tabla 4.5), que enmarca un tiempo aproximado de seis millones de años -el lapso de 40 a 35 antes indicado-, formado con las edades promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de cuatro intrusivos deformados de composición granítica-granodiorítica (muestras Ov 5D, Gt 0407, Gt 0415 y Ov 64), más el componente de población del Eoceno del esquisto Ov 177 (~37 Ma, el cual se infiere fue originado por el episodio de metamorfismo) y la edad K-Ar de la muestra de anfibolita Ov 61. A esta asociación de fechamientos se puede añadir un conjunto de edades en gneises y anfibolitas reportadas por Ratschbacher et al. (2009) obtenidas con diferentes métodos y minerales (tabla 3.1) que se ubican en un periodo de tiempo de 39 a 33 Ma.

b) La ocurrencia de numerosos intrusivos (granitos y granodioritas) con una intensidad de deformación variada, pero que no manifiestan el metamorfismo de alto grado del Complejo Las Ovejas, aunado al hallazgo de xenolitos de gneises embebidos en algunos de esos cuerpos.

Así, los cuerpos de granodiorita deformada resultan ser clave en el entendimiento del final del episodio metamórfico cenozoico, no sólo por sus edades, sino por sus relaciones estructurales que muestran en campo. En unos pocos de los numerosos diques de granodiorita deformada que se encuentran a lo largo de la carretera Gualán-La Unión, se hallaron xenolitos de gneises de biotita de entre 3 a 10 cm de longitud inmersos en el intrusivo (figuras 3.10b y c). La relación señalada, el menor grado de deformación y las edades permiten interpretar que las granodioritas deformadas representan un evento ígneo sintectónico tardío respecto al metamorfismo de alto grado.

Seis muestras de distintos intrusivos deformados (Ov 71B [n=3], Ov 5D [15], Ov 06-3 [3], Ov 107B [27], Gt 0407 [4], Ov 64 [7]) presentan un componente poblacional de edad jurásica, el cual representa el tiempo de cristalización de los zircones respectivos, los que se infiere son heredados de las unidades cortadas por esos cuerpos (gneises, esquistos, anfibolitas, metadacita) y perduraron durante la fusión parcial y el emplazamiento. Tal abundancia de zircones heredados, puede considerarse como un indicio de que la contaminación cortical fue un proceso significativo en la génesis de los intrusivos deformados del Complejo Las Ovejas.

La unidad más joven del Complejo Las Ovejas, corresponde a la Diorita Deformada El Maguey (muestra Ov 9X) cuyas edades U-Pb y K-Ar son de 28.4 y 26.9 Ma, respectivamente. Esta diorita exhibe el menor grado de deformación y su foliación se percibe con dificultad. Es cortada por diques graníticos pertenecientes al Intrusivos Las Joyas.

Un conjunto de edades obtenidas con el método K-Ar en mica blanca, biotita y anfíbol en diferentes litologías del ensamble basal y los intrusivos deformados del Complejo Las Ovejas, comprende un rango de 30 a 24 Ma (esquistos: Ov 112 [29.6 Ma], Ov 5X [28.8 Ma], Ov 177 [26.9 Ma]; gneises: Ov 76 [29.1 Ma]; granodiorita deformada: Ov 64 [26 Ma]; Diorita El Maguey: Ov 9X [26.9 Ma]; dique pegmatítico deformado: Ov 107B [24 Ma]). La existencia de estas edades en diferentes rocas y minerales demuestra que no son datos anómalos o aislados. Este conjunto de fechamientos K-Ar se traslapa con las edades U-Pb de la Diorita Deformada El Maguey y las del Intrusivo Las Joyas, así como con las dataciones K-Ar de los cuerpos máfico-intermedios.

Las relaciones de contacto del Intrusivo Las Joyas y de los cuerpos dioríticos, sus edades y su carencia de deformación plástica, harían suponer que para el tiempo de su emplazamiento la actividad tectónica regional había concluido, pero esta aseveración se torna incierta al considerar las edades de la Diorita Deformada El Maguey. La datación U-Pb de ese intrusivo ( $28.4 \pm 0.7$  Ma) es prácticamente idéntica a la del cuerpo principal del Intrusivo Las Joyas (Ov 0424,  $28.1 \pm 0.4$  Ma) y a la edad U-Pb de la muestra de diorita Ov 39-2 ( $28.3 \pm 0.4$  Ma). De forma similar, la edad K-Ar de la misma diorita el Maguey ( $26.9 \pm 2$  Ma) se traslapa con las edades K-Ar de la diorita Ov 39-2 ( $30 \pm 3.5$  Ma) y la granodiorita Ov 48-2 ( $27.4 \pm 0.7$  Ma). Estos datos exponen la necesidad de mejorar y precisar los fechamientos que se encuentran en el lapso de los 30 a 24 Ma.

Así, la interpretación de las edades K-Ar es complicada, ya que hay diversas variables a considerar: las variaciones en la temperatura regional, el grado de deformación, las diferencias en los protolitos, la posible exposición a exceso de argón, pérdida de argón, etc. En este contexto, la interpretación del conjunto de fechamientos K-Ar del Complejo Las Ovejas presenta dificultades adicionales, debido a que hacia el lapso de 30 a 24 Ma estarían coincidiendo el fin del evento de metamorfismo de alto grado con un episodio magmático intrusivo de dimensiones regionales representado por granitos, granodioritas y dioritas, por lo tanto, puede suponerse que estas fechas K-Ar representan edades de reajuste isotópico en las micas y el anfíbol, debido a las intrusiones del Oligoceno, o se puede inferir que dichas edades reflejan el tiempo del enfriamiento regional y posiblemente el inicio de la exhumación y el levantamiento.

La historia geológica inferida para el Complejo Las Ovejas queda esquematizada en la figura 5.2.

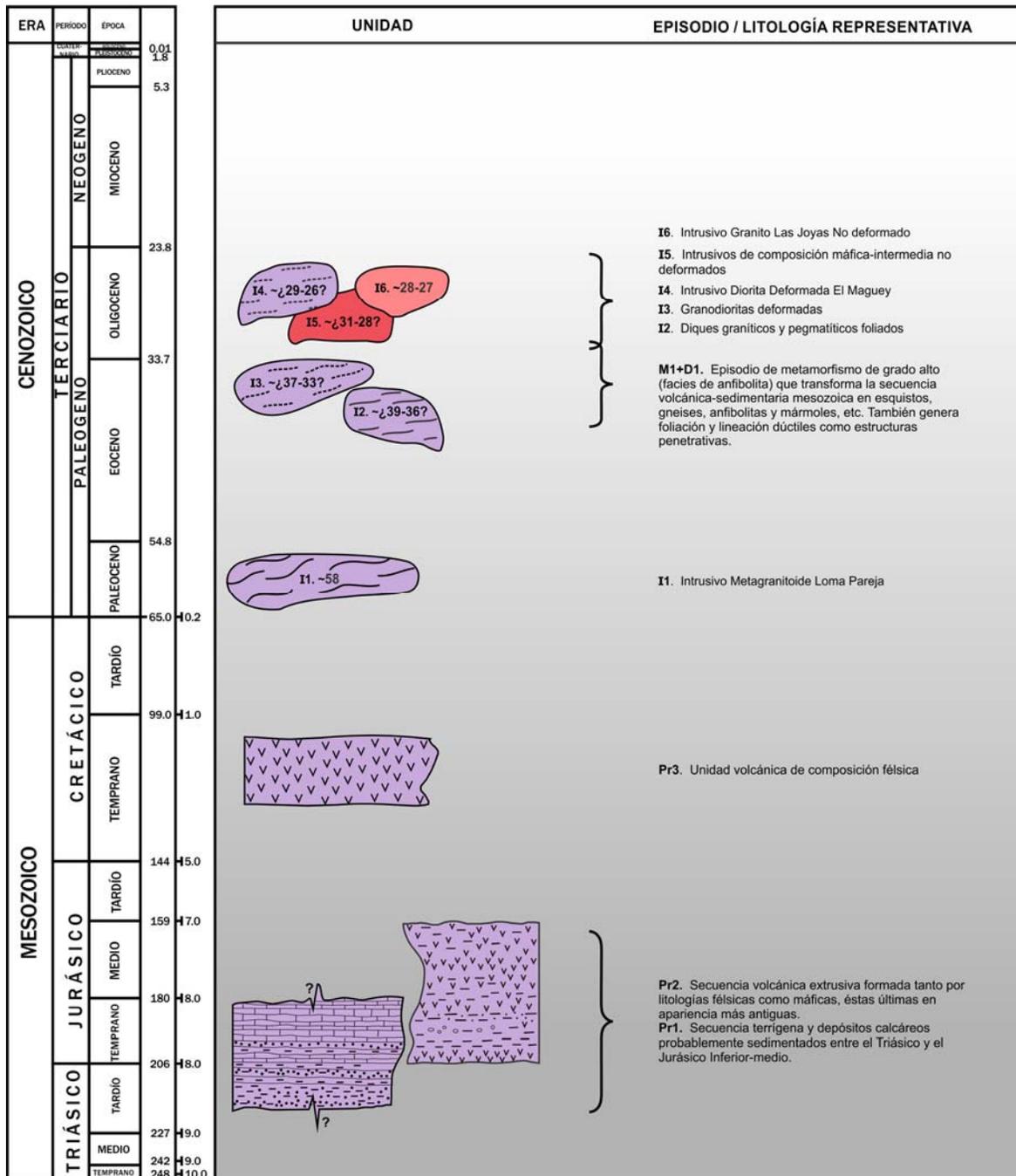


Figura 5.2. Esquema que ilustra la historia geológica inferida para el Complejo Las Ovejas en la región sureste de Guatemala, con base en las observaciones geológicas y los fechamientos realizados en este estudio. Claves: Pr - Protolito. Episodios de actividad: I - Intrusivo; M - Metamorfismo; D - Deformación.

### 5.3. CORRELACIÓN COMPLEJO LAS OVEJAS - SUR DE MÉXICO

Las edades U-Pb en zircons de las diferentes unidades del Complejo Las Ovejas permiten evaluar su potencial correlación con los terrenos del sur de México, para los cuales ya existe geocronología U-Pb. En la tabla 5.1 y la figura 5.3 se presenta una compilación representativa de edades de zircons de diversas unidades litoestratigráficas de los terrenos mexicanos.

Al realizar la comparación estadística de las distribuciones de edades del sur de México con las de las unidades que forman al Complejo Las Ovejas, resaltan similitudes y diferencias con las que pudiera llegar a deducirse alguna información respecto a la región fuente de los protolitos del complejo.

Los componentes de edad que se considera caracterizan al Complejo Las Ovejas, son las poblaciones del Pérmico (~295~260 Ma) y el Triásico (~245~210 Ma) que se encuentran en los esquistos; las del Jurásico de los gneises y la anfibolita (~190~150 Ma) y las del Cenozoico (~50~30 Ma) que, aunque sólo se hallan en un esquisto, están ampliamente representadas en los intrusivos deformados. Estos componentes se representan en la figura 5.3 como barras verticales en color gris y anchura distinta de tal manera que se facilite su comparación.

El componente poblacional permo-triásico del Complejo Las Ovejas exhibe semejanzas parciales con algunas muestras del Terreno Guerrero, de la Formación Todos Santos (Terreno Maya) y de la Formación Olinalá del Terreno Mixteca (Tabla 5.1 y fig. 5.3). Las metaareniscas TZT y TJP (Martini et al., 2009) tienen una ligera similitud con la parte del Pérmico de los Esquistos Huité ya que exhiben poblaciones dominantes pérmicas con picos de concentración entre 257 y 259 Ma, pero sus zircons más jóvenes son de 249 y 250 Ma, respectivamente, por lo que no existe comparación con la parte juvenil (muy abundante) del Complejo Las Ovejas.

Otro par de muestras del Terreno Guerrero poseen un componente predominante del Triásico, con picos de concentración hacia 247 Ma (Gro-12, esquisto, Talavera-Mendoza et al., 2007; RC-35, arenisca, Venegas-Rodríguez et al., 2009), sin embargo, sus zircons más jóvenes llegan a 200 Ma por lo que, de manera semejante a las muestras de Tzitzio y Tejupilco, el resto de poblaciones más jóvenes, mesozoicas y cenozoicas, del Complejo Las Ovejas no tienen similitud.

Las muestras de las formaciones Todos Santos (SAMCH-5, Pérez-Gutiérrez et al., 2009b) y Olinalá (ACA-502, Talavera-Mendoza et al., 2005) también tienen un componente pérmico abundante, pero al igual que las del Terreno Guerrero, carecen de las poblaciones jurásicas y otras más recientes distintivas del Complejo Las Ovejas. Además, ambas rocas poseen un componente mesoproterozoico abundante, el cual contiene edades que no se encuentran en el complejo.

Las muestras del Terreno Cuicateco (Nz-136, Filita, Pérez-Gutiérrez et al., 2009b; FCH-40, Arenisca, Mendoza-Rosales et al., 2010), son con las que las unidades del ensamble basal del Complejo Las Ovejas comparten mayores semejanzas, en ambas existen edades pérmicas y triásicas con picos de concentración cercanos a 277 y 262 Ma, también exponen una población del Jurásico más sobresaliente que las paleozoicas, pero sus componentes dominantes son cretácicos.

En la arenisca del norte del Cuicateco (FCH-40) el pico principal es hacia 126 Ma y en la filita del sur del Cuicateco (Nz-136,) es hacia 113 Ma, esta última edad es casi idéntica a la de la unidad metavolcánica del Complejo Las Ovejas (Ov 107A de 115 Ma). No obstante, igual que en las comparaciones anteriores, con estas muestras tampoco hay coincidencia en el componente cenozoico del complejo ya que en las dos muestras del Terreno Cuicateco citadas, los zircons más jóvenes son del Cretácico Tardío.

También se ha propuesto la correlación específica del Complejo Las Ovejas con algunos de los complejos metamórficos del sur de México: 1) con el Complejo Acatlán (Mills, 1998, p. 293); 2) con el Complejo Xolapa (Pérez-Gutiérrez et al., 2009a).

La correlación entre el Complejo Las Ovejas y el Complejo Xolapa es dificultada por varias evidencias: a) la edad Eoceno-Oligoceno del episodio de metamorfismo del Complejo Las Ovejas; b) el grado de metamorfismo es diferente entre ambos terrenos; c) la diferencia en edad de los intrusivos deformados existentes en el Complejo Las Ovejas y el Complejo Xolapa, en el primero son del Oligoceno, mientras que en el segundo son más antiguos.

De modo análogo, la edad reciente del Complejo Las Ovejas dificulta correlación alguna con el Complejo Acatlán, el cual, no obstante de exhibir una variedad extensa de dataciones no tiene ningún indicio de edades cenozoicas (Torres-de León, 2001, tabla 1; Talavera-Mendoza et al., 2005). Además, la constitución litológica del Complejo Las Ovejas es muy diferente de la del Complejo Acatlán (Torres-de León, 2001 y referencias citadas).

En síntesis, las muestras hasta ahora fechadas en el Complejo Las Ovejas permiten inferir que los protolitos del Ensamble Basal tienen componentes que presentan similitudes parciales con algunas unidades del Terreno Guerrero, el Terreno Cuicateco y/o el Terreno Maya. Sin embargo, las edades metamórficas e ígneas del Eoceno-Oligoceno abundantes en el Complejo Las Ovejas, hasta la fecha no se han encontrado en ninguno de los terrenos del sur de México, de lo que se deduce que el Complejo Las Ovejas ha tenido poca o ninguna interacción con esos terrenos en su historia más reciente, de confirmarse esta idea, significaría que el episodio metamórfico de alto grado que originó a ese complejo no está relacionado a la historia tectónica mexicana, lo cual implica o que el Bloque Chortis, si alguna vez estuvo unido al sur de México, se separó antes del Cenozoico, o bien nunca ha estado relacionado a ese margen del Pacífico.

#### **5.4. FILITA SAN DIEGO: INTERPRETACIÓN Y CORRELACIÓN**

Dos peculiaridades identifican a las poblaciones detríticas de las muestras de metaarenisca de la Filita San Diego (Gt 0417 y Ov 142B, tabla 4.5): la edad de los zircons más jóvenes y los componentes heredados. Las edades más recientes se extienden hasta el Cámbrico en la Gt 0417

(521 Ma) y hasta el Neoproterozoico en la Ov 142B (747 Ma). Además, en ambas, el componente heredado dominante es del Proterozoico, con un agrupamiento notable en el Mesoproterozoico, que abarca el lapso aproximado de los 900 a 1200 Ma con picos principales de concentración hacia 976 (Gt 0417) y 1163 (Ov 142B) Ma. La presencia de zircones cámbricos indica que la edad máxima de depósito de los protolitos de estas muestras metasedimentarias de la Filita San Diego ocurrió hacia el Paleozoico Temprano.

Así, no obstante que sólo se fecharon dos muestras pertenecientes a capas de la Filita San Diego, ambas revelaron datos completamente insospechados que permiten una caracterización geocronológica para este terreno metamórfico muy diferente a la del Complejo Las Ovejas.

Las curvas de distribuciones de edad de las dos rocas de la Filita tienen pocas similitudes con las distribuciones de las muestras del Complejo Las Ovejas (fig. 5.1), sólo unos pocos grupos menores son coincidentes y no hay semejanza en las poblaciones mayores ni en las edades más jóvenes, por ejemplo, el componente Mesoproterozoico de los esquistos del Complejo es reducido mientras que en las metaareniscas San Diego es abundante. Y obviamente, dichas metaareniscas carecen del registro perteneciente al Paleozoico Tardío, el Mesozoico y el Cenozoico abundante en las litologías del Complejo Las Ovejas.

Con base en las características de los patrones poblacionales de las metaareniscas San Diego y de las rocas metasedimentarias del Complejo Las Ovejas, se concluye que sus protolitos sedimentarios fueron fundamentalmente diferentes, se depositaron en tiempos y espacios distintos y sus fuentes principales también eran diversas. De este modo, tales desemejanzas apuntan a que sea poco probable que la Filita San Diego haya sido una fuente de material detrítico para los protolitos del Complejo Las Ovejas. En consecuencia, aunado a las diferencias en el grado de metamorfismo y la composición litológica, la geocronología U-Pb en zircones sustenta la idea de que el Complejo Las Ovejas y la Filita San Diego, son dos terrenos metamórficos distintos y con una historia geológica inherente.

En cuanto a la correlación del Bloque Chortis con los terrenos del sur de México para el Precámbrico - Paleozoico Temprano, basada sólo en los datos de los zircones de la Filita San Diego presentados aquí, no se sustenta de modo confiable, no obstante que existen semejanzas en las edades y picos mesoproterozoicos (tabla 5.1 y fig. 5.3) las diferencias son destacadas. Las muestras de las formaciones sedimentarias de la cubierta paleozoica del Terreno Oaxaca (Tiñú, Santiago e Ixtaltepec; Gillis et al., 2005) y las de la cobertura del Complejo Acatlán [formaciones Olinalá y Tecomate; Keppie et al. (2004), Sánchez-Zavala et al. (2004), Talavera-Mendoza et al. (2005)] carecen de zircones cámbricos. Por otra parte, las fuentes de zircones mesoproterozoicos son comunes y no se limitan al Complejo Oaxaqueño, por lo que esos zircones pueden proceder de terrenos diversos, tanto de Norteamérica como de Suramérica o de mayor aloctonía.

Otra posible comparación de la Filita San Diego es con algunas litologías metamórficas del Complejo Acatlán, para las que existen abundantes edades de zircones. En las formaciones

Cosoltepec, Xayacatlán, Chazumba y Magdalena (tabla 5.1 y fig. 5.3) se han analizado cerca de una veintena de muestras (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006; Grodzicki et al., 2008; Hinojosa-Prieto et al., 2008; Ortega-Obregón et al., 2009) en las cuales se observa un componente mesoproterozoico presente en todas las poblaciones, aunque de relevancia variable. Sin embargo, estas muestras o contienen zircones del Arqueano al Paleoproterozoico (Sideriano) o del Paleozoico Tardío, ambos tiempos ausentes en las muestras de la Filita San Diego.

Además de las dataciones U-Pb, en la Filita San Diego se efectuó un fechamiento K-Ar (muestras Ov 142B). Dado que la mica blanca presente en esta metaarenisca, aunque abundante es de tamaño muy fino como para realizar su separación, fue necesario hacer al análisis a través de roca total para poder obtener su edad.

A pesar de ser poco común, la datación K-Ar de rocas metamórficas de bajo grado ha sido hecha desde hace tiempo (p. e. Harper, 1964; Dodson y Rex, 1971). Incluso se ha aplicado la técnica de Ar/Ar a este tipo de litologías (Reynolds y Muecke, 1978).

La edad obtenida en la metaarenisca fue de  $234 \pm 5$  Ma. Este dato no es censillo de interpretar, ya que puede considerarse como el tiempo del metamorfismo de bajo grado o el del enfriamiento y ascenso de la filita después del episodio tectonotérmico que le dio origen. Por lo tanto, mayor información es requerida para valorar el significado de este resultado. Sin embargo, y a reserva de corroborarlo, en principio, dada la antigüedad de la datación K-Ar, parece que en la Filita San Diego no hay registro del metamorfismo cenozoico que caracteriza al Complejo Las Ovejas.

Una noción ampliamente aceptada, basada en la diferencia del metamorfismo, propone que la Filita San Diego y otras asociaciones metamórficas de bajo grado existentes en el Bloque Chortis son más jóvenes y sobreyacen a los terrenos de alto grado, teóricamente más antiguos. Tal conjetura es expuesta en distintas columnas estratigráficas y cartas de correlación, por ejemplo en Horne et al. (1976, fig. 2, p. 569), Weyl (1980, fig. 15, p. 24), Dengo (1985, fig. 4, p. 130), Donnelly et al. (1990, fig. 7, p. 62), Sedlock et al. (1993, fig. 6, p. 13), Ortega-Gutiérrez et al. (2007, fig. 3, p. 999) y Ratschbacher et al. (2009, fig. 2(j), p. 223). Las edades obtenidas en este estudio contradicen ese supuesto, siendo la unidad de bajo grado -Filita San Diego- la antigua y la unidad de alto grado -Complejo Las Ovejas- la joven, por lo tanto, se considera al conjunto de ensambles metamórficos de bajo grado como el basamento del Bloque Chortis y se sugiere que el Complejo Las Ovejas es un terreno tectonoestratigráfico alóctono amalgamado a la parte norte de este bloque, fortaleciendo así, la hipótesis de que el Bloque Chortis es un terreno compuesto (Case y Dengo, 1982; Howell et al., 1983; Case et al., 1984; Venable, 1994; Rogers et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2007; Baumgartner et al., 2008), percepción de la que se encuentra mayor evidencia conforme datos nuevos se generan.

<b>Tabla 5.1. Síntesis de Edades U-Pb en Zircones Detríticos de los Terrenos del Sur de México</b>				
<b>Terreno / Unidad</b>	<b>Muestra<sup>1</sup>; Tipo de roca / Localidad</b>	<b>Rango (Ma); (n)<sup>2</sup></b>	<b>Componentes de población y/o picos de concentración</b>	<b>Ref.*</b>
<b>Terreno Guerrero</b>				
Formación Mexcala	Gro-03; Arenisca Ahuehuepan	103±9 – 2856±16; (72)	~ <b>105</b> (103-175), ~293, ~600, ~1215	TM07
Esquisto Taxco				
	M510 (T); Metalava Taxco	129 – 132; (54)		CU12
	M510 (S); Metalava Taxco	130±4 – 141±2; (16)	~ <b>137</b>	CU12
	Gro-01; Arenisca tobácea Taxco	113±5 – 2709±35; (66)	~ <b>131</b> (113-153), ~459, ~723	TM07
Roca Verde Taxco Viejo				
	M511 (T); Metaignimbrita Taxco el Viejo	131 – 194; (37)		CU12
	M511 (S); Metaignimbrita Taxco el Viejo	130±2 – 1452±17; (15)	~ <b>135</b>	CU12
	Gro-02; Toba ácida Taxco el Viejo	128±6 – 1128±181; (35)	~ <b>141</b> (128-158)	TM07
Subterreno Teloaloapan				
Formación Pachivia	Gro-04; Arenisca Pachivia	95±4 – 2134±20; (52)	~ <b>129</b> (95–156), ~317, ~530	TM07
Formación Miahuatepec	Gro-06; Arenisca Miahuatepec	114±10 – 3439±12; (65)	~ <b>124</b> (114–147)	TM07
Subterreno Arcelia				
n. e.	Gro-07; Arenisca Arcelia	109±9 – 1343±42; (54)	~ <b>132</b> (123–150)	TM07
n. e.	Gro-08; Arenisca Palmar Grande	115±8 – 1927±17; (60)	~ <b>135</b> (115–57), ~712	TM07
n. e.	TJP; Metaarenisca NW de Tejupilco	250±5 – 1842±21; (92)	~ <b>259</b> , ~471, ~1000, ~1212	M09
Subterreno Zihuatanejo				
Formación San Lucas	Gro-09; Arenisca Huetamo	118±12 – 542±42; (46)	~ <b>126</b> (118-147)	TM07
n. e.	Gro-11; Playa La Madera	82±5 – 1445±33; (60)	~ <b>85</b> (82-136)	TM07
n. e.	Gro-12; Esquisto Tzitzio	200±8 – 2781±17; (88)	~202, ~ <b>247</b> (236-278), ~424, ~971	TM07
n. e.	TZT; Metaarenisca W de El Devanadero	249±4 – 2424±17; (93)	~ <b>257</b> , ~467, ~1173	M09
Formación La Unión	UN1; Arenisca NW de La Unión	88±1 – 1387±30; (73)	~94, ~123, ~160, ~247, ~282, ~472, ~1082	MF11
Formación Playa Larga	PL; Conglomerado Zihuatanejo	62±1 – 1948±27; (72)	~ <b>67</b> (67-95)	MF11
Formación Playitas	18; Arenisca Río Toscano	96±2 – 2792±16; (96)	~ <b>106</b> (96-176), ~247, ~609, ~1173	CG11
n. e.	17; Arenisca Poblado Chuta	99±5 – 125±3; (48)	~ <b>109.7</b>	CG11
n. e.	16; Arenisca Puente Neixpa	100±2 – 120±6; (67)	~ <b>109.5</b>	CG11
Formación Tecomán	1; Arenisca Poblado Estapilla	91±2 – 1966±17; (96)	~ <b>97</b> , ~129 (91-136), ~576, ~1022	CG11
n. e.	15; Arenisca Poblado Cachán	94±2 – 2243±17; (99)	~ <b>98.8</b> (94-124), ~162, ~268, ~586, ~1171	CG11

n. e.	9; Arenisca Coalcomán	65±2 – 1499±19; (101)	~70.6, ~ <b>84.7</b> (65-91), ~131.8	CG11
Complejo Las Ollas	Gro-14; Arenisca Playa Linda	377±5 – 2730±10; (85)	~475, ~575, ~988, ~1141, ~2632	TM07
Complejo Arteaga	Ar; Arenisca N de Barranca Honda		~ <b>260</b> (220-380), ~1000	CG11
Formación Zacatecas	88; Arenisca Arroyo El Bote	126 – 2626; (43)	<b>132–160</b> , ~288, ~457, ~1020	EA09
Formación La Borda	40; Arenisca Sauceda de la Borda	125 – 154; (20)	~133	EA09
Capas Cerro El Mazo	RC-35; Arenisca W de Real de Catorce	210 – 1953; (106)	~ <b>247</b> , ~447, ~982, ~1159	VR09
	RVA-01; Arenisca Oeste de Río Verde	158 – 2934; (97)	~565, ~653, ~962, ~1015, ~1156	VR09
<b>Terreno Mixteca</b>				
Formación Olinalá	ACA-502; Arenisca Este de Olinalá	286±16 – 2086±83; (57)	~ <b>297</b> , ~834, ~ <b>1203</b>	TM05
Formación Tecomate	ACA 503; Arenisca Norte de Olinalá	896±211 – 1577±47; (74)	~988, ~ <b>1171</b> , ~1471	TM05
	FR2; Arenisca	464±12 – 1401±40; (13)	~ <b>471</b> , 1000–1400	SZ04
	FR3; Arenisca	998±43 – 1620±49; (23)	~1000, ~ <b>1220</b> , ~1550	SZ04
	FR4; Arenisca	475±13 – 1496±37; (18)	~ <b>470</b> , ~510	SZ04
	FR5; Arenisca	460±11 – 1951±34; (16)	~ <b>470</b> , ~1170, ~1460	SZ04
	GR5; Arenisca	459±12 – 1189±43; (15)	~ <b>460</b> , ~730	SZ04
	HR2; Arenisca	948±45 – 1337±40; (21)	~1025, ~ <b>1175</b> , ~1350	SZ04
	HR3; Arenisca	454±12 – 1587±37; (14)	~ <b>460</b> , ~1000, ~1150	SZ04
	Tec-10; Conglomerado Sureste de Totoltepec	263±4 – 1450±13; (23)	~286, ~ <b>310</b> (282-320)	K04
Formación Cosoltepec	OI-511; Metaarenisca El Naranjo	354±7 – 2684±22; (97)	~401, ~479, ~ <b>505</b> , ~564, ~1025	OO09
	ZUM-6; Metatoba NW de Olinalá	327±3 – 2969±93; (98)	~ <b>585</b> , ~680, 896–1075	OO09
	ZUM-1; Metaarenisca NW de Olinalá	348±3 – 2985±24; (97)	~ <b>552</b> , 861–1002, ~1055	OO09
	COS-100; Semipelita Camino Acatlán-Totoltepec	455±4 – 2723±29; (64)	~455–630, ~770–1200	K06
	ACA 51; Cuarcita Cosoltepec	341±7 – 3451±7; (86)	~394, ~ <b>543</b> , ~936	TM05
	ACA 55; Cuarcita Mimilulco	341±7 – 3451±7 (60)	~345, ~410, ~ <b>568</b> , ~975, ~1473	TM05
U. El Progreso	PRO-2; Metaarenisca	969±9 – 1604±26; (92)	~ <b>1181</b> , 1506–1564	OO09
U. Zacango	TET-3; Paragneis	653±14 – 1747±26; (99)	~898, 1001–1062, ~1142, ~ <b>1192</b>	OO09
U. El Epazote	D7; Esquisto Las Calaveras	349±8 – 2104±30; (75)	~ <b>506</b> , ~1077, ~1779	HP08
U. Las Calaveras	E6; Metagrauvaca Las Calaveras	448±3 – 1954±37; (88)	~ <b>466</b> , ~1111, ~1753	HP08
U. Coatlaco	LCB3; Cuarcita La Cueva	308±7 – 2774±16; (100)	~357, ~ <b>563</b> , ~837, ~1156	G08
U. Canoas	LCM3; Metaarenisca Aconcingo	453±6 – 1564±19; (100)	~459, ~956, ~1085, ~ <b>1184</b>	G08

<b>Formación Xayacatlán</b>					
	ACA 57; Esquisto samítico Mimitulco	694±51 – 1522±79; (74)	~870, ~ <b>982</b> , ~1135, ~1387	TM05	
	IX-18; Esquisto Ixcamilpa	447±3 – 3115±16; (88)	~477, ~603, ~708, ~946, ~1128, ~1821	TM05	
<b>Formación Chazumba</b>					
	ACA 279; Esquisto	249±10 – 2637±13; (88)	~304, ~590, ~922, ~1123	TM05	
	ACA 216; Esquisto	249±10 – 2637±13; (73)	~275, ~744, ~ <b>943</b> , ~1171	TM05	
	A-12; Metasamita Tultitlan	239±4 – 1180±21; (69)	920–1150	K06	
<b>Migmatita Magdalena</b>					
	ACA 316; Esquisto Ayú	245±13 – 2567±27; (65)	~317, ~525, ~649, ~922	TM05	
	MM-10; paleosoma Sur de Magdalena	303±6 – 1579±17; (68)	850–1250	K06	
<b>Terreno Oaxaca</b>					
Formación Ixtaltepec	Ixtaltepec (T)	340 – 1178±22; (21)	~358, ~ <b>991</b> , ~1032, ~1126	G05	
	Ixtaltepec	338±2 – 1212±8; (24)	~339, ~ <b>360</b> , ~1041, ~1065, ~1188	G05	
Formación Santiago	Santiago (T); Arenisca	456 – 1016±21; (19)	~ <b>983</b> , ~1004	G05	
	Santiago	457±4.5 – 1014±8; (25)	~472, ~998	G05	
Formación Tiñú	Tiñú (T); Arenisca	709 – 1228±11; (21)	~ <b>992</b> , ~1079, ~1155	G05	
	Tiñú	962±16 – 1454±44; (25)	~ <b>1007</b> , ~1222	G05	
<b>Terreno Cuicateco</b>					
	Nz-136; Filita NE de Nanda	78 – 3048; (115)	~78, ~113, ~262, ~542, ~630, ~1198	PG09	
Formación Chivillas	FCH-40; Arenisca	125±1 – 1573±60; (99)	~ <b>126</b> , ~188, ~1022, ~1157	MR10	
<b>Terreno Maya</b>					
Formación Todos Santos	SAMCH-5; Arenisca SE de Matías Romero	228 – 2898; (108)	~228, ~270, ~571, ~1026, ~1830	PG09	
Unidad Custepec	CB47; Paraanfíbolita Custepec	210±10 – 1441±25	~448, ~ <b>969</b> , ~1187, ~1442	W08	
Unidad Jocote	SR05; Metaarenisca NW de Motozintla	1308±42 – 1822±55; (34)	~1525	W08	

Tabla construida con información recopilada de los artículos señalados en la columna de referencias, según es expuesta por los autores en el texto, gráficas o anexos de datos complementarios. Las edades son obtenidas con la técnica de ablación láser, a menos que se especifique otro método en el nombre de la muestra. El rango de edades es el indicado en las tablas de datos de cada artículo con los errores redondeados al entero más próximo para simplificar. En la columna de componentes de población y/o picos de concentración, el número resaltado en negritas es el mencionado o ilustrado en las gráficas como el principal.

1: T = TIMS, S = SHRIMP. 2: n = número de datos.

\*Ref. = referencias: K04 = Keppie et al. (2004), SZ04 = Sánchez-Zavala et al. (2004), G05 = Gillis et al. (2005), TM05 = Talavera-Mendoza et al. (2005), K06 = Keppie et al. (2006), TM07 = Talavera-Mendoza et al. (2007), G08 = Grodzicki et al. (2008), HP08 = Hinojosa-Prieto et al. (2008), W08 = Weber et al. (2008), EA09 = Escalona-Alcázar et al. (2009), M09 = Martini et al. (2009), OO09 = Ortega-Obregón et al. (2009), PG09 = Pérez-Gutiérrez et al. (2009b), VR09 = Venegas-Rodríguez et al. (2009), MR10 = Mendoza-Rosales et al. (2010), CG11 = Centeno-García et al. (2011), MF11 = Martini y Ferrari (2011), Campa-Uranga et al. (2012).

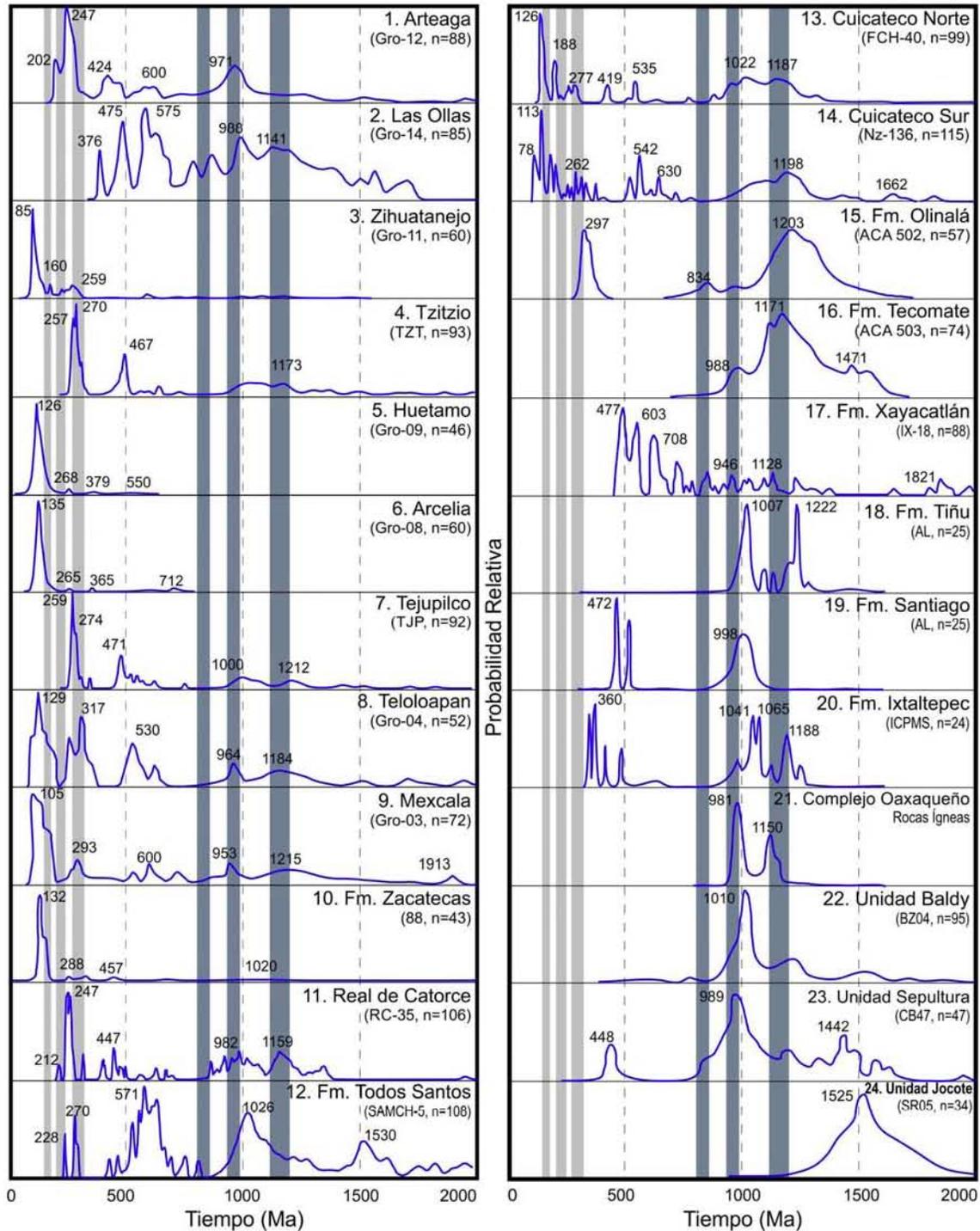


Figura 5.3. Comparación de distribuciones de edades U-Pb en zircons de algunas muestras de los terrenos del sur de México, con las principales características de las poblaciones del Complejo Las Ovejas y la Filita San Diego denotadas por las áreas sombreadas. Fuentes: diagramas 1 a 3, 5, 6, 8 y 9 de Talavera-Mendoza et al. (2007); 4 y 7 de Martini et al. (2009); 10 de Escalona-Alcázar et al. (2009); 11 de Venegas-Rodríguez et al. (2009); 12 y 14 de Pérez-Gutiérrez et al. (2009b); 13 de Mendoza-Rosales et al. (2010); 15 a 17 de Talavera-Mendoza et al. (2005); 18 a 20 de Gillis et al. (2005); 21 de Ducea et al. (2004 [muestras M01-11, M01-14, M01-16]); 22 de Martens et al. (2010); 23 y 24 de Weber et al. (2008). Las barras en gris corresponden a las de la figura 5.1. Información complementaria de esta figura en la tabla 5.1.

### 5.5. EPISODIOS DE INTRUSIÓN

Un resultado novedoso de este trabajo, es el reconocimiento de al menos tres episodios distintos de actividad magmática intrusiva en el margen norte del Bloque Chortis, diferenciación basada en la interpretación de las edades U-Pb en zircones. Tales eventos son definidos por el conjunto de cuerpos sin deformación dúctil integrado por plutones, troncos y diques de variada composición. Estos tres episodios difieren de manera amplia en el tiempo: el primero es del **Jurásico** y está representado por el **Plutón La Unión**; el segundo, del **Cretácico Tardío** ejemplificado por el **Plutón Chiquimula**; y el tercero, del **Oligoceno** caracterizado por el **Intrusivo Las Joyas y cuerpos máfico-intermedios**.

En ninguno de los intrusivos aludidos se encontró evidencia de deformación plástica (i. e. foliación y/o lineación en afloramiento o muestra de mano, o microestructuras en las secciones delgadas). Los estudios previos que se han efectuado en estos cuerpos, por ejemplo, en el Plutón Chiquimula (Clemons 1966; Clemons y Long, 1971; Ratschbacher et al., 2009) tampoco han revelado la existencia de deformación dúctil.

El descubrimiento de estos distintos lapsos de intrusión es relevante para el entendimiento geológico regional, ya que diversas publicaciones, en especial las más antiguas, emplean el concepto de “cinturón de intrusivos laramídicos” para referir al conjunto de cuerpos que se encuentran a lo largo de la cordillera austral de la cuenca del Río Motagua (p. e. Williams et al., 1964; Dengo, 1968, 1969; Donnelly et al., 1990; etc.), por lo tanto, encontrar que los intrusivos tienen diferentes edades, manifiesta la necesidad de abandonar la idea preconcebida de un único periodo de intrusión para esa zona.

El Plutón La Unión se ubica al sur de Gualán, en torno al poblado La Unión, donde el flanco de la sierra al norte de este cuerpo es formado por el Complejo Las Ovejas y el lado sur por la Filita San Diego. Este intrusivo tiene una composición predominante de granodiorita con variaciones hacia tonalita y granito. De la parte central de ese plutón se colectó la muestra Ov 0430 (fig. 3.1) que produjo una edad U-Pb de  $165 \pm 2$  Ma.

Horne et al. (1976a) reportan edades Rb-Sr en intrusivos del flanco meridional de la Sierra de Omoa próximas a la del Plutón La Unión. Del Batolito San Isidro colectaron cuatro muestras que no definen una isócrona, pero los datos de tres de esas muestras producen una edad estimada de 180 Ma, si se asume una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de 0.704. Por otra parte, en el Intrusivo San Marcos cuatro muestras definen una isócrona con una edad de  $150 \pm 13$  Ma y una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de 0.705. Ambos cuerpos tienen en común una composición predominante de granodiorita, carecen de deformación cristal-plástica e intrusionan a filitas y esquistos en facies de esquistos verde inferior.

Ratschbacher et al. (2009) indican que su muestra 93LP522 colectada de un granito al sur de la Falla Jocotán, tiene una edad U-Pb de intersección inferior de  $167.6 \pm 2.6$  Ma definida por 4 fracciones.

Este grupo de cuatro edades isotópicas, aunque es limitado, evidencia la existencia de un episodio de magmatismo intrusivo de edad jurásica en el norte del Bloque Chortis.

De la parte de composición granítica del Plutón Chiquimula, se colectó la muestra 894A cuya edad promedio U-Pb resultó de  $\sim 91$  Ma. Las dataciones anteriores realizadas en este intrusivo por Clemons y Long (1971) y Ratschbacher et al. (2009) produjeron edades similares de  $95 \pm 1$  y  $90 \pm 10$  Ma, respectivamente.

En otras regiones del Bloque Chortis, como en las sierras del norte de Honduras y al norte de Ciudad de Guatemala, se han obtenido edades similares a las del Plutón Chiquimula en cuerpos diferentes. Horne et al. (1976b) fechan por K-Ar la hornblenda de una muestra del Batolito Tela en la que obtienen  $93.3 \pm 1.9$  Ma. Por otra parte, Ritchie & McDowell (1979) datan por K-Ar la biotita de un granito que se ubica 1 km al noroeste de San Antonio las Flores, en la que obtienen  $94.8 \pm 2.7$  Ma.

Así, este conjunto de cinco edades pertenecientes a tres plutones apoya el planteamiento de un segundo episodio de intrusión en el área septentrional del Bloque Chortis, cuya edad se sitúa en el Cretácico Tardío.

El aquí denominado Intrusivo Las Joyas, es un cuerpo pequeño en relación a los plutones La Unión y Chiquimula, su importancia radica en que se encuentra en el contacto entre el Complejo Las Ovejas y filitas del Mélange El Tambor, además, existen diques de este intrusivo emplazados en ambas unidades. Dos muestras se fecharon de este cuerpo, la Ov 0424 tomada en el apófisis principal y la Ov 0440 que es de uno de los diques que cortan al Complejo Las Ovejas, las edades promedio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  son  $28.1 \pm 0.4$  y  $27.4 \pm 0.8$  Ma, respectivamente.

El grupo de intrusivos de composición máfica a intermedia presenta edades K-Ar en anfíbol y biotita semejantes a las del Intrusivo Las Joyas. La diorita que corresponde a la muestra Ov 94 tiene una edad de  $31.3 \pm 1.3$  Ma. Del dique de granodiorita que intrusión a anfíbolitas su muestra Ov 48-2 produjo  $27.4 \pm 0.7$  Ma. Otra diorita, a la que pertenece la muestra Ov 39-2 manifiesta  $30 \pm 3.5$  Ma, esta roca también se dató por U-Pb resultando su edad de  $28.3 \pm 0.4$  Ma. Cabe destacar que las muestras Ov 48-2 y Ov 0440 ambas de diques emplazados en el Complejo Las Ovejas tienen la misma edad de 27.4 Ma, no obstante que fueron obtenidas con métodos y minerales diferentes.

De este modo, queda sustentado el tercer episodio de magmatismo intrusivo en la región norte del Bloque Chortis, que junto con los dos eventos anteriores (el del Cretácico Tardío y el del Jurásico) favorecen la interpretación de que la zona septentrional de Chortis ha sido un margen activo en diferentes épocas de su historia.

El lapso de 31 a 25 millones de años en que confluyen las edades U-Pb y K-Ar de los intrusivos, también está representado en las edades K-Ar de diferentes unidades del Complejo Las Ovejas como esquistos (Ov 112 - 29.6 Ma; Ov 5X - 28.8 Ma; Ov 177 - 26.9 Ma), gneises (Ov 76 - 29.1 Ma), granodioritas deformadas (Ov 64 - 26 Ma) y la diorita El Maguey (Ov 9X - 26.9 Ma). Por lo que podría suponerse que este grupo de fechamientos del Complejo Las Ovejas pueden ser edades afectadas por las intrusiones del Oligoceno.

## 5.6. PROPUESTA DE TERRENO

En el área aquí estudiada se advirtió la confluencia de cuatro terrenos metamórficos (Complejo Chuacús, Mélange El Tambor, Complejo Las Ovejas y Filita San Diego) cuyas relevantes diferencias litológicas, metamórficas, estructurales y geocronológicas implican una historia geológica y tectónica distinta para cada uno de ellos. Este hecho ya había sido notado por Ortega-Gutiérrez et al. (2007) quienes proponen que estos ensambles y su cobertura (cuando la tienen) forman terrenos tectonoestratigráficos diferentes.

No obstante que el Complejo Las Ovejas es incluido en el Bloque Chortis, algunos de sus rasgos específicos como composición litológica y grado de metamorfismo, pero sobre todo las edades isotópicas, suscitan dudas respecto a que este complejo tenga una evolución asociada a ese bloque, por lo que probablemente sea preferible describirlo como un terreno independiente ahora unido a Chortis.

Con base en las descripciones de las unidades metamórficas existentes en el flanco septentrional de la Sierra de Omoa (Foye, 1918; Powers, 1918; Horne et al., 1976; Ratschbacher et al., 2009) y en el archipiélago Islas de la Bahía (McBirney y Bass, 1969b; Avé Lallemant y Gordon, 1999), este autor considera que dichas unidades son comparables y equivalentes al Complejo Las Ovejas, tanto en su metamorfismo, ya que se han ubicado en la facies de anfíbolita; su composición litológica, formada por esquistos, gneises, anfíbolitas e intrusivos deformados, como en las edades reportadas en algunas de esas litologías (Avé Lallemant y Gordon, 1999; Ratschbacher et al., 2009) que, aunque escasas, apuntan a que el episodio metamórfico que las originó es de edad cenozoica. Así, este conjunto de unidades metamórficas de alto grado y de edad cenozoica forman una única unidad tectonoestratigráfica, para la que se propone el nombre de **Terreno Omoa**.

El Terreno Omoa no es similar al *Terreno Sula* sugerido por Ortega-Gutiérrez et al. (2007), ya que para este último se propuso una estratigrafía formada por el Complejo Las Ovejas en la base, sobreyacido por la Filita San Diego con los Grupos Yojoa y Valle de Ángeles superpuestos y con el Grupo Padre Miguel y la Formación Guastatoya en su culminación. En este sentido, el argumento principal para diferenciar entre ambas propuestas es que en el Terreno Sula

se supone una edad paleozoica para el Complejo Las Ovejas, la cual no ha sido confirmada por las dataciones obtenidas después del artículo de Ortega-Gutiérrez et al. (2007), al respecto pueden consultarse los fechamientos de Ratschbacher et al. (2009) y los de este trabajo (capítulo 4), por el contrario, la edad ahora considerada para este complejo es cenozoica. Este mismo hecho hace inviable que las calizas Yojoa y los terrígenos Valle de Ángeles, ambos cretácicos, se depositen sobre este terreno metamórfico del Eoceno-Oligoceno.

Por otra parte, se propone que la Falla Motagua es el límite septentrional del Terreno Omoa, en tanto que el límite sur aún no queda definido. En este sentido, la Falla Jocotán no sería el límite austral del terreno, ya que no se ha corroborado que el Complejo Las Ovejas o alguno de los otros metamórficos en facies de anfibolita se extiendan hasta esa falla, por el contrario, se ha demostrada la existencia de la Filita San Diego, tanto al norte como al sur de la Falla Jocotán (fig. 3.1; § 3.4), basta mencionar que la localidad donde originalmente se describió a esta filita, el poblado San Diego, se sitúa al norte de dicha falla.

#### **5.7. CONEXIÓN BLOQUE CHORTIS-SUR DE MÉXICO: PARTE 2 - DISCUSIÓN**

En años recientes un número creciente de publicaciones tanto del sur de México como de Centroamérica, han proporcionado datos que inducen a la revisión de la hipótesis de la génesis y desplazamiento del Bloque Chortis desde el sur de México. Los argumentos que se han señalado para sustentar dicha hipótesis se enuncian de manera detallada en la sección 2.4.5, por lo que en esta parte sólo se retoman los puntos esenciales, los cuales se indican enseguida:

» La correlación de los basamentos que afloran entre los sistemas de fallas Polochic y Motagua, en Guatemala, con los basamentos que se encuentran en el sur de México (Malfait y Dinkelman, 1972). En esta premisa se asume que tales basamentos tienen edad mínima del Paleozoico y/o probablemente Precámbrica (Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988, p. 162; Rowley y Pindell, 1989; Manton, 1996; Keppie, 2004; entre otros).

» La disminución del grado de metamorfismo a partir de la costa en dirección norte en la región de Acapulco, sur de México, y la ocurrencia de la relación inversa al sur del Sistema de Fallas Motagua en Guatemala y Honduras (Malfait y Dinkelman, 1972).

» Las tendencias estructurales existentes en las rocas precámbricas cercanas a Oaxaca cortan a la actual línea de costa en ángulo alto, lo cual indica que el margen sur de México está truncado tectónicamente (Malfait y Dinkelman, 1972). Este truncamiento es considerado por esos autores como evidencia de que en esa región falta una porción de corteza, por lo que postulan que el Bloque Chortis representa esa parte faltante, la cual fue desplazada a su actual posición durante el terciario.

Los trabajos que ubican al Bloque Chortis en el margen sur de México, tratan de explicar algunas de sus características tectónicas:

» El truncamiento continental (Herrmann et al., 1994; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1996, Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

» La exhumación del Complejo Xolapa (Morán-Zenteno et al., 1996; Ducea et al., 2004).

» La existencia de zonas de cizalla con desplazamiento lateral izquierdo (Riller et al., 1992; Herrmann et al., 1994; Meschede et al., 1997; Meschede y Frisch, 1998; Molina-Garza et al., 2015).

» La presencia de un cinturón de plutones no deformados a lo largo de la costa cuyas edades supuestamente exhiben una tendencia decreciente hacia el sureste (Guerrero-García, 1989; Herrmann et al., 1994; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1996; Ferrari et al., 2014).

» Diversos tipos de rasgos estructurales (Mills, 1998; Cerca et al., 2007; Silva-Romo, 2008). Por ejemplo, la ocurrencia de brechamiento en secuencias calcáreas del sur de México y el noreste de Honduras (Mills, 1998).

La premisa de Malfait y Dinkelman (1972) de correlacionar los complejos metamórficos de basamento para apoyar su modelo, no se sostiene con los datos geocronológicos actuales.

Una objeción mayor al argumento de correlacionar los basamentos, es que tal correlación se efectúa entre terrenos que se localizan al norte del sistema de fallas Motagua, esto es, el Complejo Chuacús está en el centro de Guatemala; el Grupo Chuacús Occidental, en la región al norte de Huehuetenango, en el oeste de Guatemala; la secuencia metamórfica al norte de la región de Salina Cruz, Oaxaca; el Complejo Oaxaqueño en Oaxaca, y el Complejo Xolapa se extiende a lo largo de la costa sur de México entre el oeste de Acapulco y el oeste de Salina Cruz. Así, no se mencionan ninguna unidad de la región al sur del sistema de fallas Motagua, con la cual plantear la correlación.

El argumento de la disminución en dirección norte (o aumento hacia el sur) del grado de metamorfismo en el Complejo Xolapa para la región de Acapulco, originalmente señalado por de Cserna (1965, p. 17) y citado literalmente por Malfait y Dinkelman (1972) no es verosímil con el conocimiento que ahora se tiene de ese complejo. Por ejemplo, Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez (1997) detallan anfibolitas, gneises y esquistos variados en la Barranca Xolapa, sitio definido como la localidad tipo del Complejo Xolapa. Con posterioridad, Torres-de León (2005) describe gneises diversos en la región de Tierra Colorada, área cercana a la Barranca Xolapa. Las dos localidades se ubican en el margen norte del Complejo Xolapa, demostrando así que las litologías de alto grado tienen una distribución extensa, más allá de la indicada por de Cserna (1965) y por

lo tanto, la idea de disminución en el grado de metamorfismo aseverada por Malfait y Dinkelman (1972) queda sin sustento y debería abandonarse.

Por otra parte, en este estudio se demuestra con datos geológicos y geocronológicos que los terrenos metamórficos concurrentes al sur de la Falla Motagua (Complejo Las Ovejas y Filita San Diego) son distintos, por lo que la afirmación de Malfait y Dinkelman (1972) respecto a la disminución del grado de metamorfismo en dirección sur también debería rechazarse.

Malfait y Dinkelman (1972) citan el trabajo de Kesler y Heath (1970) para sustentar su tercer argumento en el sentido de que las tendencias estructurales existentes en las rocas precámbricas cercanas a Oaxaca se truncan en ángulo alto con la línea de costa actual. Sin embargo, ese razonamiento fue el primero en ser refutado. Kesler (1973) publica un trabajo de mayor alcance regional en el cual indica que la comparación de las tendencias estructurales de los basamentos del sur de México y del norte de Centroamérica no apoya las reconstrucciones pre-cenozoicas que involucran grandes desplazamientos a lo largo del lado norte de la Placa Caribe, contradiciendo de esta manera lo señalado por Malfait y Dinkelman (1972).

La hipótesis que plantea la disminución progresiva hacia el sureste de las edades de plutones no deformados a lo largo del margen pacífico del sur de México, desde Puerto Vallarta hasta Puerto Ángel, atribuye esa migración al desplazamiento gradual del Bloque Chortis. Teoría inicialmente bosquejada por Guerrero-García (1989). Poco tiempo después, Schaaf et al. (1995) realizan una recopilación de edades isotópicas (107) de los intrusivos del suroeste de México, desde Puerto Vallarta hasta Huatulco, y sugieren la existencia de un periodo continuo de magmatismo entre 100 y 40 Ma. Además señalan que las edades de intrusión pueden ser atribuidas al desplazamiento del Bloque Chortis sólo para el sector comprendido ente Zihuatanejo y Huatulco. Quedando así ratificada la conjetura que relaciona la actividad plutónica del sur de México con el Bloque Chortis. Sin embargo, varios aspectos de esta suposición deben reevaluarse.

Un cuestionamiento mayor para la hipótesis de migración de las edades es que está basada en lo esencial, en dataciones obtenidas con métodos como K-Ar, Rb-Sr y Ar/Ar que por lo general producen edades de enfriamiento pero no de cristalización. Por ejemplo, el sistema K-Ar sólo puede registrar edades de cristalización de cuerpos intrusivos cuando el enfriamiento es rápido, lo cual no es común, lo habitual es que el proceso dure un lapso prolongado de tiempo, por lo que las edades calculadas con este método de preferencia se interpretan como de enfriamiento.

El método más comúnmente usado en las décadas de 1980 y 1990 para obtener edades de cristalización era el de Rb-Sr en roca entera o una combinación de roca entera más concentrados minerales. La cuestión de este método es que se fundamenta en la suposición de que las relaciones isotópicas de estroncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) se homogenizan por completo (p. e. en una cámara magmática), sí tal supuesto fuera cierto, entonces las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las muestras

de roca total siempre formarían un arreglo lineal preciso (Harris, 1996), o sea, una isócrona, hecho que en la realidad sólo ocurre de forma esporádica, por lo que las edades Rb-Sr suelen presentar dificultades en su interpretación.

Trabajos más recientes (Ducea et al., 2004; Valencia et al., 2009; Centeno-García et al., 2011) han presentado datos geocronológicos de cuerpos intrusivos que incluso objetan la hipótesis de la migración progresiva del magmatismo en dirección sureste, por ejemplo, Valencia et al. (2009) aportan datos U-Pb de dos secciones en las que las edades de los intrusivos despliegan un patrón inverso, es decir al noroeste más jóvenes que al sureste.

Otro aspecto es el de los intrusivos que no se habían datado, pero que al hacerlo resultan ser de una edad que no coincide con el esquema de migración, este es el caso de la Granodiorita El Pedregoso cuya edad U-Pb en zircones es de  $105 \pm 4$  Ma (Centeno-García et al., 2011), que por su localización debería ser más joven, si se cumpliera la tendencia migratoria.

Así, queda de manifiesto la necesidad de revalorar tanto la supuesta tendencia decreciente en las edades como su relación con el desplazamiento del Bloque Chortis.

El planteamiento de correlacionar las plataformas carbonatadas hecho por Mills (1998) es objetada por la estratigrafía, ya que las unidades que existen bajo y sobre la Formación Morelos y bajo y sobre la Formación Atima no son equivalentes. Por ejemplo, en el estado de Guerrero, las Calizas Morelos son subyacidas por unidades distintas, aunque probablemente relacionadas. En la región de Taxco, las calizas están en contacto tectónico sobre las formaciones Esquisto Taxco y Rocaverde Taxco Viejo, ambas son asociaciones metavolcánicas-metasedimentarias con edad de Cretácico Temprano (Campa et al., 2012). En tanto que, al norte de Acapulco, la Formación Morelos está sobre la Formación Chapolapa, igualmente en contacto tectónico (Torres-de León, 2005) y del mismo modo que las formaciones de Taxco, ésta es una unidad metavolcánica-metasedimentaria del Cretácico Temprano (Campa e Iriondo, 2004; Hernández et al., 2004). Por otra parte, en la zona noreste de Guerrero las calizas Morelos son infrayacidas por la Formación Zicapa que es una unidad constituida por una asociación de terrígenos, calizas y rocas volcánicas, también con edad del Cretácico Temprano (Fitz-Díaz, 2001; Torres-de León, 2001).

Por otra parte, en el área central de Honduras, las calizas masivas de la Formación Atima se encuentran sobre calizas de estratificación delgada de la Formación Cantarranas, ambas parte del Grupo Yojoa en la estratigrafía de Mills et al. (1967), o sobreyacen a distintas unidades terrígenas (Gordon, 1992), por ejemplo a la Formación Agua Fría o a la Formación Tepemechin.

Aunado a lo anterior, Mills (1998) no señala cuales fueron las características o atributos de los estilos de brechamiento en cada unidad calcárea y que empleo como criterios de comparación para sostener su correlación.

La edad precámbrica atribuida por Manton (1996) a un granito deformado que intrusiona a una secuencia metamórfica, misma que es asignada por Keppie (2004, p. 792) a gneises, y usada por ambos autores como evidencia de la conexión del Bloque Chortis y el grenvilliano de México, debe ser revisada antes de ser asumida como un dato válido de comparación y correlación entre Chortis y México, ya que, además de que Manton (1996) no menciona datos básicos como la ubicación de la muestra, resultados analíticos, etc., Williams y McBirney (1969, p. 5) describen la sección aludida por Manton (1996), pero de manera diferente: “East of the Sula Graben, the road from El Progreso to Yoro, having first traversed limestones and calc-silicates rocks for about 11 km., passes over a broad belt of metadiabases and amphibolites before reentering limestones, marbles and schist.” Por lo tanto, dos descripciones distintas para la misma localidad plantean una duda razonable respecto a la existencia de la sección precámbrica, y más aún del vínculo entre el Bloque Chortis y el sur de México establecido con esos datos.

El empleo del Bloque Chortis en las reconstrucciones paleogeográficas del Caribe es una práctica generalizada, sin embargo, no hay evidencias firmes que demuestren la ubicación cenozoica, mesozoica o premesozoica de ese bloque, más aún, existen pocos datos con los que se puedan valorar las diferentes propuestas paleogeográficas. Desafortunadamente, muchos de los modelos que han sido planteados, han ignorado la pequeña cantidad de datos geológicos que hasta hoy se han producido en Centroamérica, la mayoría de esos modelos son simples especulaciones geométricas basadas esencialmente en las supuestas trayectorias que las placas tectónicas mayores han seguido desde el Mesozoico.

Un hecho no considerado en los modelos paleogeográficos que colocan al Bloque Chortis adyacente al sur de México durante el Cenozoico, es que el Mélange El Tambor está superpuesto tanto al Bloque Maya como al Bloque Chortis y la evidencia geocronológica hallada en el Complejo Chuacús y el Mélange El Tambor, apunta a que el emplazamiento de este último terreno ocurrió hacia el Cretácico Tardío posiblemente asociado a un evento de colisión entre ambos bloques.

Otra observación adicional para enfatizar la dificultad de establecer las reconstrucciones paleogeográfica del Bloque Chortis, es su limitada exposición de rocas premesozoicas. De hecho, hasta ahora no se conoce ningún indicio de la existencia de unidades sedimentarias paleozoicas en Chortis, lo cual es una diferencia sustancial de este bloque con terrenos como el Maya, Oaxaca o Mixteca, en los que si hay unidades de esa edad. Por lo tanto, la naturaleza estratigráfica del Bloque Chortis tiene que ser estudiada y examinada lo más completamente posible antes de poder proponer reconstrucciones factibles de su historia geológica e intentar su correlación regional.

## 5.8. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos y presentados en esta investigación para una región en el norte del Bloque Chortis, zona suroriental de Guatemala, plantean una historia geológica más compleja de la que hasta ahora se ha conocido o supuesto a esa entidad y, además, sugieren que los datos previos sean reexaminados.

» El **Complejo Las Ovejas** es un terreno metamórfico que se diferencia de los terrenos adyacentes por su metamorfismo, deformación y magmatismo sintectónico, estos eventos son próximos en tiempo y espacio y comprenden un solo episodio tectónico de edad cenozoica. Este complejo es constituido por un **Ensamble Basal**, el cual está compuesto por unidades meta-sedimentarias y metaígneas interrelacionadas cuyo grado metamórfico alcanzó condiciones de facies de anfibolita, y por un **Ensamble Intrusivo** integrado por un conjunto variado de cuerpos con deformación heterogénea y/o incipiente metamorfismo.

» El protolito del Ensamble Basal del Complejo Las Ovejas fue un conjunto litológico diverso formado por secuencias sedimentarias y volcánicas interrelacionadas. La asociación sedimentaria se derivó mayoritariamente de rocas terrígenas permo-triásicas, pero cuyo depósito quizá continuó hasta el Jurásico. Mientras que la secuencia volcánica se constituyó de litologías jurásico-cretácicas.

» Con base en las edades U-Pb de zircón y K-Ar en anfíbol, biotita y mica blanca, obtenidas en esquistos, gneises, anfibolitas e intrusivos deformados, se infiere que el episodio de alto grado metamórfico que originó al Complejo Las Ovejas ocurrió en el Paleógeno, entre los 40 a 30 Ma (Eoceno Medio-Oligoceno Temprano), con el pico de metamorfismo hacia los 39–36 Ma.

» Se observa una diferencia notoria en el tipo de metamorfismo entre el Complejo Las Ovejas y la Filita San Diego, en el primero existe un ensamble litológico que alcanzó la facies de anfibolita mientras que la Filita San Diego es un terreno en facies inferior a esquistos verdes.

» Las características geocronológicas presentes en el Complejo Las Ovejas y la Filita San Diego objetan el pensamiento tradicional referente a que en el Bloque Chortis los terrenos metamórficos de alto grado son más antiguos que los de bajo grado.

» Las edades, grado de metamorfismo, composición litológica, relaciones estratigráficas e historia geológica permiten enfatizar que el Complejo Las Ovejas y la Filita San Diego forman dos unidades tectonoestratigráficas distintas con poca o ninguna relación hasta el Cenozoico, por lo que es imperioso revisar la conceptualización del basamento del Bloque Chortis como una entidad monótona y, ya sea redefinir sus alcances geológico-geográficos o considerarlo como una colección de terrenos de diferente tamaño y diverso origen.

» La identificación, reconocimiento y caracterización, con base en las edades U-Pb, de tres episodios de intrusión (del Jurásico, Cretácico Tardío y Oligoceno) diferenciados por cuerpos plutónicos singulares (Plutón La Unión, Plutón Chiquimula, Intrusivo Las Joyas) permite inferir que el borde norte del Bloque Chortis ha sido un margen activo en distintas épocas de su historia.

» La edad aproximada de 28 Ma del Intrusivo Las Joyas, el cual es un cuerpo no deformado que intrusión al Complejo Las Ovejas y al Mélange El Tambor, nos señala el tiempo para el que la actividad tectónica dúctil regional había cesado. Igualmente, indica que hacia aquella época la región terminó de ensamblarse.

» Las edades metamórficas e ígneas del Eoceno-Oligoceno típicas del Complejo Las Ovejas, hasta hoy no se han encontrado en los terrenos del sur de México, lo cual implica que el Complejo Las Ovejas ha tenido poca o ninguna interacción con esos terrenos en su historia más reciente. De ratificarse tal carencia con estudios futuros, significaría que el episodio metamórfico de alto grado que originó a ese complejo no está relacionado a la historia tectónica mexicana, lo que supondría que el Bloque Chortis se separó del sur de México antes del Cenozoico, o bien no ha estado relacionado a este margen del Pacífico.

» Los argumentos originales con los que se fundamentó la continuidad entre el sur de México y el Bloque Chortis (similitud de los basamentos, cambios graduales de metamorfismo y tendencias estructurales truncadas en la costa mexicana) no son comprobados por los datos que ahora se conocen tanto en el sur de México y como en Centroamérica.

## **5.9. CUESTIONES ABIERTAS POR RESOLVER**

La interrogante acerca de cuál es el origen del Bloque Chortis, es la mayor incógnita que prevalece, ¿en qué tiempo y condiciones se constituyó?, ¿a qué continentes estuvo asociado?, ¿cuáles y cuántos elementos tectónicos lo constituyen?, ¿cuándo se acopló a la Placa Caribe/?, ¿cuánto se ha desplazado? Los datos aquí presentados no permiten responder con argumentos sólidos a esas incógnitas, y resulta evidente que se necesitan estudios adicionales que provean información detallada para constreñir los modelos y las correlaciones, y delimitar la historia geológica y tectónica del Bloque Chortis. Para responder esas preguntas se debería realizar un conjunto de estudios diversos, tales como:

» Desarrollar la cartografía geológica tanto a escala regional como detallada en áreas clave, por ejemplo en la Sierra de Omoa, la Cordillera Nombre de Dios, la región central de Honduras, entre otras, para poder definir los límites y alcances de los terrenos metamórficos.

» Ampliar los estudios geocronológicos en los terrenos metamórficos de bajo grado que afloran en el sureste de Guatemala, Honduras y noroeste de Nicaragua con objeto de diferenciar y caracterizar a los basamentos del Bloque Chortis. Este punto resulta prioritario dada la marcada diferencia encontrada en las edades obtenidas en las metaareniscas de la Filita San Diego respecto a las litologías metasedimentarias del Complejo Las Ovejas.

» Se requieren estudios de geotermometría y geobarometría para establecer la trayectoria P-T del Complejo Las Ovejas con objeto de construir el o los modelos de evolución metamórfica así como de inferir las condiciones petrogenéticas que permitan deducir el ambiente tectónico que produjo la formación y el metamorfismo de este terreno, De tal manera, que se puedan conjeturar las posibles implicaciones de esos datos en la historia del Bloque Chortis.

» Es deseable realizar estudios microestructurales y de tipificación de las microfábricas existentes en las diversas variedades litológicas del Complejo Las Ovejas, a fin de determinar los procesos, mecanismos y estilos de deformación presentes en ese ensamble metamórfico.

» Efectuar estudios geoquímicos y geocronológicos en los numerosos intrusivos que existen en el Bloque Chortis con objeto de determinar el ambiente tectónico en que se originaron y sus implicaciones en la historia tectónica del bloque.

» Hacer trabajo bioestratigráfico en las unidades sedimentarias mesozoicas que afloran en Honduras a fin de limitar con precisión el tiempo de su formación y conocer los ambientes paleogeográficos en los que se originaron, de tal manera que se pueda sustentar su correlación con las secuencias sedimentarias de los terrenos del sur de México.

Posiblemente, el mayor obstáculo para comprender la relevancia geológica del Bloque Chortis y sus correlaciones e implicaciones regionales, ha sido el hecho de reconocerlo como una entidad unitaria, rígida y coherente, lo que obliga a establecer correspondencias y paralelismos poco factibles.

Además, la aceptación generalizada de la hipótesis que une al Bloque Chortis con el sur de México ha dificultado la evaluación crítica de los argumentos en los que se basa y es que las publicaciones en las que se admita esa correlación, usan pocos datos, tanto de México como de Centroamérica, para respaldarla.

Este estudio enfatiza la necesidad de contar con fundamentos que sustenten las hipótesis y argumentaciones que pretenden explicar la historia tectónica y desarrollo paleogeográfico del Bloque Chortis, más allá de meras especulaciones provocativas y atractivas.

• • •



## *Referencias*

- Alaniz-Álvarez S. A. & Ortega-Gutiérrez F.; 1997; Geología y Petrología del Complejo Xolapa, en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero; Boletín de Mineralogía v. 13; p. 3–32
- Alberding H.; 1957; Application of Principles of Wrench-Fault Tectonics of Moody and Hill to Northern South America; Geological Society of America Bulletin v. 68(6); p. 785–790
- Andersen T.; 2002; Correction of Common Lead in U–Pb Analyses that do not Report  $^{204}\text{Pb}$ ; Chemical Geology v. 192(1-2); p. 59–79
- Anderson T. H. & Schmidt V. A.; 1983; The Evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea Region during Mesozoic Time; Geological Society of America Bulletin v. 94(8); p. 941–966
- Anderson T. H., Erdlac R. J. & Sandstrom M. A.; 1985; Late-Cretaceous Allochthons and post-Cretaceous Strike-slip Displacement along the Cuilco-Chixoy-Polochic Fault, Guatemala; Tectonics v. 4(5); p. 453–475
- Avé Lallemant H. G. & Gordon M. B.; 1999; Deformation History of Roatán Island: Implications for the Origin of the Tela Basin (Honduras); p. 197–218; en: Mann P. (ed.); Caribbean Basins; Sedimentary Basins of the World v. 4; Elsevier Science B. V.; 699 pp.
- Azema J., Biju-Duval B., Bizon J. J., Carfantan J. C., Mascle A. & Tardy M.; 1985; Le Honduras (Amérique Centrale Nucléaire) et le bloc d'Oaxaca (Sud du Mexique): Deux ensembles comparables du continent Nord-Américain séparés par le jeu décrochant sénestre des failles du système Polochic-Motagua; p. 427–438; en: Mascle A. (ed.); Géodynamique des Caraïbes; Symposium Paris; Éditions Technip; 566 pp.
- Baksi A. K., Archibald D. A. & Farrar E.; 1996; Intercalibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating Standards; Chemical Geology v. 129(3-4); p. 307–324
- Barbin V. & Schwoerer M.; 1997; Cathodoluminescence et Géosciences; Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie IIA, v. 325(3); p. 157–169

- Baumgartner P. O., Flores K., Bandini A. N., Girault F. & Cruz D.; 2008; Upper Triassic to Cretaceous Radiolaria from Nicaragua and Northern Costa Rica - The Mesquito Composite Oceanic Terrane; *Ofioliti* v. 33(1); p. 1–19
- Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y. & Fisher N. I.; 2002; Igneous Zircon: Trace Element Composition as an Indicator of Source Rock Type; *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 143(5); p. 602–622
- Bingen B., Austrheim H. & Whitehouse M.; 2001; Ilmenite as a Potential Source for Zirconium during High-grade Metamorphism? Textural Evidence from the Caledonides of Western Norway and Implications for Zircon Geochronology; *Journal of Petrology* v. 42(2); p. 355–375
- Black L. P., Williams I. S. & Compston W.; 1986; Four Zircon Ages from One Rock: The History of a 3930 Ma-old Granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica; *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 94(4); p. 427–437
- Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J. & Foudoulis C.; 2003; TEMORA 1: A New Zircon Standard for Phanerozoic U-Pb Geochronology; *Chemical Geology* v. 200(1-2); p. 155–170
- Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Davis D. W., Aleinikoff J. N., Valley J. W., Mundil R., Campbell I. H., Korsch R. J., Williams I. S. & Foudoulis C.; 2004; Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  Microprobe Geochronology by the Monitoring of a Trace-Element-related Matrix Effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and Oxygen Isotope Documentation for a Series of Zircon Standards; *Chemical Geology* v. 205(1-2); p. 115–140
- Bohnenberger O. H.; 1969; Los Focos Eruptivos Cuaternarios de Guatemala; p. 23–24 + tabla; en: *Trabajos Técnicos Presentados en la Segunda Reunión de Geólogos de América Central*; Publicaciones Geológicas del ICAITI no. 2; Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial; Guatemala, C. A.; 88 pp.
- Bonis S. B.; 1976; El Sismo del 4 de Febrero, 1976, Guatemala: Observaciones Preliminares; p. 13; en: *III Congreso Latinoamericano de Geología*; Resúmenes; 153 pp.
- Bonis S., Bohnenberger O. H. & Dengo G. (comps.); 1970; Mapa Geológico de la República de Guatemala 1970; escala 1:500 000; 1a ed.; Instituto Geográfico Nacional; 4 hojas
- Borradaile G. J., Bayly M. B. & Powell C. M. (eds.); 1982; *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*; Springer-Verlag; 551 pp.
- Bosc E.; 1971; Geology of the San Agustín Acasaguastlán Quadrangle and Northeastern part of El Progreso Quadrangle; Tesis de doctorado; Rice University, Houston, Tx, EU; 131 pp.
- Bowring S. A. & Williams I. S.; 1999; Priscoan (4.00–4.03 Ga) Orthogneisses from Northwestern Canada; *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 134(1); p. 3–16
- Brueckner H. K., Avé Lallemant H. G., Sisson V. B., Harlow G. E., Hemming S. R., Martens U., Tsujimori T. & Sorensen S. S.; 2009; Metamorphic Reworking of a high Pressure–low Temperature Mélange along the Motagua Fault, Guatemala: A Record of Neocomian and Maastrichtian Transpressional Tectonics; *Earth and Planetary Science Letters* v. 284(1-2); p. 228–235
- Burkart B.; 1983; Neogene North American-Caribbean Plate Boundary across Northern Central America: Offset along the Polochic Fault; *Tectonophysics* v. 99(2-4); p. 251–270

- Burkart B.; 1978; Offset across the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico; *Geology* v. 6(6); p. 328–332
- Burkart B.; 1965; Geology of the Esquipulas, Chanmagua and Cerro Montecristo Quadrangles, Southeastern Guatemala; Tesis de doctorado; Rice University; Houston, Tx, EU; 121 pp.
- Burkart B., Deaton B. C., Dengo C. & Moreno G.; 1987; Tectonic Wedges and Offset Laramide Structures along the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of Large Neogene Displacement; *Tectonics* v. 6(4); p. 411–422
- Burkart B., Clemons R. E. & Crane D. C.; 1973; Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy of Southeastern Guatemala; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 57(1); p. 63–73
- Burke K., Cooper C., Dewey J. F., Mann P. & Pindell J. L.; 1984; Caribbean Tectonics and Relative Plate Motions; p. 31–63; en: Bonini W. E., Hargraves R. B. & Shagam R. (eds.); *The Caribbean - South American Plate Boundary and Regional Tectonics*; Geological Society of America Memoir v. 162; 421 pp.
- Calmus T.; 1986; La Frontera entre las Placas Norte-América y Caribe: Estructuras Principales y Evolución Cenozoica; *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora* v. 3(1); p. 19–37
- Campa-Uranga M. F. & Iriando A.; 2004; Significado de Dataciones Cretácicas de los Arcos Volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la Evolución de la Plataforma Guerrero Morelos; p. 76; en: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra; Libro de Resúmenes; Juriquilla, Querétaro; 338 pp.
- Carfantan J. C.; 1983; Les Ensembles Geologiques du Mexique Meridional. Evolution Geodynamique durant le Mesozoique et le Cenozoique; *Geofísica Internacional* v. 22(1); p. 9–37
- Carpenter R. H.; 1954; Geology and Ore Deposits of the Rosario Mining District and the San Juancito Mountains, Honduras, Central America; *Geological Society of America Bulletin* v. 65(1); p. 23–38
- Carr M. J., Patino L. C. & Feigenson M. D.; 2007; Petrology and Geochemistry of Lavas; p. 565–590; en: Bundschuh J. & Alvarado G. E. (eds.); *Central America: Geology, Resources and Hazards*; volume 1; Taylor & Francis; 663 pp.
- Carvalho-Gonçalves da Silva Zenaide; 1967; Studies on Jadeites and Albitites from Guatemala; Tesis de maestría; Rice University; Houston, Tx, EU; 21 pp.
- Case J. E., Holcombe T. L. & Martin R. G.; 1984; Map of Geologic Provinces in the Caribbean Region; p. 1–30; en: Bonini W. E., Hargraves R. B. & Shagam R. (eds.); *The Caribbean - South American Plate Boundary and Regional Tectonics*; Geological Society of America Memoir v. 162; 421 pp.
- Case J. E. & Dengo G.; 1982; The Caribbean Region; p. 163–170; en: Palmer A. R. (ed.), *Perspectives in Regional Geological Synthesis*; D-NAG Special Publication 1; Geological Society of America; 176 pp.
- Centeno-García E., Busby C., Busby M. & Gehrels G.; 2011; Evolution of the Guerrero Composite Terrane along the Mexican Margin, from Extensional Fringing Arc to Contractional Continental Arc; *Geological Society of America Bulletin* v. 123(9-10); p. 1776–1797
- Clemons R. E.; 1966; Geology of the Chiquimula Quadrangle, Guatemala, Central America; Tesis de doctorado; University of Texas; Austin, Tx, EU; 124 pp.

- Clemons R. E. & Long L. E.; 1971; Petrologic and Rb-Sr Isotopic Study of the Chiquimula Pluton, Southeastern Guatemala; Geological Society of America Bulletin v. 82(10); p. 2,729–2,740
- Clemons R., Burkart B. & Godoy-O. J.; 1969; Chiquimula - ND 16-5 G; 1a ed.; Mapa Geológico General de Guatemala; escala 1:250 000; Instituto Geográfico Nacional; Guatemala, C. A.; 1 hoja
- Condie K. C. & Aster R. C.; 2010; Episodic Zircon Age Spectra of Orogenic Granitoids: The Supercontinent Connection and Continental Growth; Precambrian Research v. 180(3-4); p. 227–236
- Condie K. C., Belousova E., Griffin W. L. & Sircombe K. N.; 2009; Granitoid Events in Space and Time: Constraints from Igneous and Detrital Zircon Age Spectra; Gondwana Research v. 15(3-4); p. 228–242
- Connelly J. N.; 2001; Degree of Preservation of Igneous Zonation in Zircon as a Signpost for Concordancy in U/Pb Geochronology; Chemical Geology v. 172(1-2); p. 25–39
- Crane D. C.; 1965; Geology of Jocotán and Timushán Quadrangles, Southeastern Guatemala; Tesis de doctorado; Rice University, Houston, Tx, EU; 85 pp.
- de Cserna Z.; 1965; Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero; Instituto de Geología Boletín n. 62; 76 pp.
- Deaton B. C. & Burkart B.; 1984; Time of Sinistral Slip along the Polochic Fault of Guatemala; Tectonophysics v. 102(1-4); p. 297–313
- Degeling H., Eggins S. & Ellis D. J.; 2001; Zr Budgets for Metamorphic Reactions, and the Formation of Zircon from Garnet Breakdown; Mineralogical Magazine v. 65(6); p. 749–758
- del Giudice D.; 1960; Apuntes sobre la Geología del Departamento de Nueva Segovia; Boletín del Servicio Geológico Nacional de Nicaragua No. 4; p. 17–37
- DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. & Stein S.; 1990; Current Plate Motions; Geophysical Journal International v. 101(2); p. 425–478
- Dengo G.; 1985; Mid America: Tectonic Setting for the Pacific Margin from Southern Mexico to Northwestern Colombia; p. 123–180; en: Nairn A. E. M., Stehli F. G. & Uyeda S. (eds.); Volume 7A: The Pacific Ocean; The Ocean Basins and Margins; Plenum Press; 733 pp.
- Dengo G.; 1969; Problems of Tectonic Relations between Central America and the Caribbean; p. 311–320; en: Geology of the America Mediterranean; Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions v. 19
- Dengo G.; 1968; Estructura Geológica, Historia Tectónica y Morfología de América Central; Centro Regional de Ayuda Técnica, Agencia para el Desarrollo Internacional; México; 50 pp.
- Dodson M. H. & Rex D. C.; 1970; Potassium-argon ages of slates and phyllites from south-west England; Quarterly Journal of The Geological Society v. 126(1-4); p. 465–498
- Dollfus M. M. A. & de Mont-Serrat E.; 1868; Voyage Géologique dans les Républiques de Guatemala et de Salvador; Mission Scientifique au Mexique et dans l'Amérique Centrale, Géologie; Imprimerie impériale; París, Francia; 535 pp.

- Donnelly T. W.; 1989; Geologic History of the Caribbean and Central America; p. 299–321; en: Bally A. W. & Palmer A. R. (eds.); *The Geology of North America—An Overview*; The Geology of North America v. A; Geological Society of America; 619 pp.
- Donnelly T. W., Horne G. S., Finch R. C. & López-Ramos E.; 1990; Northern Central America: The Maya and Chortis Blocks; p. 37–76; en: Dengo G. & Case J. E. (eds.); *The Caribbean Region; The Geology of North America Decade* v. H; Geological Society of America; 528 pp.
- Donnelly T. W., Crane D. & Burkart B.; 1968; Geologic History of the Landward Extension of the Bartlett Trough — Some Preliminary Notes; p. 225–228; en: Saunders J. B. (ed.); *Transactions of the Fourth Caribbean Geological Conference*; Caribbean Printers; Arima, Trinidad y Tobago; 457 pp.
- Ducea M. N., Gehrels G. E., Shoemaker S., Ruiz J. & Valencia V. A.; 2004; Geologic Evolution of the Xolapa Complex, Southern México: Evidence from U-Pb Zircon Geochronology; *Geological Society of America Bulletin* v. 116(7-8); p. 1,016–1,025
- Duncan R. A. & Hargraves R. B.; 1984; Plate Tectonic Evolution of the Caribbean Region in the Mantle Reference Frame; p. 81–93; en: Bonini W. E., Hargraves R. B. & Shagam R. (eds.); *The Caribbean - South American Plate Boundary and Regional Tectonics*; Geological Society of America Memoir 162; 421 pp.
- Durham J. W.; 1985; Movement of the Caribbean Plate and its Importance for Biogeography in the Caribbean; *Geology* v. 13(2); p. 123–125
- Dutrow B. L., Holdaway M. J. & Hinton R. W.; 1986; Lithium in Staurolite and its Petrologic Significance; *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 94(4); p. 496–506
- Eggins S. M., Kinsley L. P. J. & Shelley J. M. G.; 1998; Deposition and Element Fractionation Processes During Atmospheric Pressure Laser Sampling for Analysis by ICP-MS; *Applied Surface Science* v. 127/129; p. 278–286
- Emmet P. A.; 1988; Mapa Geológico de Honduras, Hoja Guanaja; escala 1:50,000; Instituto Geográfico Nacional; Tegucigalpa, Honduras
- Endo S., Wallis S. R., Tsuboi M., Torres-de León R. & Solari L. A.; 2012; Metamorphic Evolution of Lawsonite Eclogites from the Southern Motagua Fault Zone, Guatemala: Insights from Phase Equilibria and Raman Spectroscopy; *Journal of Metamorphic Geology* v. 30(2); p. 143–164
- Erdlac R. J. & Anderson T. H.; 1982; The Chixoy-Polochic Fault and its Associated Fractures in Western Guatemala; *Geological Society of America Bulletin* v. 93(1); p. 57–67
- Escalona-Alcázar F. J., Delgado-Argote L. A., Weber B., Núñez-Peña E. P., Valencia V. A. & Ortíz-Acevedo O.; 2009; Kinematics and U-Pb Dating of Detrital Zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 26(1), p. 48–64
- Fakundiny R. H.; 1970; Geology of the El Rosario Quadrangle, Honduras, Central America; Tesis de doctorado; The University of Texas; Austin, Tx, EU; 234 pp.
- Faure G.; 1986; *Principles of Isotope Geology*; 2<sup>a</sup> ed.; John Wiley & Sons; 589 pp.
- Ferrari L., Bergomi M., Martini M., Tunesi A., Orozco-Esquivel T. & López-Martínez M.; 2014; Late Cretaceous-Oligocene Magmatic Record in Southern Mexico: The Case for a Temporal Slab

- Window along the Evolving Caribbean-North America-Farallon Triple Boundary; *Tectonics* v. 33(9); p. 1,738–1,765
- Finch R. C. & Ritchie A. W.; 1991; The Guayape Fault System, Honduras, Central America; *Journal of South American Earth Sciences* v. 4(1-2); p. 43–60
- Fitz-Díaz E.; 2001; Evolución Estructural del Sinclinatorio de Zacango en el Límite Oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos; Tesis de licenciatura; Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional; México, DF; 99 pp. + anexos
- Flisch M.; 1982; Potassium-Argon Analysis; en: Odin G. S. (ed.); *Numerical Dating in Stratigraphy*; Wiley; p. 151–156
- Flores K. E., Martens U. C., Harlow G. E., Brueckner H. K. & Pearson N. J.; 2013; Jadeitite Formed During Subduction: In situ Zircon Geochronology Constraints from Two Different Tectonic Events within the Guatemala Suture Zone; *Earth and Planetary Science Letters* v. 371-372; p. 67–81
- Foye W. G.; 1918; Notes on a Collections of Rocks from Honduras, Central America; *Journal of Geology* v. 26(6); p. 524–531
- Francis A. H.; 2005; Deformation History of the Maya and Chortís Blocks: Insight to the Evolution of the Motagua Fault Zone, Guatemala; Tesis de maestría; Rice University; Houston, Tx, EU; 149 pp.
- Fraser G., Ellis D. & Eiggins S.; 1997; Zirconium Abundance in Granulite-facies Minerals, with Implications for Zircon Geochronology in High-grade Rocks; *Geology* v. 25(7); p. 607–610
- French C. D. & Schenk C. J.; 2004; Map Showing Geology, Oil and Gas Fields, and Geologic Provinces of the Caribbean Region; U. S. Geological Survey Open-File Report 97-470-K; <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-470/OF97-470K/>
- Friend C. R. L. & Kinny P. D.; 1995; New Evidence for Protolith Ages of Lewisian Granulites, Northwest Scotland; *Geology* v. 23(11); p. 1,027–1,030
- Fu B., Valley J. W., Kita N. T., Spicuzza M. J., Paton C., Tsujimori T., Bröcker M. & Harlow G. E.; 2010; Multiple Origins of Zircons in Jadeitite; *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 159(6); p. 769–780
- Ganguly J.; 1972; Staurolite Stability and Related Parageneses: Theory, Experiments, and Applications; *Journal of Petrology* v. 13(2); p. 335–365
- García-Casco A., Haissen F., Castro A., El-Hmidi H., Torres-Roldán R. L. & Millán G.; 2003; Synthesis of Staurolite in Melting Experiments of a Natural Metapelite: Consequences for the Phase Relations in Low-Temperature Pelitic Migmatites; *Journal of Petrology* v. 44(10); p. 1,727–1,757
- Gebauer D. & Grünenfelder M.; 1979; U—Th—Pb Dating of Minerals; p. 105–131; en: Jäger E. & Hunziker J. C. (eds.); *Lectures in Isotope Geology*; Springer-Verlag; 329 pp.
- Gehrels G., Valencia V. & Pullen A.; 2006; Detrital Zircon Geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at The Arizona Laserchron Center; p. 67–76; en: Olszewski T. D. (ed.); *Geochronology: Emerging Opportunities*; The Paleontological Society Papers v. 12; 180 pp.

- 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; *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* v. 9(3); Q03017; 13 pp.
- Gillis R. J., Gehrels G. E., Ruiz J., Flores de dios-González L. A.; 2005; Detrital Zircon Provenance of Cambrian–Ordovician and Carboniferous Strata of the Oaxaca Terrane, Southern Mexico; *Sedimentary Geology* v. 182(1-4); p. 87–100
- Gomberg D. M., Banks P. O. & McBirney A. R.; 1968; Guatemala: Preliminary Zircon Ages from Central Cordillera; *Science* v. 162(3849); p. 121–122
- Gordon M. B.; 1992; Northern Central America: The Chortis Block; p. 107–113; en: Westerman G. E. G. (ed.); *The Jurassic of the Circum-Pacific; World and Regional Geology* v. 3; Cambridge University Press; 676 pp.
- Gordon M. B.; 1990; The Chortis Block is a Continental, pre-Mesozoic Terrane; p. 505–512; en: Larue D. K. & Draper G. (eds.); *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference; St. Croix, U. S. Virgin Islands; Miami Geological Society; 573 pp.*
- Gordon M. B.; 1987; The Guayape Fault of Honduras: A Major Right-lateral Fault Cutting the Chortis Block; *EOS Transactions of the American Geophysical Union* v. 68(16); p. 423
- Gordon M. B. & Muehlberger W. R.; 1994; Rotation of the Chortis Block Causes Dextral Slip on the Guayape Fault; *Tectonics* v. 13(4); p. 858–872
- Gose W. A.; 1985a; Paleomagnetic Results from Honduras and their Bearing on Caribbean Tectonics; *Tectonics* v. 4(6); p. 565–585
- Gose W. A.; 1985b; Caribbean Tectonics from a Paleomagnetic Perspective; p. 285–301; en: Stehli F. G. & Webb S. D. (eds); *The Great American Biotic Interchange; Topics in Geobiology* v. 4; Springer; 532 pp.
- Gose W. A. & Finch R. C.; 1992; Stratigraphic Implications of Palaeomagnetic Data from Honduras; *Geophysical Journal International* v. 108(3); p. 855–864
- Gose W. A. & Finch R. C.; 1987; Magnetostratigraphic Studies of Cretaceous Rocks in Central America; *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra UANL* v. 2; p. 233–241
- Gose W. A. & Swartz D. K.; 1977; Paleomagnetic Results from Cretaceous Sediments in Honduras: Tectonic Implications; *Geology* v. 5(8); p. 505–508
- Götze J. & Kempe U.; 2009; Physical Principles of Cathodoluminescence (CL) and its Applications in Geosciences; p. 1–22; en: Gucsik A. (ed.); *Cathodoluminescence and its Application in the Planetary Sciences; Springer; 160 pp.*
- Götze J., Kempe U., Habermann D., Nasdala L., Neuser R. D. & Richter D. K.; 1999; High-resolution Cathodoluminescence Combined with SHRIMP Ion Probe Measurements of Detrital Zircons; *Mineralogical Magazine* v. 63(2); p. 179–187
- Gray D. R.; 1977; Morphologic Classification of Crenulation Cleavage; *The Journal of Geology* v. 85(3); p. 229–235

- Grodzicki K. R., Nance R. D., Keppie J. D., Dostal J. & Murphy J. B.; 2008; Structural, Geochemical and Geochronological Analysis of Metasedimentary and Metavolcanic Rocks of the Coatlico Area, Acatlán Complex, Southern Mexico; *Tectonophysics* v. 461(1-4); p. 311–323
- Guerrero-García J. C.; 1989; Vertical Tectonics in Southern Mexico and its Relation to Trench Migration; *Eos, Transactions American Geophysical Union* v. 70(43); p. 1,319
- Hanchar J. M. & Rudnick R. L.; 1995; Revealing Hidden Structures: The Application of Cathodoluminescence and Back-Scattered Electron Imaging to Dating Zircons from Lower Crustal Xenoliths; *Lithos* v. 36(3-4); p. 289–303
- Hanchar J. M. & Miller C. F.; 1993; Zircon Zonation Patterns as Revealed by Cathodoluminescence and Backscattered Electron Images: Implications for Interpretation of Complex Crustal Histories; *Chemical Geology* v. 110(1-3); p. 1–13
- Harley S. L. & Kelly N. M.; 2007; Zircon: Tiny but Timely; *Elements* v. 3(1); p. 13–18
- Harlow G. E., Hemming S. R., Avé Lallemant H. G., Sisson V. B. & Sorensen S. S.; 2004; Two high-Pressure–low-Temperature Serpentinite-matrix Mélange Belts, Motagua Fault Zone, Guatemala: A Record of Aptian and Maastrichtian Collisions; *Geology* v. 32(1); p. 17–20
- Harper C. T.; 1964; Potassium–Argon Ages of Slates and their Geological Significance; *Nature* v. 203(4944); p. 468–470
- Harris N.; 1996; Radiogenic Isotopes and the Interpretation of Granitic Rocks; *Episodes* v. 19(4); p. 107–113
- Heaman L. M., Bowins R. & Crocket J.; 1990; The Chemical Composition of Igneous Zircon Suites: Implications for Geochemical Tracer Studies; *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 54(6); p. 1,597–1,607
- Hernández-Treviño T., Torres-de León R., Solís-Pichardo G., Schaaf P., Hernández-Bernal M. & Morales-Contreras J.; 2004; Edad de la Formación Chapolapa en la Localidad del Río Cochoapa al Oeste del Ocotito, Estado de Guerrero; p. 82–83; en: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra; Libro de Resúmenes; Juriquilla, Querétaro; 338 pp.
- Herrmann U. R., Nelson B. K. & Ratschbacher L.; 1994; The Origin of a Terrane: U/Pb Zircon Geochronology and Tectonic Evolution of the Xolapa Complex (Southern Mexico); *Tectonics* v. 13(2); p. 455–474
- Hess H. H. & Maxwell J. C.; 1953; Caribbean Research Project; *Geological Society of America Bulletin* v. 64(1); p. 1–6
- Hidaka H., Shimizu H. & Adachi M.; 2002; U-Pb Geochronology and REE Geochemistry of Zircons from Palaeoproterozoic Paragneiss Clasts in the Mesozoic Kamiaso Conglomerate, Central Japan: Evidence for an Archean Provenance; *Chemical Geology* v. 187(3-4); p. 279–293
- Hinojosa-Prieto H. R., Nance R. D., Keppie J. D., Dostal J. V., Ortega-Rivera A. & Lee J. K. W.; 2008; Ordovician and Late Paleozoic–Early Mesozoic Tectonothermal History of the La Noria Area, Northern Acatlán Complex, Southern Mexico: Record of Convergence in the Rheic and paleo-Pacific Oceans; *Tectonophysics* v. 461(1-4); p. 324–342

- Hinton R. W. & Upton B. G. J.; 1991; The Chemistry of Zircon: Variations within and between Large Crystals from Syenite and Alkali Basalt Xenoliths; *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 55(11); p. 3,287–3,302
- Hirschmann T. S.; 1963; Reconnaissance geology and stratigraphy of the Subinal Formation (Tertiary) of the El Progreso area, Guatemala, Central America; Tesis de maestría; Indiana University; Bloomington, In, EU; 67 pp.
- Hobbs B. E., Means W. D. & Williams P. F.; 1976; *An Outline of Structural Geology*; John Willey & Sons; 571 pp.
- Holcombe T. L., Vogt P. R., Matthews J. E. & Murchison R. R.; 1973; Evidence for Sea-floor Spreading in the Cayman Trough; *Earth and Planetary Science Letters* v. 20(3); p. 357–371
- Holdaway M. J.; 1978; Significance of Chloritoid-bearing and Staurolite-bearing Rocks in the Picuris Range, New Mexico; *Geological Society of America Bulletin* v. 89(9); p. 1,404–1,414
- Horne G. S., Clark G. S. & Pushkar P.; 1976a; Pre-Cretaceous Rocks of Northwestern Honduras: Basement Terrane in Sierra de Omoa; *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* v. 60(4); p. 566–583
- Horne G., Pushkar P. & Shafiqullah M.; 1976b; Laramide Plutons on the Landward Continuation of the Bonacca Ridge, Northern Honduras; *Publicaciones Geológicas del ICAITI* no. 5; p. 84–90
- Horne G., Pushkar P. & Shafiqullah M.; 1976c; Preliminary K-Ar Age Data from the Laramide Sierra of Central Honduras; *Publicaciones Geológicas del ICAITI* no. 5; p. 91–98
- Hoschek G.; 1969; The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks; *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 22(3); p. 208–232
- Hoskin P. W. O. & Black L. P.; 2000; Metamorphic Zircon Formation by Solid-state Recrystallization of Protolith Igneous Zircon; *Journal of Metamorphic Geology* v. 18(4); p. 423–439
- Hoskin P. W. O. & Ireland T. R.; 2000; Rare Earth Element Chemistry of Zircon and its Use as a Provenance Indicator; *Geology* v. 28(7); p. 627–630
- Howell D. G., Schermer E. R., Jones D. L., Ben-Avraham Z. & Scheiber E.; 1983; Tectonostratigraphic Terrane Map of the Circum-Pacific Region; U. S. Geological Survey Open-File Report 83-716; 23 pp. + mapa
- Instituto Geográfico Militar; 1992; Zacapa - Hoja 2260 I; escala 1:50 000; NAD 27
- Instituto Geográfico Nacional; 2001; La Unión - Hoja 2360 IV; escala 1:50 000; NAD 83
- Instituto Geográfico Nacional; 2000; San Diego - Hoja 2260 III; escala 1:50 000; NAD 83
- Instituto Geográfico Nacional; 1997; San Agustín Acasaguastlán - Hoja 2260 IV; escala 1:50 000; WGS 84
- Instituto Geográfico Nacional; 1994; Río Hondo - Hoja 2261 II; escala 1:50 000; NAD 83

- Instituto Geográfico Nacional; 1988; Chiquimula - Hoja 2260II; escala 1:50 000; NAD 27
- Instituto Geográfico Nacional; 1988; Gualán - Hoja 2361 III; escala 1:50 000; NAD 27
- Instituto Geográfico Nacional; 1987; Jocotán - Hoja 2360 III; escala 1:50 000; NAD 27
- Instituto Geográfico Nacional; 1996; Chiquimula - Hoja ND 16-5; escala 1:250 000
- Instituto Geográfico Nacional; 1966; Puerto Barrios - Hoja ND 16-1; escala 1:250 000
- Instituto Geográfico Nacional; 1969; Mapa Geológico General de Guatemala (Chiquimula - Hoja ND 16-5); escala 1:250 000
- Ireland T. R. & Williams I. S.; 2003; Considerations in Zircon Geochronology by SIMS; p. 215–241; en: Hanchar J. M. & Hoskin P. W. O. (eds.); Zircon; Reviews in Mineralogy and Geochemistry v. 53; 500 pp.
- Jäger E.; 1979; Introduction to Geochronology; p. 1–12; en: Jäger E. & Hunziker J. C. (eds.); Lectures in Isotope Geology; Springer-Verlag; 329 pp.
- Johnson K. R.; 1984; Geology of the Gualán and Southern Sierra de Las Minas Quadrangles, Guatemala; Tesis de doctorado, State University of New York, Binghamton, NY, EU; 300 pp.
- Jordan T. H.; 1975; The Present-day Motions of the Caribbean Plate; Journal of Geophysical Research v. 80(32); p. 4,433–4,439
- Keppie J. D.; 2004; Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey; International Geology Review v. 46(9); p. 765–794
- Keppie J. D. & Morán-Zenteno D. J.; 2005; Tectonic Implications of Alternative Cenozoic Reconstructions for Southern Mexico and the Chortis Block; International Geology Review v. 47(5); p. 473–491
- Keppie J. D., Nance R. D., Fernández-Suárez J., Storey C. D., Jeffries T. E. & Murphy J. B.; 2006; Detrital Zircon Data from the Eastern Mixteca Terrane, Southern Mexico: Evidence for an Ordovician–Mississippian Continental Rise and a Permo-Triassic Clastic Wedge Adjacent to Oaxaquia; International Geology Review v. 48(2); p. 97–111
- Keppie J. D., Sandberg C. A., Miller B. V., Sánchez-Zavala J. L., Nance R. D. & Poole F. G.; 2004; Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian Paleontological and U-Pb SHRIMP Data from the Tecamate Formation to Re-dating Tectonothermal Events in the Acatlán Complex, Southern Mexico; International Geology Review v. 46(8); p. 745–753
- Kesler S. E.; 1973; Basement Rocks Structural Trends in Southern Mexico; Geological Society of America Bulletin v. 84(3); p. 1,059–1,063
- Kesler S. E.; 1971; Nature of Ancestral Orogenic Zone in Nuclear Central America; American Association of Petroleum Geologists Bulletin v. 55(12); p. 2,116–2,129
- Kesler S. E. & Heath S. A.; 1970; Structural Trends in the Southernmost North American Precambrian Oaxaca, Mexico; Geological Society of America Bulletin v. 81(8); p. 2,471–2,476

- Kesler S. E., Josey W. L. & Collins E. M.; 1970; Basement Rocks of Western Nuclear Central America: The Western Chuacús Group, Guatemala; *Geological Society of America Bulletin* v. 81(11); p. 3,307–3,321
- Kinny P. D., Williams I. S., Froude D. O., Ireland T. R. & Compston W.; 1988; Early Archaean Zircon Ages from Orthogneisses and Anorthosites at Mount Narryer, Western Australia; *Precambrian Research* v. 38(4); p. 325–341
- Košler J. & Sylvester P. J.; 2003; Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser ablation ICPMS; p. 243–275; en: Hancher J. M. & Hoskin P. W. O. (eds.); *Zircon; Reviews in Mineralogy and Geochemistry* v. 53; 500 pp.
- Lawrence D. P.; 1975; *Petrology and Structural Geology of the Sanarate-El Progreso Area, Guatemala*; Tesis de doctorado; State University of New York, Binghamton, NY, EU; 255 pp.
- Link P. K., Fanning C. M. & Beranek L. P.; 2005; Reliability and Longitudinal Change of detrital-Zircon Age Spectra in the Snake River System, Idaho and Wyoming: An Example of Reproducing the Bumpy Barcode; *Sedimentary Geology* v. 182(1-4); p. 101–142
- Ludwig K. L.; 2012; *User's Manual for Isoplot 3.75 A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*; Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5; 75 pp.
- Ludwig K. L. & Mundil R.; 2002; Extracting Reliable U-Pb Ages and Errors from Complex Populations of Zircons from Phanerozoic Tuffs; 12th Goldschmidt Conference; *Goldschmidt Conference Abstracts 2002*; p. A463
- Maas R., Kinny P. D., Williams I. S., Froude D. O. & Compston W.; 1992; The Earth's Oldest Known Crust: A Geochronological and Geochemical Study of 3900–4200 Ma Old Detrital Zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia; *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 56(3); p.1,281–1,300
- MacDonald W. D.; 1976; Cretaceous-Tertiary Evolution of the Caribbean; p. 69–78; en: *Transactions of the Seventh Caribbean Geological Conference*
- Malfait B. T. & Dinkelman M. G.; 1972; Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate; *Geological Society of America Bulletin* v. 83(2); p. 251–271
- Mann P.; 1999; Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present; p. 3–31; en: Mann P. (ed.); *Caribbean Basins; Sedimentary Basins of the World* v. 4; Elsevier Science B. V.; 699 pp.
- Mann P., Rogers R. & Gahagan L.; 2007; Overview of Plate Tectonic History and its Unsolved Tectonic Problem; p. 205–241; en: Bundschuh J. & Alvarado G. E. (eds.); *Central America: Geology, Resources and Hazards*; v. 1; Taylor & Francis; 663 pp.
- Manton W. I.; 1996; The Grenville of Honduras; *Geological Society of America Annual Meeting; Abstracts with Program* v. 28(7); p. A-493
- Manton W. I. & Manton R. S.; 1999; The Southern Flank of the Tela basin, Republic of Honduras; p. 219–236; en: Mann P. (ed.); *Caribbean Basins; Sedimentary Basins of the World* v. 4; Elsevier Science B. V.; 699 pp.

- Mariano A. N.; 1989; Cathodoluminescence Emission Spectra of Rare Earth Element Activators in Minerals; p. 339–348; en: Lipin B. R. & McKay G. A. (eds.); *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements; Reviews in Mineralogy* v. 21; 348 pp.
- Marshall D. J.; 1988; *Cathodoluminescence of Geological Materials*; Unwin Hyman; 146 pp.
- Martens U., Ortega-Obregón C., Estrada J. & Valle M.; 2007; Metamorphism and Metamorphic Rocks; p. 485–522; en: Bundschuh J. & Alvarado G. E. (eds.); *Central America: Geology, Resources and Hazards*; volume 1; Taylor & Francis; 663 pp.
- Martens U., Weber B. & Valencia V. A.; 2010; U/Pb Geochronology of Devonian and Older Paleozoic Beds in the Southwestern Maya Block, Central America: Its Affinity with peri-Gondwanan Terranes; *Geological Society of America Bulletin* v. 122(5-6); p. 815–829
- Martini M. & Ferrari L.; 2011; Style and Chronology of the Late Cretaceous Shortening in the Zihuatanejo Area (Southwestern Mexico): Implications for the Timing of the Mexican Laramide Deformation; *Geosphere* v. 7(6); p. 1,469–1,479
- Martini M., Ferrari L., López-Martínez M., Cerca-Martínez M., Valencia V. A. & Serrano-Durán L.; 2009; Cretaceous-Eocene Magmatism and Laramide Deformation in Southwestern Mexico: No Role for Terrane Accretion; p. 151–182; en: Kay S. M., Ramos V. A. & Dickinson W. R. (eds.); *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*; *Geological Society of America Memoir* v. 204; 278 pp.
- Matumoto T. & Latham G. V.; 1976; Aftershocks of the Guatemalan Earthquake of February 4, 1976; *Geophysical Research Letters* v. 3(10); p. 599–602
- McBirney A. R.; 1963; Geology of a Part of the Central Guatemalan Cordillera; *University of California Publications in Geological Sciences* v. 38(4); p. 177–242
- McBirney A. R. & Bass M. N.; 1969a; Structural Relations of pre-Mesozoic Rocks of Northern Central America; p. 269–280; en: McBirney A. R. (ed.); *Tectonic Relations of Northern Central America and the Western Caribbean — The Bonacca expedition*; *American Association of Petroleum Geologists Memoir* v. 11; 355 pp.
- McBirney A. R. & Bass M. N.; 1969b; Geology of Bay Islands, Gulf of Honduras; p. 229–243; en: McBirney A. R. (ed.); *Tectonic Relations of Northern Central America and the Western Caribbean — The Bonacca Expedition*; *American Association of Petroleum Geologists Memoir* v. 11; 355 pp.
- McBirney A. R. & Williams H.; 1965; Volcanic History of Nicaragua; *University of California Publications in Geological Sciences* v. 55; 65 pp.
- Megrue G. H.; 1967; Isotopic Analysis of Rare Gases with a Laser Microprobe; *Science* v. 157(3796); p. 1,555–1,556
- Mendoza-Rosales C. C., Centeno-García E., Silva-Romo G., Campos-Madrigal E. & Bernal J. P.; 2010; Barremian Rift-related Turbidites and Alkaline Volcanism in Southern Mexico and their Role in the Opening of the Gulf of Mexico; *Earth and Planetary Science Letters* v. 295(3-4); p. 419–434
- Meschede M. & Frisch W.; 1998; A Plate-Tectonic Model for the Mesozoic and Early Cenozoic History of the Caribbean Plate; *Tectonophysics* v. 296(3-4); p. 269–291

- Meschede M., Frisch W., Herrmann U. R. & Ratschbacher L.; 1997; Stress Transmission across an Active Plate Boundary: An Example from Southern México; *Tectonophysics* v. 266(1-4); p. 81–100
- Mills R. A.; 1998; Carbonate Detritus and Mylonite Zones in Guerrero, Mexico and Northern Honduras: New Evidence for Detachment of the Chortis Block from Southern Mexico; *Journal of South American Earth Sciences* v. 11(3); p. 291–307
- Mills R. A., Hugh K. E., Feray D. E. & Swolfs H. C.; 1967; Mesozoic Stratigraphy of Honduras; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 51(9); p. 1,711–1,786
- Molina-Garza R. S., Geissman J. W., Wawrzyniec T. F., Peña-Alonso T. A., Iriando A., Weber B. & Aranda-Gómez J.; 2015; Geology of the Coastal Chiapas (Mexico) Miocene Plutons and the Tonalá Shear Zone: Syntectonic Emplacement and Rapid Exhumation During Sinistral Transpression; *Lithosphere* v. 7(3); p. 257–274
- Möller A., O'Brien P. J., Kennedy A. & Kröner A.; 2003; Linking Growth Episodes of Zircon and Metamorphic Textures to Zircon Chemistry: An Example from the Ultrahigh-Temperature Granulites of Rogaland (SW Norway); p. 65–81; en: Vance D., Müller W. & Villa I. M. (eds.); *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures*; Geological Society Special Publications n. 220; 266 pp.
- Möller A., O'Brien P. J., Kennedy A. & Kröner A.; 2002; Polyphase Zircon in ultra high Temperature Granulites (Rogaland, SW Norway): Constraints for Pb Diffusion in Zircon. *Journal of Metamorphic Geology* v. 20(8); p. 727–740
- Molnar P. & Sykes L. R.; 1969; Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity; *Geological Society of America Bulletin* v. 80(9); p. 1,639–1,684
- Morán-Zenteno D. J., Corona-Chávez P. & Tolson G.; 1996; Uplift and Subduction Erosion in Southwestern Mexico since the Oligocene: Pluton Geobarometry Constraints; *Earth and Planetary Science Letters* v. 141(1-4); p. 51–65
- Muehlberger W. R. & Ritchie A. W.; 1975; Caribbean-Americas Plate Boundary in Guatemala and Southern Mexico as Seen on Skylab IV Orbital Photography; *Geology* v. 3(5); p. 232–235
- Muller P. D.; 1979; Geology of the Los Amates Quadrangle and Vicinity, Guatemala, Central America; Tesis de doctorado; State University of New York, Binghamton, NY, EU; 326 pp.
- Müller W., Shelley J. M. G., Miller P. & Broude S.; 2009; Initial Performance Metrics of a New Custom-designed ArF Excimer LA-ICPMS System Coupled to a Two-volume Laser-Ablation Cell; *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* v. 24(2); p. 209–214
- Murali A. V., Parthasarathy R., Mahadevan T. M. & Sankar Das M.; 1983; Trace Element Characteristics, REE Patterns and Partition Coefficients of Zircons from Different Geological Environments—A Case Study on Indian Zircons; *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 47(11); p. 2,047–2,052
- Nasdala L., Zhang M., Kempe U., Panczer G., Gaft M., Andrut M. & Plötze M.; 2003; Spectroscopic Methods Applied to Zircon; p. 427–467; en: Hanchar J. M. & Hoskin P. W. O. (eds.); *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry* v. 53; 500 pp.
- Newcomb W. E.; 1978; Retrograde Cataclastic Gneiss North of Motagua Fault Zone, East-central Guatemala; en: Mac Gillavry H. J. & Beets D. J. (eds.); *The 8th Caribbean Geological Conference (Willemstad, 1977)*; *Geologie en Mijnbouw* v. 57(2); p. 271–276

- Newcomb W. E.; 1975; *Geology, Structure, and Metamorphic of the Chuacús Group, Rio Hondo Quadrangle and Vicinity, Guatemala*; Tesis de doctorado; State University of New York, Binghamton, NY, EU; 165 pp.
- Ohnenstetter D., Cesbron F., Reymond G., Caruba R. & Claude J. M.; 1992; Émissions de Cathodoluminescence de Deux Populations de Zircons Naturels: Tentative d'interprétation; *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 313(6); p. 641–647
- Ortega-Gutiérrez F.; 1978; *Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca*; Instituto de Geología Revista v. 2(2); p. 112–131
- Ortega-Gutiérrez F., Solari L. A., Solé J., Martens U., Gómez-Tuena A., Morán-Ical S., Reyes-Salas M. & Ortega-Obregón C.; 2004; Polyphase, High-Temperature Eclogite-Facies Metamorphism in the Chuacús Complex, Central Guatemala: Petrology, Geochronology, and Tectonic Implications; *International Geology Review* v. 46(5); p. 445–470
- Ortega-Gutiérrez F., Solari L., Ortega-Obregón C., Elías-Herrera M., Martens U., Morán-Ical S., Chiquín M., Keppie J., Torres-de León R. & Schaaf P.; 2007; The Maya-Chortis Boundary: A Tectonostratigraphic Approach; *International Geology Review* v. 49(11); p. 996–1,024
- Ortega-Obregón C., Keppie J. D., Murphy J. B., Lee J. K. W. & Ortega-Rivera A.; 2009; Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions; *Geological Society of America Bulletin* v. 121(11-12); p. 1,678–1,694
- Pagel M., Barbin V., Blanc P. & Ohnenstetter D. (eds.); 2000; *Cathodoluminescence in Geosciences*; Springer; 514 pp.
- Pan Y.; 1997; Zircon- and Monazite-forming Metamorphic Reactions at Manitouwadge, Ontario; *The Canadian Mineralogist* v. 35(1); p. 105–118
- Passchier C. W. & Trouw R. A. J.; 1996; *Microtectonics*; Springer; 289 pp.
- Passchier C. W., Myers J. S. & Kröner A.; 1990; *Field Geology of High Grade Gneisses Terrains*; Springer-Verlag; 143 pp.
- Pérez-Bol E. R.; 2000; *Léxico estratigráfico del Bloque Chortí en Guatemala*; Tesis de licenciatura; Universidad de San Carlos de Guatemala; Cobán, Guatemala; 181 pp.
- Pérez-Gutiérrez R., Solari L. A., Gómez-Tuena A. & Martens U.; 2009a; Mesozoic Geologic Evolution of the Xolapa Migmatitic Complex North of Acapulco, Southern Mexico: Implications for Paleogeographic Reconstructions; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 26(1); p. 201–221
- Pérez-Gutiérrez R., Solari L. A., Gómez-Tuena A. & Valencia V. A.; 2009b; El Terreno Cuicateco: ¿Una Cuenca Oceánica con Influencia de Subducción del Cretácico Superior en el Sur de México? Nuevos Datos Estructurales, Geoquímicos y Geocronológicos; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 26(1); p. 222–242
- Pidgeon R. T., Macambira M. J. B. & Lafon J. M.; 2000; Th–U–Pb Isotopic Systems and Internal Structures of Complex Zircons from an Enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: Evidence for the Ages of Granulite Facies Metamorphism and the Protolith of the Enderbite; *Chemical Geology* v. 166(1-2); p. 159–171

- Pindell J. L.; 1985; Alleghenian Reconstruction and Subsequent Evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean; *Tectonics* v. 4(1); p. 1–39
- Pindell J. L. & Kennan L.; 2009; Tectonic Evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and Northern South America in the Mantle Reference Frame: An Update; p. 1–55; en: James K. H., Lorente M. A. & Pindell J. L. (eds.); *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*; Geological Society Special Publication n. 328; 858 pp.
- Pindell J. L. & Barrett S. F.; 1990; Geological Evolution of the Caribbean Region: A Plate Tectonics Perspective; p. 405–432; en: Dengo J. & Case J. E. (eds.); *The Caribbean Region; The Geology of North America Decade* v. H; Geological Society of America; 528 pp.
- Pindell J. & Dewey J. F.; 1982; Permo-Triassic Reconstruction of Western Pangea and the Evolution of the Gulf of México/Caribbean Region; *Tectonics* v. 1(2); p. 179–211
- Pindell J., Maresch W. V., Martens U. & Stanek K.; 2012; The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous Origin and Proposed Relationship to Central American Subduction Mélanges: Implications for Models of Caribbean Evolution; *International Geology Review* v. 54(2); p. 131–143
- Pindell J., Kennan L., Maresch W. V., Stanek K. P., Draper G. & Higgs R.; 2005; Plate-Kinematics and Crustal Dynamics of Circum-Caribbean Arc-Continent Interactions: Tectonic Controls on Basin Development in proto-Caribbean Margins; p. 7–52; en: Avé Lallemand H. G. & Sisson V. B. (eds.); *Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela*; Geological Society of America Special Papers v. 394; 346 pp.
- Pindell J. L., Cande S. C., Pitman W. C., Rowley D. B., Dewey J. F., Labrecque J. & Haxby W.; 1988; A Plate-Kinematics Framework for Models of Caribbean Evolution; *Tectonophysics* v. 155(2); p. 121–138
- Plafker G. W.; 1976; Tectonic Aspects of the Guatemalan Earthquake of 4 February 1976; *Science* v. 193(4259); p. 1,201–1,208
- Poller U., Liebetrau V. & Todt W.; 1997; U-Pb single-Zircon Dating under Cathodoluminescence Control (CLC-method): Application to Polymetamorphic Orthogneisses; *Chemical Geology* v. 139(1-4); p. 287–297
- Powell C. M.; 1979; A Morphological Classification of Rock Cleavage; *Tectonophysics* v. 58(1-2); p. 21–34
- Powers S.; 1918; Notes on the Geology of Eastern Guatemala and Northwestern Spanish Honduras; *The Journal of Geology* v. 26(6); p. 507–523
- Pushkar P.; 1968; Strontium Isotope Ratios in Volcanic Rocks of Three Island Arc Areas; *Journal of Geophysical Research* v. 73(8); p. 2,701–2,714
- Ratschbacher L., Franz L., Min M., Bachmann R., Martens U., Stanek K., Stubner K., Nelson B. K., Herrmann U., Weber B., López-Martínez M., Jonckheere R., Sperner B., Tichomirowa M., McWilliams M. O., Gordon M., Meschede M. & Bock P.; 2009; The North American–Caribbean Plate Boundary in Mexico–Guatemala–Honduras; p. 219–293; en: James K. H., Lorente M. A. & Pindell J. L. (eds.); *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*; Geological Society Special Publication n. 328; 858 pp.

- Reeves T. K. J.; 1967; *Geology of the Southern Half of the El Progreso Quadrangle, El Progreso, Guatemala*; Tesis de maestría; Rice University, Houston, Tx, EU; 87 pp
- Rémond G., Cesbron F., Chapoulie R., Ohnenstetter D., Roques-Carmes C. & Schvoerer M.; 1992; *Cathodoluminescence Applied to the Microcharacterization of Mineral Materials: A Present Status in Experimentation and Interpretation*; *Scanning Microscopy* v. 6(1); p. 23–68
- Reynolds P. H. & Muecke G. K.; 1978; *Age Studies on Slates: Applicability of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Stepwise Outgassing Method*; *Earth and Planetary Science Letters* v. 40(1); p. 111–118
- Riller U., Ratschbacher L. & Frisch W.; 1992; *Left-lateral Transtension along the Tierra Colorada Deformation Zone, Northern Margin of the Xolapa Magmatic Arc of Southern Mexico*; *Journal of South American Earth Sciences* v. 5(3-4); p. 237–249
- Rino S., Komiya T., Windley B. F., Katayama I., Motoki A. & Hirata T.; 2004; *Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands: implications for mantle overturns in the Early Precambrian*; *Physics of Earth and Planetary Interiors* v. 146(1-2); p. 369–394
- Ritchie A. W. & McDowell F. W.; 1979; *K-Ar Ages of Plutonic and Volcanic Rocks from the Volcanic Highlands of Guatemala Northwest of Guatemala City*; *Isochron/West* v. 25; p. 3–4
- Roberts M. P. & Finger F.; 1997; *Do U-Pb Zircon Ages from Granulites Reflect Peak Metamorphic Conditions?*; *Geology* v. 25(4); p. 319–322
- Roberts R. J. & Irving E. M.; 1957; *Mineral Deposits of Central America*; U. S. Geological Survey Bulletin 1034; 205 pp.
- Rogers R. D., Mann P. & Emmet P. A.; 2007; *Tectonic Terranes of the Chortis Block based on Integration of Regional Aeromagnetic and Geologic Data*; p. 65–88; en: Mann P. (ed.); *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Northern Central America*; Geological Society of America Special Paper v. 428; 179 pp.
- Roper P. J.; 1978; *Stratigraphy of the Chuacús Group on the South Side of the Sierra de Las Minas Range, Guatemala*; en: Mac Gillavry H. J. & Beets D. J. (eds.); *The 8th Caribbean Geological Conference (Willemstad, 1977)*; *Geologie en Mijnbouw* v. 57(2); p. 309–313
- Rosenfeld J. H.; 1981; *Geology of the Western Sierra de Santa Cruz, Guatemala, Central America: An Ophiolite Sequence*; Tesis de doctorado; State University of New York; Binghamton, NY, EU; 313 pp.
- Ross M. I. & Scotese C. R.; 1988; *A Hierarchical Tectonic Model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region*; *Tectonophysics* v. 155(2); p. 139–168
- Rowley D. B. & Pindell J. L.; 1989; *End Paleozoic-Early Mesozoic western Pangean reconstruction and its implications for the distribution of Precambrian and Paleozoic rocks around Meso-America*; *Precambrian Research* v. 42(3-4); p. 411–444
- Rubatto D.; 2002; *Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism*; *Chemical Geology* v. 184(1-2); p. 123–138

- Rubatto D. & Gebauer D.; 2000; Use of Cathodoluminescence for U-Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: some Examples from the Western Alps; p. 373–400; en: Pagel M., Barbin V., Blanc P. & Ohnenstetter D. (eds.); Cathodoluminescence in Geosciences; Springer; 514 pp.
- Rubatto D., Williams I. S. & Buick I. S.; 2001; Zircon and Monazite Response to Prograde Metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia; Contributions to Mineralogy and Petrology v. 140(4); p. 458–468
- Rubatto D., Gebauer D. & Compagnoni R.; 1999; Dating of Eclogite-facies Zircons: The Age of Alpine Metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps); Earth and Planetary Science Letters v. 167(3-4); p. 141–158
- Sánchez-Zavala J. L., Ortega-Gutiérrez F., Keppie J. D. Jenner G. A., Belousova E. & Macías-Romo C.; 2004; Ordovician and Mesoproterozoic Zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, Southern Mexico: Local Provenance in the Acatlán and Oaxacan Complexes; International Geology Review v. 46(11); p. 1,005–1,021
- Schaaf P., Morán-Zenteno D. J., Hernández-Bernal M. S., Solís-Pichardo G., Tolson G. & Köhler H.; 1995; Paleogene Continental Margin Truncation in Southwestern Mexico: Geochronological Evidence; Tectonics v. 14(5); p. 1,339–1,350
- Sapper K.; 1899; Über Gebirgsbau und Boden des Nördlichen Mittelamerika; Petermann's Geographische Mittheilung; Ergänzungsheft n. 127; 119 pp.
- Sapper K.; 1937; Mittelamerika; Handbuch der Regionalen Geologie; Band 8, Abt 4, Heft 29; Steinman and Wilckens; Heidelberg, Germany; 119 pp.
- Schuchert C.; 1935; Historical Geology of the Antillean-Caribbean Region; Historical Geology of North America v. 1; John Wiley and Sons Inc.; New York; 811 pp.
- Schwartz D. P.; 1976; Geology of the Zacapa Quadrangle and Vicinity, Guatemala, Central America; Tesis de doctorado; State University of New York; Binghamton, NY, EU; 191 pp.
- Sedlock R. L., Ortega-Gutiérrez F. & Speed R. C.; 1993; Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico; Geological Society of America Special Paper 278; 153 pp.
- Silva-Romo G.; 2008; Guayape-Papalutla Fault System: A Continuous Cretaceous Structure from Southern Mexico to the Chortís Block? Tectonic Implications; Geology v. 36(1); p. 75–78
- Silva-Romo G. & Mendoza-Rosales C. C.; 2009; Evaluación Geológica de los Modelos para el Truncamiento Cenozoico del Sur de México: Erosión por Subducción y Detachment del Bloque Chortís; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas v. 26(1); p. 165–176
- Simonson B. M.; 1981; Mapa Geológico de Honduras, Hoja El Porvenir; escala 1:50,000; Instituto Geográfico Nacional; Tegucigalpa, Honduras.
- Sircombe K.; 2000; The Usefulness and Limitations of Binned Frequency Histograms and Probability Density Distributions for Displaying Absolute Age Data; Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 13; Current Research 2000-F2; Geological Survey of Canada; 11 pp.
- Sláma J., Košler J., Condon D. J., Crowley J. L., Gerdes A., Hanchar J. M., Horstwood M. S. A., Morris G. A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M. N. & Whitehouse M. J.; 2008;

- Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis; *Chemical Geology* v. 249(1-2); p. 1–35
- Solari L. A. & Tanner M.; 2011; UPb.age, A Fast Data Reduction Script for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 28(1); p. 83–91
- Solari L. A., Gómez-Tuena A., Bernal J. P., Pérez-Arvizu O. & Tanner M.; 2010; U-Pb Zircon Geochronology by an Integrated LA-ICPMS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy; *Geostandards and Geoanalytical Research* v. 34(1); p. 5–18
- Solari L. A., Ortega-Gutiérrez F., Elías-Herrera M., Schaaf P., Norman M., Torres-de León R., Ortega-Obregón C., Chiquín M. & Morán-Ical S.; 2009; U-Pb Zircon Geochronology of Paleozoic Units in Western and Central Guatemala: Insights into the Tectonic Evolution of Middle America; p. 293–311; en: James K. H., Lorente M. A. & Pindell J. L. (eds.); *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*; Geological Society Special Publication No. 328; 858 pp.
- Solé J.; 2009; Determination of K-Ar Ages in Milligram Samples Using an Infrared Laser for Argon Extraction; *Rapid Communications in Mass Spectrometry* v. 23(22); p. 3,579–3,590
- Solé J. & Enrique P.; 2001; X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating; *Analytica Chimica Acta* v. 440(2); p. 199–205
- Steiger R. H. & Wasserburg G. J.; 1966; Systematics in the  $Pb^{208}$ - $Th^{232}$ ,  $Pb^{207}$ - $U^{235}$  and  $Pb^{206}$ - $U^{238}$  Systems; *Journal of Geophysical Research* v. 71(24); p. 6,065–6,090
- Sutter J. F.; 1979; Late Cretaceous Collisional Tectonics along the Motagua Fault Zone; *Geological Society of America Abstracts with Programs* v. 11(7); p. 525–526
- Sykes L. R. & Ewing M.; 1965; The Seismicity of the Caribbean Region; *Journal of Geophysical Research* v. 70(20); p. 5,065–5,074
- Sykes L. R., McCann W. R. & Kafka A. L.; 1982; Motion of the Caribbean Plate during last 7 Million Years and Implications for earlier Cenozoic Movements; *Journal of Geophysical Research* v. 87(B13); p. 10,656–10,676
- Talavera-Mendoza O., Ruiz J., Gehrels G. E., Meza-Figueroa D. M., Vega-Granillo R. & Campa-Uranga M. F.; 2005; U-Pb Geochronology of the Acatlán Complex and Implications for the Paleozoic Paleogeography and Tectonic Evolution of Southern Mexico; *Earth and Planetary Science Letters* v. 235(3-4); p. 682–699
- Talavera-Mendoza O., Ruiz J., Gehrels G. E., Valencia V. A. & Centeno-García E.; 2007; Detrital Zircon U/Pb Geochronology of Southern Guerrero and Western Mixteca Arc Successions (southern Mexico): New Insights for the Tectonic Evolution of Southwestern North America during the Late Mesozoic; *Geological Society of America Bulletin* v. 119(9-10); p. 1052–1065
- Tera F. & Wasserburg G. J.; 1972; U-Th-Pb Systematics in Three Apollo 14 Basalts and the Problem of Initial Pb in Lunar Rocks; *Earth and Planetary Sciences Letters* v. 14(3); p. 281–304
- Tilton G. R.; 1960; Volume Diffusion as a Mechanism for Discordant Lead Ages; *Journal of Geophysical Research* v. 65(9); p. 2,933–2,945
- Timms N. E. & Reddy S. M.; 2009; Response of Cathodoluminescence to Crystal-plastic Deformation in Zircon; *Chemical Geology* v. 261(1-2); p. 12–24

- Torres-de León R.; 2005; Geología, Petrografía, Estructuras y Tectónica en el Área de La Venta, Guerrero; Tesis de maestría; Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México; 99 pp.
- Torres-de León R.; 2001; Estructuras del Terreno Mixteca, en el Área Comprendida entre la Cabalgadura de Papalutla y el Sinclinatorio Olinalá, Estado de Guerrero; Tesis de licenciatura; Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero; Taxco El Viejo, Gro.; 105 pp. + apéndices
- Torres-de León R., Solari L. A., Ortega-Gutiérrez F. & Martens U.; 2012; The Chortís Block—southwestern México Connections: U-Pb Zircon Geochronology Constraints; *American Journal of Science* v. 312(3); p. 288–313
- Turner F. J. & Weiss L. E.; 1963; *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*; McGraw Hill Company; 545 pp.
- Valencia V. A., Ducea M., Talavera-Mendoza O., Gehrels G., Ruíz, J. & Shoemaker S.; 2009; U-Pb Geochronology of Granitoids in the north-western Boundary of the Xolapa Terrane; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 26(1); p. 189–200
- Vavra G.; 1994; Systematics of Internal Zircon Morphology in Major Variscan Granitoid Types; *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 117(4); p. 331–344
- Vavra G.; 1990; On the Kinematics of Zircon Growth and its Petrogenetic Significance: A Cathodoluminescence Study; *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 106(1); p. 90–99
- Vavra G., Schmid R. & Gebauer D.; 1999; Internal Morphology, Habit and U-Th-Pb Microanalysis of Amphibolite-to-Granulite Facies Zircons: Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps); *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 134(4); p. 380–404
- Venable M.; 1994; A Geological, Tectonic, and Metallogenic Evaluation of the Siuna Terrane (Nicaragua); Tesis de doctorado; University of Arizona; Tucson, Az, EU; 154 pp.
- Venegas-Rodríguez G., Barboza-Gudiño J. R. & López-Doncel R. A.; 2009; Geocronología de Circones Detríticos en Capas del Jurásico Inferior de las Áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el Estado de San Luis Potosí; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 26(2); p. 466–481
- Vermeesch P.; 2004; How many Grains are Needed for a Provenance Study?; *Earth and Planetary Science Letters* v. 224(3-4); p. 441–451
- Vinson G. L.; 1962; Upper Cretaceous and Tertiary Stratigraphy of Guatemala; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 46(4); p. 425–456
- Wadge G. & Burke K.; 1983; Neogene Caribbean Plate Rotation and Associated Central American Tectonic Evolution; *Tectonics* v. 2(6); p. 633–643
- Walker J. D. & Geissman J. W. (comps.); 2009; 2009 GSA Geologic Time Scale; *GSA Today* v. 19(4-5); p. 60–61
- Walper J. L.; 1960; Geology of Cobán-Purulhá Area, Alta Verapaz, Guatemala; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 44(8); p. 1,273–1,315

- Wasserburg G. J.; 1963; Diffusion Processes in Lead-Uranium Systems; *Journal of Geophysical Research* v. 68(16); p. 4,823–4,846
- Weber B., Valencia V. A., Schaaf P., Pompa-Mera V. & Ruiz J.; 2008; Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a Peri-Gondwanan Realm; *The Journal of Geology* v. 116(6); p. 619–639
- Wetherill G. W.; 1963; Discordant Uranium-Lead Ages 2. Discordant Ages Resulting from Diffusion of Lead and Uranium; *Journal of Geophysical Research* v. 68(10); p. 2,957–2,965
- Wetherill G. W.; 1956a; An Interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand Age Patterns; *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 9(5-6); p. 290–292
- Wetherill G. W.; 1956b; Discordant Uranium-Lead ages, I; *Transactions, American Geophysical Union* v. 37(3); p. 320–326
- Weyl R.; 1980; *Geology of Central America*; 2a ed.; *Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, Band 15*; Gebrüder Borntraeger; Berlin; 371 pp.
- Weyl R.; 1961; *Die Geologie Mittelamerika*; *Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, Band 1*; Gebrüder Borntraeger; Berlin; 226 pp.
- Williams H.; 1960; Volcanic History of Guatemalan Highlands; *University of California Publications in Geological Sciences* v. 38; 86 pp.
- Williams H. & McBirney A. R.; 1969; Volcanic History of Honduras; *University of California Publications in Geological Sciences* v. 85; 101 pp.
- Williams H., McBirney A. R. & Dengo G.; 1964; Geologic Reconnaissance in Southeastern Guatemala; *University of California Publications in Geological Sciences* v. 50; p. 1–56
- Williams I. S.; 1998; U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe; p. 1–35; en: McKibben M. A., Shanks W. C. & Ridley W. I. (eds.); *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*; *Reviews in Economic Geology* v. 7; 263 pp.
- Williams I. S., Buick I. S. & Cartwright I.; 1996; An Extended Episode of Early Mesoproterozoic Metamorphic Fluid Flow in the Reynolds Range, Central Australia; *Journal of Metamorphic Geology* v. 14(1); p. 29–47
- Wilson H. H.; 1974; Cretaceous Sedimentation and Orogeny in Nuclear Central America; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 58(7); p. 1,348–1,396
- Yang B., Luff B. J. & Townsend P. D.; 1992; Cathodoluminescence of Natural Zircons; *Journal of Physics: Condensed Matter* v. 4(25); p. 5,617–5,624
- Yui T. F., Maki K., Usuki T., Lan C. Y., Martens U., Wu C. M., Wu T. W. & Liou J. G.; 2010; Genesis of Guatemala Jadeitite and Related Fluid Characteristics: Insight from Zircon; *Chemical Geology* v. 270(1-4); p. 45–55
- Zoppis-Bracci L.; 1957; Estudio Geológico de la Región de Palacagüina y de su Depósito de Antimonio; *Boletín del Servicio Geológico Nacional de Nicaragua* No. 1; p. 29–34